

JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH

ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA

Studijní program: B4131 Zemědělství

Studijní obor: Trvale udržitelné systémy hospodaření v krajině

Katedra: Katedra krajinného managementu

Vedoucí katedry: doc. Ing. Pavel Ondr, CSc.

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Analýza mikroklimatu různě obhospodařovaných ploch

Vedoucí bakalářské práce: Ing. Jakub Brom, Ph.D.

Konzultant bakalářské práce: doc. RNDr. Jan Pokorný, CSc.

Autor práce: Jiří Šachl

Hůrky, duben 2013

## **PROHLÁŠENÍ**

Prohlašuji, že svoji bakalářskou práci jsem vypracoval samostatně pouze s použitím pramenů a literatury uvedených v seznamu citované literatury. Prohlašuji, že v souladu s § 47b zákona č. 111/1998 Sb. v platném znění souhlasím se zveřejněním své bakalářské práce, a to v nezkrácené podobě (v úpravě vzniklé vypuštěním vyznačených částí archivovaných Zemědělskou fakultou JU) elektronickou cestou ve veřejně přístupné části databáze STAG provozované Jihočeskou univerzitou v Českých Budějovicích na jejích internetových stránkách.

duben 2013

-----  
podpis

JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH  
Fakulta zemědělská  
Akademický rok: 2012/2013

## ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

(PROJEKTU, UMĚLECKÉHO DÍLA, UMĚLECKÉHO VÝKONU)

Jméno a příjmení: **Jiří ŠACHL**  
Osobní číslo: **Z10409**  
Studijní program: **B4131 Zemědělství**  
Studijní obor: **Trvale udržitelné systémy hospodaření v krajině**  
Název tématu: **Analýza mikroklimatu různě obhospodařovaných ploch.**  
Zadávající katedra: **Katedra krajinného managementu**

### Z á s a d y p r o v y p r a c o v á n í :

Náplní bakalářské práce bude analýza vybraných ukazatelů mikroklimatu (např. teplotní a vlhkostní gradient porostu) různě obhospodařovaných zemědělských ploch v průběhu vegetační sezóny ve vztahu k vývoji vegetačního krytu a hospodářským zásahům na těchto plochách.

Práce bude zahrnovat následující části:

1. Vypracování literární rešerše problematiky mikroklimatu porostu s důrazem na vybrané typy porostů.
2. Seznámení se se studovanými lokalitami a praktické zvládnutí metodického postupu analýzy mikroklimatu.
3. Zpracování získaných dat a materiálů a jejich adekvátní statistické vyhodnocení.
4. Diskuse výsledků v širších souvislostech funkce různých typů vegetačního krytu a jeho stavu v krajině.


Práce bude navazovat na ukončený výzkumný záměr Zemědělské fakulty Jihočeské univerzity v Českých Budějovicích, MSM 6007665806.

Rozsah grafických prací: **mapy, tabulky, grafy**  
Rozsah pracovní zprávy: **40 stran textu**  
Forma zpracování bakalářské práce: **tištěná/elektronická**  
Seznam odborné literatury:


**DYKYJOVÁ, D. a kol., 1989: Metody studia ekosystémů. Academia, Praha.**  
**GEIGER, R., ARON, R. H., TODHUNTER, P., 2003: The climate near the ground. 6th edition. Rowman a Littlefield Publishers, Inc., Lanham, Maryland.**  
**HAVLÍČEK V. a kol. 1986: Agrometeorologie. SZN n. p., Praha.**  
**JONES H. G. 1992: Plants and microclimate. 2nd edition. Cambridge University Press, Cambridge.**  
**KRAVČÍK, M., POKORNÝ, J., KOHUTIAR, J., KOVÁČ, M. a TÓTH, E., 2007: Voda pre ozdravenie klímy. Nová vodná paradígma. Municipalia, a.s., Košice.**  
**MATEJKA, F., HUZULÁK, J., 1987: Analýza mikroklimy porastu. VEDA, Nakladateľstvo SAV, Bratislava.**  
**RIPL, W., 2003: Water: the bloodstream of the biosphere. Philosophical Transaction. The Royal Society of London B358: 1921-1934.**

Vedoucí bakalářské práce: **Ing. Jakub Brom, Ph.D.**  
Katedra krajinného managementu  
Konzultant bakalářské práce: **doc. RNDr. Jan Pokorný, CSc.**  
Studijní oddělení

Datum zadání bakalářské práce: **18. února 2013**  
Termín odevzdání bakalářské práce: **15. dubna 2013**

  
prof. Ing. Miloslav Šoch, CSc.  
děkan

JIHOČESKÁ UNIVERZITA  
V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH  
ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA  
studijní oddělení  
Studentská 13  
370 05 České Budějovice

  
doc. Ing. Pavel Ondr, CSc.  
vedoucí katedry

V Českých Budějovicích dne 18. února 2013

## **PODĚKOVÁNÍ**

Děkuji vedoucímu bakalářské práce Ing. Jakubu Bromovi, Ph.D. za cenné rady, připomínky, metodické vedení práce a průběžné konzultace během vypracování mé bakalářské práce.

Rovněž děkuji pracovníkům katedry krajinného managementu Zemědělské fakulty Jihočeské univerzity sekce laboratoř aplikované ekologie a firmě FIEDLER-MÁGR elektronika pro ekologii, za zapůjčení přístrojů a odbornou pomoc při práci na pokusu.

Za pomoc a podporu děkuji i své rodině.

## ABSTRAKT

Předkládaná bakalářská práce se zabývá problematikou tvorby mikroklimatu vegetačního krytu, především z hlediska teplotního a vlhkostního režimu, a energetických toků prostřednictvím Bowenova poměru. Bylo sledováno několik vybraných mikroklimatických ukazatelů, jejichž hodnoty byly závislé na jednotlivých typech porostů (jetel luční, pšenice setá, lilek hlíznatý a trvalý travní porost (TTP) - louka) v průběhu vegetační sezóny a na vlivu rozdílného zemědělského obhospodařování.

Z výsledků experimentální části práce vyplývají patrné rozdíly v průběhu teplot na povrchu jednotlivých porostů. Nejmenší rozdíly byly zjištěny mezi jednotlivými porosty v chodu teplot měřených v úrovni dvou metrů nad zemí.

Průběhy relativní vlhkosti vzduchu se lišily mezi sledovanými stanovišti. Největší rozdíly byly patrné opět v úrovni povrchu porostů. Zde byl vliv druhu vegetace na vlhkost vzduchu více patrný. Ve sledovaném období dosahoval nejvyšších průměrných hodnot relativní vlhkosti porost jetele v obou měřených úrovních.

Průběh denních amplitud teploty povrchu půdy a teploty půdy v hloubce 0,1 m měl nejvyrovnanější porost louky. Největších amplitud dosahoval porost brambor v hloubce 0,1 m.

Bowenův poměr v měřeném období od dubna do října značně kolísal na všech lokalitách. Hodnoty byly převážně kladné, ale zřídka převyšovaly hranici 1,25. Nejvyrovnanější průběh Bowenova poměru byl v porostu pšenice.

**Klíčová slova:** mikroklima, porost, teplota, vlhkost, výpar, Bowenův poměr.

## **ABSTRACT**

Proposed bachelor thesis deals with the issue of the microclimate creation in the vegetation cover. The main focus was put on monitoring of temperature and humidity regime, and solar energy fluxes due to Bowen ratio. Several microclimatic parameters was monitored in four different biotopes with different microclimate regime (red clover, winter wheat, potato and grassland), during the growing season and relied to the different agricultural management.

Results of experimental part of this bachelor thesis showed apparent differences in the course of temperature at the canopy surface of the biotopes. The lowest differences in temperature regime were measured in two metres above ground.

Relative air humidity differed in the observed localities. The highest contrasts were recorded at the canopy level, where the effect of vegetation type on air humidity was more evident. The highest mean values of relative humidity were found in the red clover stand for both measured levels during the study period.

The most balanced course of daily temperature amplitude of soil surface and soil in 0,1 m below the surface was measured in meadow. The biggest temperature amplitudes was found in the potato at the canopy surface level.

The Bowen ratio intensively fluctuated on all localities during the study period (from April to November). Values of Bowen ratio was usually positive. They rarely exceeded value of 1.25. The most balanced course of the Bowen ratio was recorded in winter wheat stand.

**Keywords:** microclimate, canopy, temperature, humidity, evapotranspiration, Bowen ratio.

# OBSAH

<b>1. ÚVOD</b>	9
<b>2. CÍL PRÁCE</b>	11
<b>3. LITERÁRNÍ REŠERŠE</b>	12
3.1 MIKROKLIMA	12
3.1.1 Aktivní povrch	13
3.1.2 Zářivá energie	13
3.1.3 Záření a zelené rostliny	17
3.1.4 Teplota vzduchu	20
3.1.5 Teplota půdy	21
3.1.6 Koloběh vody v přírodě	22
3.1.7 Vlhkost vzduchu	24
3.2 VÝPAR VODY	26
3.2.1 Obecné principy	26
3.2.2 Transpirace	28
3.2.3 Evapotranspirace	29
3.3 FUNKCE POROSTŮ	31
3.4 VÝBĚR STUDIJNÍCH PLOCH	33
<b>4. EXPERIMENTÁLNÍ ČÁST</b>	34
4.1 Experimentální lokality	34
4.2 Použité měřicí přístroje	34
4.3 Metodika měření	35
4.4 Zpracování získaných dat	35
<b>5. VÝSLEDKY</b>	37
<b>6. DISKUZE</b>	55
<b>7. ZÁVĚR</b>	58
<b>8. POUŽITÁ LITERATURA</b>	59



# 1. ÚVOD

Existence života na planetě Zemi je podmíněna fotosyntézou zelených rostlin. Růst a vývoj zelených rostlin je dán vhodným prostředím, které je definováno pomocí mnoha faktorů. Nejznámější jsou teplota prostředí, voda, sluneční záření, zeměpisná poloha a další. Tyto faktory souhrnně tvoří mikroklima porostu. Vegetace, jako jedna z nejdůležitějších součástí biosféry, se podílí na tvorbě klimatu na všech úrovních (HAYDEN 1998) a má velký význam při disipaci solární energie (BROM 2008).

Soubor procesů podílejících se na tvorbě klimatu (sem patří i vegetační kryt jako jeden z faktorů) je značně obsáhlé a také ještě poměrně málo prozkoumané téma a do jedné bakalářské práce se nedá vtěsnat jako celek. Proto se tato práce zaměřuje především na problematiku vybraných ukazatelů mikroklimatu porostů, zejména z hlediska jejich teplotně-vlhkostního režimu, z hlediska toků energie a výparu, v souvislosti s různým zemědělským obhospodařováním několika vybraných druhů porostů v průběhu vegetační sezóny. Práce navazuje na ukončený výzkumný záměr Zemědělské fakulty Jihočeské univerzity v Českých Budějovicích, MSM 6007665806.

Vegetace hraje významnou roli v energetické bilanci stanoviště. Na povrch Země dopadá velké množství energie od Slunce. Bude-li tato energie odražena zpět do atmosféry nebo se využije efektivněji (např. na ohřev povrchu, výpar apod.), záleží na charakteru povrchu.

Při procesu výměny energie mezi aktivním povrchem a nejnižšími vrstvami ovzduší, se díky výparu dostává do atmosféry velké množství vodní páry a také tepla. Výpar vody z rostlin označujeme jako transpiraci, výpar z půdy (nebo vodní hladiny) se nazývá evaporace a společně se označují pojmem evapotranspirace. Každá rostlina může odpařovat vodu ze svého povrchu (hlavně z listů/jehlic). Což má za následek změnu teploty a vlhkosti vzduchu ve svém bezprostředním okolí. Odpařená voda se pak na chladnějších místech nebo v noci znovu vysráží (kondenzuje). To má samozřejmě opět vliv na teplotu i vlhkost vzduchu. Tímto způsobem si každé rostlinné společenstvo vytváří vlastní mikroklima a může tak významně ovlivňovat klimatické podmínky stanoviště (KRÉDL a kol. 2010). Dá se proto předpokládat, že systém meteorologických dějů je různý, podle toho, jak se liší charakter jednotlivých rostlinných společenství spolu s charakterem okolí (LITSCHMANN a HADAŠ 2003). Způsob, jakým rostliny s vodou hospodaří, se liší nejen podle druhů, ale záleží i na mnoha jiných faktorech ovlivňujících výpar, jako např. zásoby vody v půdě a její přístupnost rostlinám, na teplotě okolí apod. (BROM 2004). Mezi krajinou s vegetací a krajinou bez vegetace můžeme sledovat velké charakteristické rozdíly. Díky vegetačnímu krytu jež aktivně reguluje výdej vody při transpiraci, je ovlivňováno

množství vodní páry vzniklé při procesu evapotranspirace a tím je také ovlivněno množství vodní páry v troposféře. To dále ovlivňuje teplotní režim stanoviště, kdy se zvyšující se vlhkostí vzduchu narůstá minimální teplota a klesá teplota maximální. Proces evapotranspirace má velký význam v hydrologickém cyklu.

Vliv vegetace na teplotní amplitudu stanoviště závisí na schopnosti vody vázat a uvolňovat energii při fázových přeměnách, např. při výparu a kondenzaci. Tato energie je nazývána jako skupenské teplo výparu a dosahuje hodnoty kolem 2500 J na gram odpařené či kondenzované vody. Výparem je energie vázána, kondenzací je naopak uvolňována. Proto se při výparu okolí ochlazuje a při kondenzaci se okolí ohřívá. Podle PENKY (1985) rostliny díky této schopnosti vody regulují teplotu svého povrchu a výpar vody ovlivňují prostřednictvím průduchů. Pomocí transpirace rostlina zabraňuje svému přehřátí nad optimální teplotu, kdy je produkce fytohmoty největší. Podle ŠÍRA a kol (2003) je např. v chladnějším horském a podhorském klimatu při svitu slunce optimální teplota rostlin udržována transpirací přibližně na 25 °C ve střední hodnotě, přičemž kolísá mezi 23–27 °C.

Z hlediska trendu zvětšujících se jednolitých ploch obilnin a jejich pěstování je znalost mikroklimatických dějů uvnitř porostů poměrně důležitá. Z praktického pohledu můžeme znalost evapotranspiračních procesů plodin využít pro ovlivnění vodní bilance stanoviště, na základě struktury porostu a délky trvání a nástupu vývojových fází porostu (BRANT a kol. 2009), pro výpočet tvorby výnosu a produkce biomasy (KRÉDL a kol. 2010), pro zkoumání výskytu živočišných škůdců a patogenů (STŘEDA, ROŽNOVSKÝ, POKLADNÍKOVÁ, 2009) apod. Dále nám může být znalost skutečných hodnot evapotranspirace kulturních plodin prospěšná pro pochopení vlivu zemědělství jako celku na životní prostředí a také může být základem pro odstranění negativního působení zemědělské činnosti na krajinu a na její vodní bilanci. Budeme-li brát v úvahu nikoli jednu rostlinu, ale například celé pole či ekosystém, účinky rostlinného hospodaření s vodou začnou být patrné na regionální až globální úrovni.

V dnešní době dochází stále častěji k různým extrémním výkyvům počasí. Proto začíná být aktuální otázka, zda by nešly tyto výkyvy, díky dokonalému poznání tvorby mikroklimatu, klimatu a všech souvisejících procesů, zmírnit nebo jim úplně předcházet.

## 2. CÍL PRÁCE

Celková rozloha České Republiky je přibližně 7887 tis. ha. Z toho je víc jak polovina zemědělská půda. Člověk svým hospodařením na zemědělských pozemcích nutně ovlivňuje energetickou bilanci jednotlivých krajinných celků. To se projevuje změnami teplot zemského povrchu, ale je ovlivněna i kvalita a kvantita povrchových i podzemních vod. Vegetační kryt má velký význam na přeměnách a distribuci dopadající sluneční energie.

Cílem rešeršní části této práce je popsat a pochopit podstatu tvorby mikroklimatu krajiny v závislosti na vegetačním krytu. Cílem experimentální části je zjistit a následně porovnat teplotní a vlhkostní rozdíly jednotlivých typů porostů (jetel luční, pšenice setá, brambor hlíznatý a trvalý travní porost - louka) v průběhu vegetační sezóny, jež jsou zemědělsky různě obhospodařované. Dalším tématem pokusné části je evapotranspirace a parametry evapotranspirace (např. Bowenův poměr).

### 3. LITERÁRNÍ REŠERŠE

#### 3.1 MIKROKLIMA

V klimatologii rozlišujeme čtyři základní kategorie: makroklima, mezoklima, místní klima a mikroklima. Vzhledem k zadání, je tato bakalářská práce zaměřena hlavně na charakteristiky mikroklimatu.

Všechna rostlinná společenstva si vytváří vlastní speciální mikroklima. Mikroklima je soubor meteorologických dějů, které jsou přímo ovlivňovány stejnorodým aktivním povrchem (PROŠEK a REIN 1982). Mikroklima, jako jedna z mnoha klimatických kategorií, je těsně spjata s energetickou bilancí soustavy aktivní povrch – atmosféra.

Všeobecně lze říci, že dopadající sluneční energie se částečně spotřebuje na ohřev povrchu planety (půda, rostlinstvo, vodní plochy, ale i vozovky, zástavba apod.) a zbylá část se odrazí zpět do atmosféry. Z části se spotřebuje na výpar vody a část se uvolní ve formě tepla. Částečně se také využije na fotosyntézu. Podle POKORNÉHO a kol. (2011) je to jen velmi malá část z celkového slunečního záření (asi 1 %). Povrchy postrádající vegetaci (pouště) nebo povrchy pokryté asfaltem či betonové plochy téměř nebo úplně postrádají možnost využití sluneční energie na odpar vody. Tyto plochy se rozpálí, ohřívá se od nich vzduch a v letních měsících fungují jako topení. Pokud sluneční záření dopadá na povrchy nasycené vodou, využije se na výpar. Protože pokud se má voda přeměnit na vodní páru, je zapotřebí dodat jí tzv. skupenské teplo, které se v tomto případě získá právě ze slunečního záření a nespotřebuje se proto na ohřev okolí. Důsledkem výparu je, že v letních dnech např. v lese nebo na louce je chladněji než ve městech. Vypařená voda ve formě páry se rozptyluje do okolí. Na chladnějších místech nebo také večer, když se ochladí, se vodní pára opětovně přemění na kapalnou vodu a tím se uvolní vázané skupenské teplo. Následkem těchto dějů se ohřívá okolí. Díky tomu se částečně vyrovnávají rozdíly mezi denními a nočními teplotami. POKORNÝ a kol. (2011) tento princip tvorby mikroklimatu výstižně nazývá „vegetace jako klimatizační zařízení“.

HAVLÍČEK a kol. (1986) a také MATEJKA a kol. (2003) uvádí, že vertikální rozměr mikroklimatu je nestálý, závisí na charakteru aktivního povrchu a tím i na způsobu, jak se energie transportuje do atmosféry a pod samotný povrch. Dále je také ovlivněn klimatem větších geografických rozměrů (makroklima, místní klima, mezoklima atd.). To může být příčinou, že se např. při vysokých rychlostech

větru nemusí mikroklima vůbec vytvořit, na čemž se shodují STŘEDOVÁ a kol. (2011), MATEJKA a kol. (2003) i HAVLÍČEK a kol. (1986).

Druhý mikroklimatický rozměr je horizontální a je určen klimatogenetickou homogenitou aktivního povrchu.

### 3.1.1 Aktivní povrch

KLABZUBA (2009b) definuje aktivní povrch jako ztěžka definovatelnou styčnou přechodovou vrstvu mezi atmosférou a zemským povrchem – litosférou a hydrosférou. V této vrstvě se přeměňuje energie záření na teplo (a také naopak tepla v energii vyzařování). Uplatní se zde i jiné způsoby přeměny a přenosu energie v podobě latentního tepla při skupenských přeměnách vody. Významnější pro mikroklimatologii a bioklimatologii jsou konkrétní přirozené přírodní povrchy, tj. půda bez porostu nebo půda s různě vysokým a hustým porostem. Energie ze slunečního záření je pohlcována konkrétním aktivním povrchem, kde se přeměňuje v teplo, které se šíří jednotlivými tepelnými toky do nejbližších vrstev půdy, vody a vzduchu. Příjem a výdej tepla (ale např. i vláhové poměry), jak uvádí NOVÁK (1995) nebo SAPOŽNIKOVOVÁ (1952), závisí na kvalitativních a kvantitativních vlastnostech aktivního povrchu (např. tvar, rozměry a geometrická struktura porostu), jenž se mohou v čase měnit, někdy i velmi rychle.

### 3.1.2 Zářivá energie

Záření (radiace) je šíření elektromagnetického záření nebo tok hmotných částic atmosférou. Základní charakteristikou záření je jeho vlnová délka ( $\lambda$ ). Jako základní jednotka se používá 1 nanometr (nm) nebo 1 mikrometr ( $\mu\text{m}$ ).

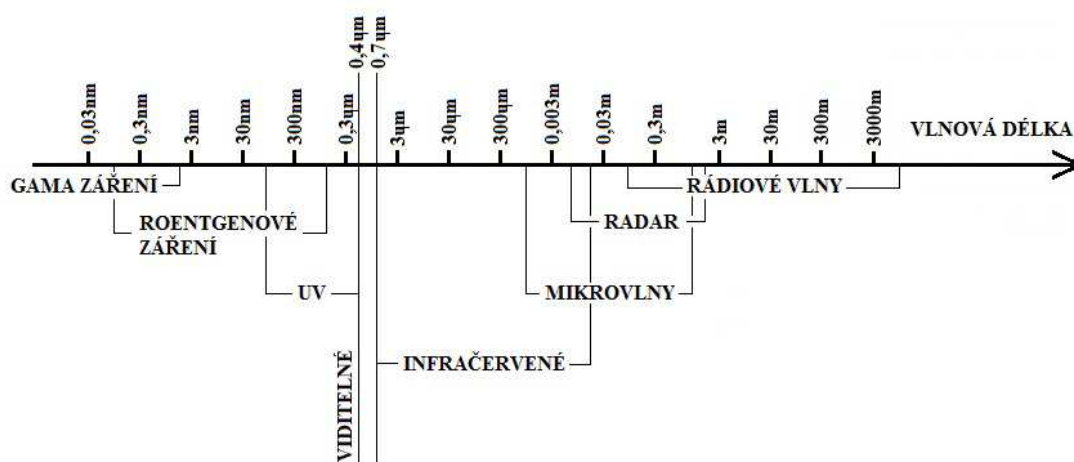
### Zdroje zářivé energie

Základními zdroji zářivé energie z meteorologického pohledu jsou Slunce a planeta Země spolu s atmosférou. Ostatní zdroje zářivé energie (Měsíc, kosmické záření, rádiové kosmické záření, hvězdy) jsou pro energetickou bilanci planety Země zanedbatelné. Podle VYSOUDILA (1997) představují jen  $2,4 \cdot 10^{-2}$  % sluneční radiace.

Základním energetickým zdrojem pro veškeré meteorologicky významné procesy, které probíhají na Zemi a vytvářejí tím prostředí vhodné pro život je Slunce. Slunce vysílá elektromagnetické záření, jež tvoří celý soubor nejrůznějších částic a fotonů všech vlnových délek. Od nejkratších, jež odpovídají kosmickému záření až po velmi dlouhé rádiové vlny (Obr. 1). Při použití v meteorologických

a bioklimatologických aplikacích je užíván termín krátkovlnné záření (KLABZUBA 2009a), které je uvažováno jako 99 % dopadající energie (jsou zanedbané okrajové části spektra) a vyznačuje se hranicemi vlnových délek 170 až 3000 nanometrů s maximální energií okolo 475 nm.

Velmi často je kvůli zjednodušení celé spektrum slunečního záření členěno na dva typy (HAVLÍČEK a kol. 1986): ionizující a neionizující. Do oblasti ionizujícího záření spadá gama záření, kosmické záření, Roentgenovo záření a část ultrafialového záření. K neionizujícímu záření řadíme viditelné záření, infračervené záření, vyzařování Země, rádiové vlny a druhou část ultrafialového záření.



**Obr. 1. Rozdělení spektra elektromagnetického záření (Zdroj: MATEJKA, HUZULÁK 1987)**

Pro upřesnění později používaných výrazů je důležité vysvětlit, co chápeme pod výrazem záření (radiace). Jedná se o zářivý tok, který dopadá na konkrétní povrch. Dopadající záření je vždy částečně reflektováno (odraz), pohlcováno (absorpce) nebo částečně proniká (transmise) do nižších vrstev aktivního povrchu, který je částečně propustný pro energii záření (porosty, voda, atmosféra) (HAVLÍČEK a kol. 1986, PROŠEK a REIN 1982). Pohlcená energie se přemění většinou v teplo, popř. v energii chemických vazeb a také ve zvýšenou energii částic. Opačný proces se nazývá vyzařování, kdy vyzařující těleso ztrácí energii a tím chladne.

Intenzita dopadajícího slunečního záření na horní hranici atmosféry se během roku periodicky mírně mění (SOUKUPOVÁ 2009). Je to dáno měnící se vzdáleností mezi Sluncem a Zemí (Země obíhá kolem Slunce po eliptické dráze). Na 1 m<sup>2</sup> horní hranice atmosféry tak přibližně dopadá 1400 W sluneční energie (HAVLÍČEK a kol. 1986, GEIGER et al. 2003, POKORNÝ 2011, ROŽNOVSKÝ a kol. 2012). Střední roční intenzita byla mezinárodně stanovena (podle dlouhodobých měření z letadel, družic apod.) jako tzv. solární konstanta  $S_0$  a její hodnota je:

$$S_0 = 1367 \pm 7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$$

Sluneční záření při průchodu atmosférou Země prodělává podstatné změny. Tyto změny nastávají vlivem absorpce, reflexe a difúze (ovlivněno částicemi molekul plynů, ledových krystalků, prachových částic, kapiček vody, aerosolů). Průchod slunečního záření je také ovlivněn skutečností, že atmosféra je téměř nepropustná pro všechny druhy záření. Výjimku tvoří několik úseků, kde je ovzduší „průhledné“ a nazývají se atmosférická okna. Nejvýznamnější podle KLABZUBY (2009a) jsou:

- okno propouštějící krátkovlnné sluneční záření na povrch Země
- okno propouštějící dlouhovlnné vyzařování Země do vesmíru
- rádiové okno propouštějící oblast metrových délek.

Pravidla, která formulují množství vyzářené energie a změny energie ve vztahu k povrchu, jsou dány základními zákony záření, které uvádí například JONES (1992):

- Stefan-Boltzmannův zákon: celkové množství radiační energie vyzářené jednotkou plochy tělesa za jednotku času  $\phi_e$  je silně závislé na povrchové teplotě tělesa a je dáno vztahem:

$$\phi_e = \sigma \cdot T^4$$

$\sigma$  – Stefan-Boltzmannova konstanta (=  $5,67 \times 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$ )

T – teplota v Kelvinech

- Wienův zákon: vlnová délka odpovídající maximální energii záření absolutně černého tělesa (černé těleso absorbuje veškeré dopadající záření a žádné neodráží) je funkcí jeho teploty. To lze zapsat:

$$\lambda_m = 2897 / T$$

- Planckův zákon vyzařování: popisuje rozdělení energie ve spektru záření v závislosti na jeho teplotě. Energie tělesa (E) není vyzařována spojitě, ale v určitých množstvích, tzv. kvantech energie, které závisí na vlnové délce nebo frekvenci záření. Je dána vztahem:

$$E = h \cdot c / \lambda = h \cdot \nu$$

h – Planckova konstanta (=  $6,63 \times 10^{-34} \text{ J} \cdot \text{s}^{-1}$ )

c – rychlost světla ( $3 \times 10^8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ )

$\lambda$  - vlnová délka  
 $\nu$  – frekvence záření

### Formy slunečního záření

Sluneční záření, které dopadá na zemský povrch po průchodu atmosférou (nebo je od povrchu odráženo) se rozlišuje do několika typů. HAVLÍČEK a kol. (1986) uvádí několik typů:

- Přímé slunečné záření (S) – je tvořeno rovnoběžně směřujícími paprsky od slunečního disku, která se měří kolmo k jejich dopadu na zemský povrch,
- Difúzní záření (D) – představuje energii záření, po rozptýlení a odrazu na částicích jež obsahuje atmosféra, dopadající na vodorovnou plochu ze všech směrů,
- Globální záření (Q) – jedná se o součet difúzního záření a přímé radiace, která dopadá na vodorovný povrch. Globální záření přichází na zemský povrch pouze během světlé části dne, v noci se blíží nule. Pokud je slunce během dne zastíněno oblačností, pak přímá složka globálního záření chybí a tvoří jej pouze difúzní záření,
- Insolace (I) – také označováno jako oslunění, je přímým zářením, které dopadá na obecně orientovanou plochu. Tento typ byl zaveden, jelikož se v přírodě vyskytují i plochy skloněné v určitém úhlu a různě orientované vůči světovým stranám. Insolace závisí na více faktorech (zeměpisná šířka, úhel sklonu, orientace ke světovým stranám, jaký je den v roce),
- Odražené záření (R) tvoří tu část globálního záření, která je odrážena od aktivního povrchu nazpět do atmosféry. Spektrum a intenzita jsou velmi závislé na různorodých vlastnostech dopadajícího slunečního záření na variabilní odrazivé schopnosti individuálního povrchu. Intenzita odraženého záření se vyjadřuje ve wattech na jeden metr čtvereční povrchu nebo se povrchy hodnotí podle relativní odrazivé schopnosti, jež se nazývá albedem. Albedo je bezrozměrná veličina a obvykle se vyjadřuje v procentech:

$$\text{albedo} = R / Q \cdot 100 [\%]$$

R – odražené záření [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ]

Q – globální záření [ $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ]

Změny albeda u porostů je možné pozorovat i během dne, kde ovlivňujícími faktory jsou např. sněhová pokrývka, ranní rosa nebo změny během vegetace – žloutnutí nebo usychání listů (SAPOŽNIKOVOVÁ 1952).



Pro aktivní povrch a atmosféru je typické vyzařování delších vlnových délek. Radiační toky dlouhovlnného záření měřené v blízkosti zemského povrchu rozlišujeme do několika typů jak uvádí KLABZUBA a KOŽNAROVÁ (1991):

- Vyzařování Země ( $E_Z$ ) – je tok energie, který je vyzařován aktivním povrchem (např: horní vrstva půdy, vegetace, voda, sněhová pokrývka, led, lidské stavby aj.),
- Zpětné záření atmosféry ( $E_A$ ) – atmosféra v nejvyšších vrstvách částečně pohlcuje procházející sluneční záření, ve spodních vrstvách částečně absorbuje energii vyzařovanou zemským povrchem a zároveň také sama vyzařuje energii, která dopadá zpět na zemský povrch. Zpětné záření atmosféry ( $E_A$ ) je vždy menší, než vyzařování Země ( $E_Z$ ),
- Odražené dlouhovlnné záření ( $R_D$ ) – při dopadu zpětného záření atmosféry ( $E_A$ ) je jeho větší část absorbována aktivním povrchem a zbylá podstatně menší část je odražena zpět stejně jako krátkovlnné záření ( $R$ ). Bývá však těžko rozlišitelné od vyzařování Země ( $E_Z$ ), a proto většinou není samostatně měřeno.

### **Bilance záření**

Pomocí detailního hodnocení bilancovaných radiačních toků rozlišujeme bilanci krátkovlnného slunečního záření, dlouhovlnného slunečního záření nebo celkovou bilanci slunečního záření (KLABZUBA, KOŽNAROVÁ 1991).

Celková bilance záření ( $B$ ) je výsledek součtu všech současně působících toků zářivé energie od krátkovlnných až po dlouhovlnné. Jak uvádí KLABZUBA (2009a) nebo HAVLÍČEK a kol. (1986), je celková bilance záření základním klimatotvorným faktorem a to jak z hlediska planetárního, tak i mikroklimatického. V atmosféře, zvláště v troposféře (její nejhustší vrstva), je celková radiační bilance rozhodujícím prvkem v dynamice všech meteorologických dějů v průběhu dne i roku. Podle KLABZUBY (2009a) jsou z agrometeorologického hlediska nejvýznamnější činitelé teplota vzduchu, půdy a vody, proudění vzduchu a tím i jeho výměně v horizontálním a vertikálním měřítku, výpar vody a její transfer spolu s latentní energií do velkých vzdáleností.

#### **3.1.3 Záření a zelené rostliny**

Vegetační pokryv povrchu Země (nebo naopak jeho absence), jak bylo řečeno výše, má nezanedbatelný vliv na tvorbu mikroklimatu. Proto se v různých agrometeorologických studiích používá kromě celkové radiační bilance slunečního

záření ještě pojem celková radiační bilance zemského povrchu. Ta se vyjadřuje jako rozdíl absorbovaného slunečního záření a efektivního vyzařování.

Podle HAVLÍČKA a kol. (1986), má rozhodující význam v celkové bilanci záření daného povrchu bilance krátkovlnného slunečního záření. Představuje energii slunečního záření absorbovanou daným povrchem. Vypočte se podle rovnice:

$$B_k = Q - R$$

$B_k$  – bilance krátkovlnného záření [ $W \cdot m^{-2}$ ]

$Q$  – globální záření [ $W \cdot m^{-2}$ ]

$R$  – odražené záření [ $W \cdot m^{-2}$ ]

Celková radiační bilance slunečního záření může nabývat jak kladných, tak i záporných hodnot. Ve dne většinou převažuje příjem sluneční energie nad efektivním vyzařováním a bilance je kladná. V noci slunce nesvítí a bilance je proto záporná. Teplo získané zemským povrchem při kladné radiační bilanci a ztracené při záporné bilanci můžeme rozdělit podle SOUKUPOVÉ (2009) na:

- teplo přenášené v důsledku turbulentního promíchávání vzduchu od povrchu Země do atmosféry (turbulentní tok tepla),
- teplo spotřebované na evaporaci a transpiraci či na výpar z vodních ploch,
- teplo přecházející do hlubších vrstev půdy nebo akumulované např. v budovách, silnicích či betonových plochách.

V noci, kdy chybí sluneční záření a radiační bilance je většinou záporná jsou tepelné ztráty vyzařováním částečně nahrazovány transportem uloženého tepla z hlubších vrstev půdy, uvolňováním latentního tepla při změnách skupenství vody (tvorba mlhy, rosy, či mrznutí vody) a turbulentním tokem tepla z atmosféry. Energetická bilance povrchu je dobře patrná z obrázku č. 2. Rovnice energetické bilance zemského povrchu je následující:

$$R_n = P + J + G + H + L.E$$

$R_n$  – bilance radiační energie [ $W \cdot m^{-2}$ ]

$P$  – množství spotřeby energie na fotosyntézu [ $W \cdot m^{-2}$ ]

$J$  – množství energie potřebné na ohřev povrchů [ $W \cdot m^{-2}$ ]

$G$  – intenzita toku tepla do půdy [ $W \cdot m^{-2}$ ]

$H$  – turbulentní tok tepla [ $W \cdot m^{-2}$ ]

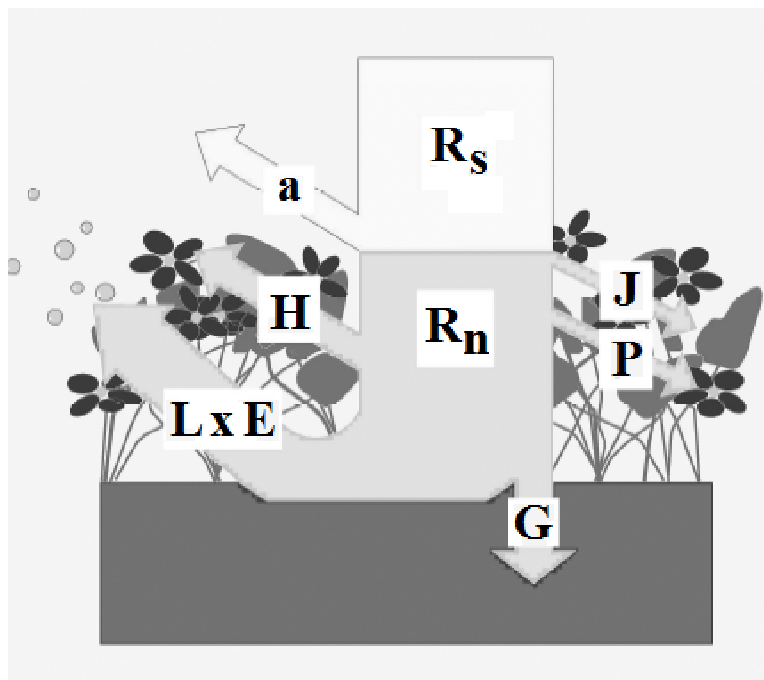
$LE$  – tok latentního tepla výparu [ $W \cdot m^{-2}$ ], kde

$L$  je skupenské teplo výparu [ $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ]

$E$  je množství odpařené/kondenzované vody [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ]

Složky  $P$  a  $J$  jsou zanedbatelné, dosahují přibližně 1% z  $R_n$  (BROM 2008), a proto můžeme předchozí rovnici zapsat ve tvaru:

$$R_n = G + H + L \cdot E$$



**Obr. 2. Distribuce sluneční energie dopadající na povrch Země**

$R_s$  – globální záření,  $R_n$  – čisté záření,  $a$  – albedo (odražené záření),  $H$  – pocitové teplo,  $L \times E$  – skupenské teplo vypařování  $\times$  evapotranspirace (výpar z půdy a rostlin),  $G$  – tok tepla do půdy,  $J$  – akumulace tepla v biomase,  $P$  – spotřeba energie na fotosyntézu (Zdroj: KRAVČÍK a kol. 2007)

Obecné rozdělení účinků energie záření na rostliny a jiné živé organismy podle KLABZUBY a KOŽNAROVÉ (1991):

- destrukčně modifikační (mutační, letální, patogenní) – jsou způsobeny ionizujícím zářením (část UV záření a kratší vlnové délky),
- energetické, biosyntetické, katalytické a informační – jsou způsobeny neionizujícím zářením (část UV, viditelné, infračervené).

Sluneční záření a zelené rostliny jsou spolu spjaty ve vzájemný vztazích. Ty můžeme podle KLABZUBY (2009a) shrnout do následného přehledu:

- Tepelný efekt - (rostlinný povrch je ohříván slunečním zářením a vyzařováním zase ochlazován) - energie slunečního záření je absorbována z

více jak 70 %, mění se v teplo ohřívající aktivní povrch a jeho větší část se podílí na evapotranspiraci a konvenční výměně vzduchu s okolním prostředím. Během noci se na rostlinách, které jsou chladnější díky vyzařování, vysráží rosa a uvolňuje se skupenské teplo výparu,

- Fotosyntetický efekt - je specifický proces, kdy dochází k přeměně energie ze slunečního záření na energeticky bohaté koncentrované organické sloučeniny, které se ukládají v rostlinách,
- Fototropizmus - řídí pohyb rostlin nebo jejich částí směrem ke světlu (nebo od světla),
- Fotomorfogeneze - reguluje růst rostlin (vnější podobu i vnitřní strukturu).

### **3.1.4 Teplota vzduchu**

Teplota vzduchu je mnohem proměnlivější meteorologický prvek v porovnání s teplotou vody nebo teplotou půdy a to ve všech měřítkách a ze všech hledisek – jak z horizontálního i vertikálního rozložení tak i z pohledu časové proměnlivosti. Hlavní příčinou je měrná tepelná kapacita a malá teplotní vodivost vzduchu a zároveň také to, že vzduch je neustále v pohybu (ať už bereme ovzduší jako celek nebo jen jeho menší části). HAVLÍČEK a kol. (1986) i KLABZUBA (2009b) s určitostí tvrdí, že teplota vzduchu se neustále mění na jakémkoliv místě v atmosféře. Z hlediska bilance tepla aktivního povrchu v závislosti na denních a ročních teplotních změnách, má teplota vzduchu typický denní a roční chod. Ten je obvykle zřetelnější tím více, čím blíže jsou vrstvy ovzduší k samotnému aktivnímu povrchu. Sluneční záření ohřívá atmosféru velmi málo když skrz ní prochází, a tak je hlavním generátorem tepla pro vzdušný obal planety zemský povrch. Zároveň má na teplotu vzduchu vliv mnoho dalších faktorů vázaných na ostatní meteorologické prvky, především vlhkost vzduchu, obsah ledových krystalků nebo i obsah prachových částic apod.

### **Denní a roční chod teploty vzduchu**

KLABZUBA (2009b) i PROŠEK a REIN (1982) zmiňují následující charakteristiky pro denní chod teploty vzduchu nad pevninou mírných zeměpisných šířek:

- minimum můžeme pozorovat obvykle těsně před východem slunce,
- maximum nastává většinou mezi 14. a 15. hodinou místního času,

- denní amplituda teploty vzduchu (tj. rozpětí mezi minimem a maximem) je o něco menší než amplituda teploty povrchu půdy,
- s nárůstem zeměpisné šířky se denní amplituda teploty vzduchu zmenšuje,
- rostoucí nadmořská výška denní amplitudu teploty vzduchu zmenšuje,
- s rostoucí vzdáleností od moře či oceánu se vlivem klimatických podmínek kontinentů denní amplituda teploty vzduchu zvětšuje,
- ve vrcholových polohách se denní amplituda teploty vzduchu zmenšuje a zvětšuje se v údolních polohách.

Roční chod teploty vzduchu je důležitá klimatická charakteristika každé lokality. Roční amplituda teploty vzduchu je dána zejména zeměpisnou šířkou a vzdáleností od moří a oceánů. Roční chod teploty vzduchu mimo rovníkový mezi obratníky (patří sem i Česká Republika) je jednoduchý, tzn. s jedním maximem (období po letním slunovratu) a jedním minimem (období po zimním slunovratu). Teploty vzduchu na Zemi jsou z hlediska geografického značně nerovnoměrně rozděleny, což je způsobeno nehomogenitou povrchu planety, existencí mořských proudů a přesunů vzduchu vlivem cirkulačních procesů v atmosféře (např. hydrologický cyklus).

### 3.1.5 Teplota půdy

Z agrometeorologického hlediska je teplota půdy významným faktorem ovlivňujícím dobu setí, klíčení, vzcházení a přezimování rostlin. Z klimatologického hlediska se teplota půdy podílí na velikosti výparu vody z půdy.

Stále se měnící energetická bilance aktivního povrchu způsobuje proměnlivý ohřev nebo ochlazování povrchu. Nejvíce zřetelnou stále se opakující změnu vyvolává „pohyb“ Slunce po obloze v průběhu dne a stanovuje tak denní chod teploty půdy. Roční chod teploty půdy jsou periodické změny v průběhu roku, které souvisejí se střídáním ročních období, které mají svůj původ v oběhu planety Země. Oba chody můžeme v našich podmínkách považovat za jednoduché, tzn. s jedním minimem a jedním maximem. Teploty denního chodu půdy jsou podobné dennímu chodu teplot vzduchu. Minimum bývá proměnlivé, ale většinou nastává těsně před východem slunce a maximum teploty povrchu půdy můžeme naměřit nejčastěji kolem 13. hodiny místního času. Průběh teploty půdy je ve všech hloubkách během dne i noci nejvíce ovlivňován působením těchto faktorů:

- výškou a hustotou porostu případně sněhové pokrývky nebo i jinými materiály na povrchu půdy,

- expozicí, tj. orientací členitého terénu ke světovým stranám, rovinou nebo sklonem svahu, polohou lokality (v údolí nebo na vrcholu),
- stavem půdy – zvláště obsahem půdní vody a půdního vzduchu, utužením nebo naopak nakypřením půdy (utužená půda s vyšším obsahem vody vykazuje na povrchu menší amplitudu než půda suchá a nakypřená),
- počasím – oblačnost a srážky mohou vyvolat krátkodobé neopakující se změny, které jsou patrné především v povrchových vrstvách. Ve větších hloubkách se může projevit několikadenní kolísání stálé denní teploty, které je zapříčiněno změnou synoptické povětrnostní situace,
- podnebím – v polohách s menší zeměpisnou šířkou jsou pravidelné vysoké denní teploty, díky nimž se zvětšuje denní amplituda (ale roční amplituda průměrných teplot zůstává celoročně malá). Naopak narůstající zeměpisná šířka roční amplitudu výrazně zvětšuje.

Nejvyšší hodnoty teploty půdy v povrchových vrstvách z pohledu ročního chodu můžeme zaznamenat v průběhu a koncem léta a nejnižší hodnoty jsou měřeny v druhé polovině zimy (Klabzuba 2009b).

### 3.1.6 Koloběh vody v přírodě

Voda, stejně jako půda a vzduch, je pro všechny živé organismy naprosto existenčně nenahraditelná. Plní mnoho důležitých funkcí. Z pohledu životního prostředí je za nejdůležitější funkci považována funkce biologická, ale stejně důležitá je i např. funkce klimatická či funkce nosiče tepelné, mechanické a chemické energie (TLAPÁK a kol. 1992).

Voda náleží mezi nejrozšířenější látky na Zemi a nachází se hlavně ve světovém oceánu. Je základní složkou všech živých organismů a to jak rostlinných (zde tvoří 5 až 95 %) tak i živočišných (u savců včetně člověka je to 70 až 80 % hmotnosti) a je neustále přítomna v pedosféře a atmosféře (KOŽNAROVÁ, KLABZUBA 2009).

Voda je výjimečná oproti jiným látkám zejména tím, že se při teplotách obvyklých na Zemi běžně vyskytuje ve třech skupenstvích – v kapalném, tuhém a plynném a relativně snadno přechází z jakéhokoliv do obou zbývajících (TLAPÁK a kol. 1992). Podle KOŽNAROVÉ a KLABZUBY (2009) dochází na přechodových vrstvách (rozhraní mezi fázemi) vždy k nepřetržité výměně molekul, a proto současně probíhá výpar a kondenzace, sublimace a desublimace, tání a krystalizace. Tyto jevy sebou přináší vždy velmi významné transporty energie tak, aby se ustavil

rovnovážný stav mezi fázemi. Tento stav však může nastat jen v případě déletrvajících konstantních podmínek, které se v přírodě jen stěží vyskytnou.

Voda je přítomná v atmosféře ve všech třech skupenstvích, ovšem skupenství plynné (vodní pára) má absolutně největší zastoupení. Do atmosféry se vodní pára dostává výparem vody (z vodní hladiny, z povrchu půdy, rostlin i živočichů) nebo sublimací (z povrchu ledu či sněhové pokrývky) a díky nepřetržitému pohybu a promíchávání ovzduší (difúze) se šíří na velké vzdálenosti. Odhaduje se, že zhruba 95 % veškeré atmosférické vody se vyskytuje ve formě páry a je většinou z velké části rozloženo v nejnižších vrstvách ovzduší, přibližně do výšky 10 km.

I když množství vody v ovzduší je v porovnání s obsahem vody v hydrosféře a pedosféře relativně malé, voda ve formě vodní páry je velice významným článkem v pochodech přenosu vláhy a tepla na Zemi spolu se svými meteorologickými a klimatologickými vlivy. Voda se díky svým fyzikálním vlastnostem (snadno přechází z jednoho skupenství do druhého) lehce dostává ve formě vodní páry do atmosféry. Protože ohřev zemské kůry je víceméně periodický, ale nerovnoměrný, vodní pára absorbuje teplo na teplejších místech (čímž je ochlazuje) a pomocí proudění vzduchu se přenáší nejen voda, ale i latentní teplo uvolňující se při kondenzaci i na velmi vzdálená místa na planetě (která se tak ohřívají).

Celkový objem vody na planetě se nemění, ale voda je neustále v pohybu a transportu a tím vytváří uzavřený globální cyklus výměny vody a tepla. Vyrovnaný stav vody v přírodě je podmíněn jejím oběhem. Ten je výsledkem spolupůsobení slunečního záření, zemské gravitace, zemské tepelné energie a geochemické energie. Všeobecně se tento koloběh nazývá hydrologický cyklus. Z globálního hlediska jsou tedy výpar vody (evaporace a sublimace) do atmosféry a zároveň vznik srážek z vodních par (kondenzací a desublimací) nejdůležitější součástí hydrologického cyklu.

Do atmosféry se podle TLAPÁKA a kol. (1992) ročně vypaří okolo 518 600 km<sup>3</sup> vody. KRAVČÍK ve svých dvou publikacích KRAVČÍK a kol. (2007) a KRAVČÍK a kol. (2010) uvádí přibližně 550 tisíc km<sup>3</sup> vody. PENKA (1985) zase uvádí 481 tisíc km<sup>3</sup> vody. Nejnižší výpar 380 000 km<sup>3</sup> vody udává HAVLÍČEK a kol. (1986).

Hydrologický cyklus z celkového pohledu patří k nejvýznamnějším a nejsložitějším klimatologickým, geografickým a meteorologickým faktorům planety i biosféry. Velké komplikace při studiu způsobuje různý časový faktor a s tím související různá setrvačnost subsystémů. V souvislosti s tímto důvodem KOŽNAROVÁ a KLABZUBA (2009) uvádějí dva odlišné hydrologické režimy:

- rychlý režim - ten probíhá v atmosféře a na povrchu pevnin i oceánů. Určuje především denní a sezónní proměnlivost počasí,
- pomalý režim - ten se týká hlubokých oceánských vod, kontinentálního ledu a ledovců, permafrostu a spolupůsobí dlouhodobé změny klimatu.

Všeobecně se hydrologický cyklus dělí na velký vodní cyklus a malý vodní cyklus (např. KRAVKA 2009 nebo KRAVČÍK a kol. 2007), někdy se též nazývá jako dlouhý a krátký vodní cyklus.

Za velký (dlouhý) vodní cyklus je označována výměna vody mezi pevninou a oceány. Ta nastává odtokem vody z pevniny řekami a podzemními prameny do moří a oceánů. Tam se z velké plochy mořské a oceánské hladiny odpařuje obrovské množství vody. KRAVČÍK a kol. (2007) uvádí, že z celkového množství vypařené vody se z moří a oceánů odpaří 86% a z pevniny 14 %. Díky proudění vzduchu se tato voda zanesou ve formě páry nad pevninu, kde se ve formě srážek (dešťových nebo sněhových) zase znovu dostává do oběhu. Část vody ze srážek se vsákne do půdy, kde se po dosažení hladiny podzemní vody přidá k podzemnímu odtoku. Část vody se odpaří a část spotřebuje vegetace, čímž se tato voda stává součástí malého vodního cyklu. Část vody oteče po povrchu do potoků a řek, kterými se zase dostává zpět do moří a oceánů. Tímto se velký vodní cyklus uzavírá.

Malý (krátký) vodní cyklus je koloběh vody probíhající na menším území. Voda, která se vypaří nad pevninou, spadne na tom samém místě ve formě srážek. To samé se děje i nad mořem či oceánem. Přestože malý vodní cyklus nazýváme „malým“, má velký význam pro tvorbu místního klimatu. Voda, která se v průběhu dne odpaří, se v noci opět sráží a dopadá na povrch ve formě rosy, deště nebo mlhy. Což má vliv na teplotu vzduchu i povrchu, vlhkost vzduchu a ovlivňuje i další klimatotvorné faktory.

### **3.1.7 Vlhkost vzduchu**

Vlhkost vzduchu můžeme chápat dvojitým způsobem. Obsahem vodní páry ve vzduchu nebo stupněm nasycení vzduchu vodní párou a jeho schopností přijímat další vodní páru. Vzduch v přírodních podmínkách obsahuje vždy určité množství vodní páry. Vzduch pojme jen určité omezené množství vodní páry, které závisí na teplotě vzduchu. Vlhkost vzduchu můžeme kvantitativně popsat vlhkostními charakteristikami:

- Tlak vodní páry – je základní hygrometrická veličina, jenž umožňuje s pomocí tlaku nasycené vodní páry formulovat další vlhkostní charakteristiky. Tlak vodní páry v nenasyčeném vzduchu se označuje „e“, tlak nasycené



vodní páry se označuje symbolem E. Jednotka, ve které jsou udávány, je kilopascal (kPa). Vypočteme je podle následujících rovnic

$$E = 0,61121 \cdot \exp\left(\frac{17,502 \cdot T}{240,97 + T}\right)$$

T – teplota vzduchu [°C]

$$e = \frac{E \cdot Rh}{100}$$

Rh – relativní vlhkost vzduchu [%]

- Absolutní vlhkost vzduchu – je hmotnost vodní páry v objemu 1 m<sup>3</sup> vzduchu. Proto se někdy též nazývá hustotou vodní páry. Značí se symbolem a. Ve vzduchu, který je nasycen vodní párou, se používá symbol A. Nejčastěji bývá uváděna v gramech vodní páry na 1 m<sup>3</sup> vzduchu (g.m<sup>3</sup>).
- Relativní vlhkost (poměrná) – udává stupeň nasycení vzduchu vodní párou a v podstatě vyjadřuje schopnost vzduchu ještě přijmout další vodní páru. Označuje se Rh a je udávána v procentech (%). Můžeme ji vypočítat podle následujícího vzorce:

$$Rh = e / E \cdot 100 \quad [\%]$$

nebo

$$Rh = a / A \cdot 100 \quad [\%]$$

- Vodní sytostní doplněk – udává množství vodní páry, které je ještě třeba pro nasycení vzduchu. Označuje se symbolem VPD a jeho základní jednotka je hektopascal (hPa). Jeho výpočet je jednoduchý:

$$VPD = E - e \quad [\text{hPa}]$$

nebo

$$VPD = A - a \quad [\text{g.m}^3]$$

### Denní a roční chod vlhkosti vzduchu

Denní změny vlhkosti vzduchu určuje přísun vodní páry do vzduchu a postup vodní páry do vyšších vrstev atmosféry. Charakteristiky určující množství páry obsažené ve vzduchu (např. absolutní vlhkost apod.), jsou závislé na teplotě a to jak pro denní tak i pro roční chod. To znamená, že se vzrůstající teplotou vzduchu roste i

obsah vodní páry ve vzduchu. Navíc díky vertikální výměně vzduchu (konvekce), která je nejvíce patrná v teplé části roku nad pevninou a v přízemní vrstvě vzduchu, je vlhkost vzduchu významně ovlivňována. V důsledku těchto vlivů jsou patrné dva typy denního chodu (např. SOUKUPOVÁ 2009):

- Jednoduchý chod vlhkosti vzduchu – je typický pro moře, ale vyskytuje se také v horských oblastech a nížinách v chladném období roku, kdy je vertikální výměna vzduchu malá. Má paralelní průběh s chodem teploty vzduchu, kdy minimum je při východu Slunce a maximum je v odpoledních hodinách.
- Dvojitý chod vlhkosti vzduchu (dvě denní maxima i minima) – je typický pro pevninu v letním období, kdy dochází k velkým změnám teploty povrchu. Vlhkost vzduchu v noci klesá, první minimum je při východu Slunce. Pak začne stoupat teplota povrchu a výpar (z rosy, půdy, rostlin). Vlhkost stoupá a první maximum nastává začátkem odpoledne. Intenzivním ohřevem povrchu dochází ke konvekčnímu proudění vzduchu, který transportuje vodní páru do vyšších vrstev atmosféry a nastává druhé minimum. Ve večerních hodinách dochází k ochlazování, kdy konvekce ustává, ale výpar je stále ještě velký a vlhkost vzduchu vytváří své druhé maximum.

## 3.2 VÝPAR VODY

### 3.2.1 Obecné principy

Jak bylo uvedeno výše, koloběh vody na Zemi je významně ovlivňován výparem. Ten je definován jako objem vypařené vody za určitý čas a vyjadřuje se nejčastěji v milimetrech, kdy 1 mm je sloupec vody na ploše 1 m<sup>2</sup> nebo v gramech na centimetr čtvereční. Fyziologická přístupnost a pohyblivost půdní zásoby vody silně ovlivňuje výpar z povrchu půdy neboli evaporaci a také transpiraci rostlin.

Proces vypařování vody lze definovat a posuzovat dvěma odlišnými hledisky, které spolu úzce souvisejí:

- fyzikální proces – kdy se voda v kapalném nebo pevném stavu (led) změní na plynné skupenství – tzn. vodní páru. V této změně dochází k významnému odnámání tepla a tím k ochlazování vypařujícího povrchu,
- meteorologický nebo hydrologický prvek – vyjadřuje kolik vody se vypaří do ovzduší z volné vodní hladiny, povrchu ledu, povrchu půdy, rostlin nebo živočichů.

Voda se do ovzduší dostává výparem z různých druhů povrchů: z volné vodní hladiny, ze sněhu, z ledu, výparem z povrchu půdy, transpirací rostlin aj. Výpar z povrchu půdy nebo z volné vodní hladiny se nazývá evaporace. Výpar z povrchu půdy závisí na jejích vlastnostech, zejména na obsahu vody v půdě, struktuře půdy, barvě apod.

Výpar, v přírodních podmínkách, je silně závislý na třech vzájemně působících okolnostech:

- zdroje a způsob přenosu vody k vypařujícímu povrchu,
- zdroje tepla potřebné k výparu,
- podmínky, které zajišťují přemístění a rozptyl molekul vodní páry v ovzduší.

Výpar z fyzikálního hlediska je složitý proces přeměny pevného a kapalného skupenství a je řízen fyzikálními podmínkami vypařujícího povrchu a fyzikálními vlastnostmi okolního vzduchu, ale také meteorologickými vlivy. Zmíněné podmínky úzce souvisí s přenosem latentního (utajeného) tepla a jeho přenosem společně s vodní párou pomocí proudění vzduchu (vítr, konvekce, turbulence). Vítr ovlivňuje výpar tím, že molekuly vody, jež se dostaly do ovzduší, odnáší z prostoru nad vodní hladinou. Vlhký vzduch je tak nahrazován suchým, schopným přijímat další vlhkost. Při nárůstu rychlosti větru se zvyšuje i výpar.

Rychlost vypařování při klidném ovzduší ovlivňuje tlak vzduchu a vlhkost vzduchu a vypočítá se ze vztahu, který se nazývá Daltonovův zákon:

$$v = k (E' - e) / p$$

v - rychlost výparu [ $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ]

E' - tlak nasycené vodní páry při teplotě povrchu [hPa]

e - tlak páry nad povrchem [hPa]

p - tlak vzduchu [hPa]

k - součinitel difúze vodní páry v ovzduší. Zpravidla se určuje podle vztahu:

$$k = 1,9 \cdot 10^{-5} / h$$

h - výška měření [m]

Výpar z hlediska meteorologického nebo hydrologického je společně se srážkami a odtokem nedílná a velmi důležitá součást hydrologické bilance území. Výpar je vlastně základní proces, kterým se vodní pára dostává do atmosféry a je to nejdůležitější faktor společně s radiační bilancí, jež ovlivňují bilanci tepla zemského povrchu a nejnižších vrstev atmosféry.

V procesu vypařování vody (kdy voda přechází z kapalné fáze do plynné) nebo také při sublimaci ledu (kdy přechází voda z pevné fáze do plynné) se

spotřebovává velké množství energie (tepla). Aby se voda začala vypařovat, je potřeba překonat mezimolekulové síly v kapalně (nebo pevně) fázi vody. Množství potřebné energie na vypaření jednotky hmotnosti vody se označuje  $L$  - skupenské teplo výparu (někdy též označováno  $\lambda$ ).  $L$  má hodnotu  $L = 2500 \text{ J}$  na gram vody (při  $0 \text{ }^\circ\text{C}$ ). Voda vypařovaná z povrchu sebou má za následek i přenos energie, který se rovná součinu výparu  $E$  a skupenského tepla výparu  $L$ , tedy  $LE$ . Při vypařování narůstá obsah vodní páry do té doby, než se daný objem vzduchu nasytí a poté evapotranspirace ustává (MATEJKA, HUZULÁK 1987). Když je vzduch nasycen, může nastat kondenzace (vysrážení přebytečné vláhy např. ve formě mlhy). Při vhodných podmínkách se mlha rozptýlí a výpar může pokračovat (KEMEL 1996).

Při změně teploty se výparné skupenské teplo mění a vypočítá se nejčastěji podle vztahu:

$$L_t = 2500 - 2,5 t$$

$L_t$  = skupenské teplo vypařování [ $\text{J}\cdot\text{g}^{-1}$ ]

$t$  = teplota, při které dochází k výparu [ $^\circ\text{C}$ ]

Se stoupající teplotou povrchu roste také kinetická energie molekul vody, které díky tomu snáze překonají přitažlivé síly a odpoutají se od hladiny. Tím roste koncentrace (tlak) vodní páry těsně nad vypařujícím povrchem. Molekuly sebou při překonání rozhraní fází odnášejí část energie, čímž zmenšují celkovou energii molekul a tím vlastně povrch ochlazují.

### 3.2.2 Transpirace

Vypařování vodní páry z povrchu orgánů rostlin říkáme transpirace. Je to souhrn procesů přenosu vody z půdy přes rostlinu do atmosféry. Výpar z povrchu půdy (evaporace) se do transpirace nezahrnuje. NOVÁK (1995) ve své publikaci tento přenos vody skrz systém půda-rostlina-atmosféra označuje zkratkou PRAT. Tento systém se rozděluje na čtyři charakteristické typy:

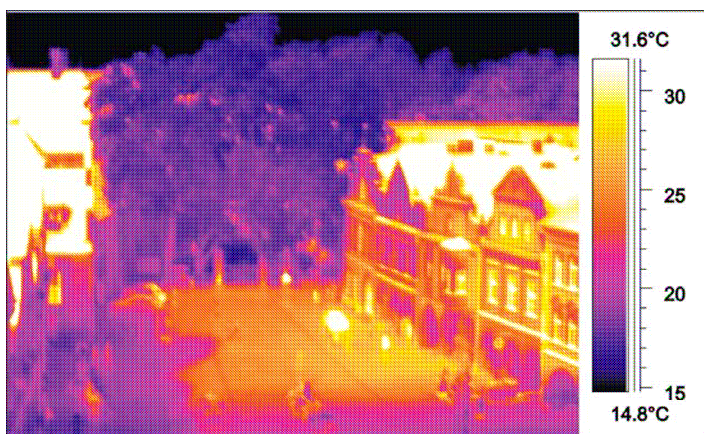
1. Transport kapalně vody v půdě ke kořenům rostlin.
2. Transport kapalně vody od povrchu kořenů do parenchymových buněk listů. Na povrchu těchto buněk dochází k přeměně skupenství kapalně fáze vody na fázi plynnou (vodní pára).
3. Transport vodní páry na povrch listu.
4. Transport vodní páry z povrchu listu nebo jiných orgánů rostlin do atmosféry.

Jedná se o propojený systém, který se navzájem ovlivňuje. Intenzita transpirace (množství vody spotřebované na transpiraci) záleží mimo jiné na kvantitativních a kvalitativních vlastnostech porostů (hustota a délka kořenového

systému, listová pokrývnost porostu, stupeň vývoje rostlin atd.) a na dalších faktorech jako např. na vlastnostech půdy, dostupnosti vody pro rostliny, na meteorologických faktorech aj. Hodnoty transpirace se liší i druh od druhu. Například KRAVČÍK a kol. (2007) udávají větší schopnost transpirace u listnatých stromů ve srovnání s jehličnany. Dále uvádějí, že nejvyšší transpirace dosahují mokřadní rostliny.

Porovnáme-li stejně velkou vodní hladinu se stejně velkou listovou plochou, dokáží rostliny vypařovat vodu mnohem rychleji, než je výpar z volné vodní hladiny. To je dáno tím, že plocha listu má větší relativní povrch než stejně velká plocha vodní hladiny.

Rostliny nejen že vytváří stín a tím ochlazují půdu a chrání ji před slunečními paprsky, ale zároveň zabraňují vodě, aby se velmi rychle vypařila do atmosféry, kdyby nebyla půda pokryta vegetací. Rostlina na transpiraci spotřebuje dle PENKY (1985) přibližně 70 % sluneční energie, kterou přijme svými listy. Někteří autoři uvádějí ve svých publikacích 80 i více procent. Na obrázku č. 3 je velmi dobře patrný chladicí efekt způsobený transpirací rostlin. Obrázek náměstí v Třeboni v infračerveném spektru snímáný termokamerou ukazuje, že teplota střech domů přesahuje 30 °C, zatímco stromy v parku jsou díky transpiraci zřetelně chladnější (cca 17 °C).



**Obr. 3. Infračervená fotografie náměstí v Třeboni** (Zdroj: KRAVČÍK a kol. 2007)

Rozdíl v tocích sluneční energie mezi odvodněnou plochou (např. náměstí na obrázku č. 3) a vegetací (stromy na obrázku č. 3) která je dobře zásobena vodou může dosahovat v letních slunečních dnech až několika set  $W.m^2$  (ROŽNOVSKÝ a kol. 2012).

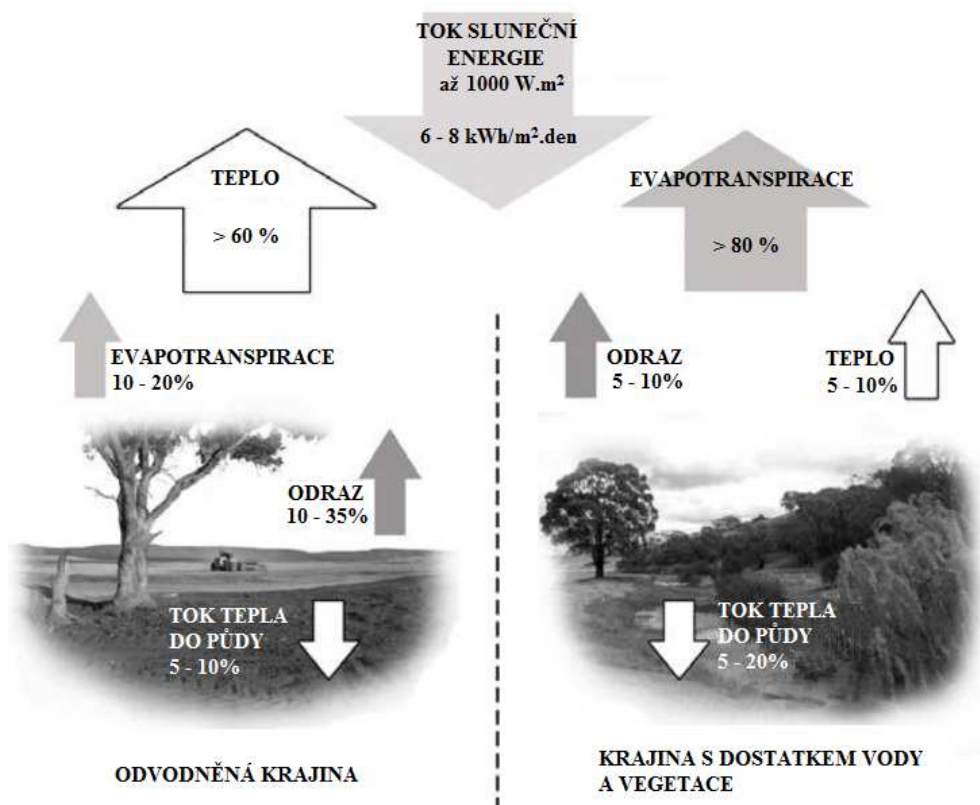
### 3.2.3 Evapotranspirace

Proces vypařování vody z vegetace nazýváme transpirací a z povrchu půdy evaporací. Oba procesy probíhají současně a tento jev se nazývá evapotranspirace.

Rozlišuje se evapotranspirace aktuální (skutečná) a evapotranspiraci potenciální (možná). Aktuální evapotranspirace probíhá v přírodních podmínkách a potenciální evapotranspirace udává celkový objem vody, který by se mohl vypařit z půdy a z povrchu porostu při nasycení půdy vodou. V reálných přírodních podmínkách převažuje ve většině případů potenciální evapotranspirace nad aktuální (VYSOUDIL 1997).

Během studia evapotranspirace, kterou používáme např. při zkoumání růstu a vývoje rostlin a jejich výnosů se uvádí ještě jeden termín a to je intercepce. Je to výpar vody, která se zachytí na povrchu rostlin během deště nebo ve formě rosy. Evapotranspiraci chápeme jako celkový objem vody spotřebovaný na výpar z určité plochy za jednotku času. Evapotranspirace se také používá ke studiu vláhové potřeby rostlin, při tzv. modelech vláhové bilance pro výpočty závlahových dávek různých plodin.

Průměrná roční spotřeba tepelné energie, která se spotřebuje na výpar podle PROŠKA a REINA (1982) je  $1,256 \cdot 10^{24}$  J, což je přibližně 25 % celkového součtu dopadajícího slunečního záření na zemský povrch.



**Obr. 4. Rozdělení dopadající sluneční energie a evapotranspirace na různých typech povrchů (Zdroj: BROM 2008)**

Mezi všemi tělesy na zemském povrchu a jejich okolím dochází k nepřetržité výměně energie. U rostlin však dochází nejen k výměně energie, ale také k výměně hmoty (transpirace, fotosyntéza, dýchání). Také na rozdíl od neživé přírody dokáží

regulovat intenzitu přenosových dějů, která vede k vytvoření příznivých podmínek pro jejich fyziologické procesy. KRAVČÍK a kol. (2007) udávají, že v našich podmínkách dosahují průměrné hodnoty evapotranspirace na 1 m<sup>2</sup> plochy 3 l vody za den.

### 3.3 FUNKCE POROSTŮ

Suchozemské ekosystémy mají vliv na klima mnoha způsoby. Ovlivňují toky energií, toky látek a mnoho dalšího. Jednou z nejdůležitějších funkcí porostů (jak bylo zmíněno výše) je vliv na tvorbu mikroklimatu a koloběhu vody. A to díky zadržování srážek (s tím souvisí i tvorba půdního mikroklimatu a půdotvorné procesy, o čemž se zmiňuje i JÚVA 1957) a následné transpiraci vody do ovzduší, rozdílnému albedu aj. RIPL (2003) uvádí jako jednu z nejdůležitějších funkcí porostů disipaci sluneční energie právě pomocí evapotranspirace, kterou rostliny zabraňují přehřívání zemského povrchu.

Tuto funkci porostů nám pomáhá vyjádřit např. Bowenův poměr, který udává poměr energie slunečního záření přeměněné na zjevné (pocitové) teplo a energie slunečního záření spotřebované na výpar (latentní teplo výparu), případně také evaporativní frakce. Ta vypočítá, kolik procent energie slunečního záření se přemění na skupenské teplo výparu.

Bowenův poměr je bezrozměrná veličina a vypočteme jí z rozdílu tlaku vodní páry a teploty následovně:

$$\beta = \frac{H}{LE} = \gamma \frac{T_a - T_c}{e_a - e_c}$$

$\beta$  - Bowenův poměr

H - tok zjevného tepla [W.m<sup>-2</sup>]

LE - tok latentního tepla výparu [W.m<sup>-2</sup>]

$\gamma$  - psychrometrická konstanta ( $\gamma = 0,066 \text{ kPa} \cdot \text{°C}^{-1}$ )

T<sub>a</sub> - teplota vzduchu ve 2 m nad zemí [°C]

T<sub>c</sub> - teplota porostu [°C]

e<sub>a</sub> - tlak vodní páry ve 2 m nad zemí [kPa]

e<sub>c</sub> - tlak vodní páry těsně nad porostem [kPa]

Zjednodušeně lze říci, že je-li Bowenův poměr  $\beta > 1$ , je klima suché a je-li Bowenův poměr  $\beta < 1$ , je klima vlhké.

Evaporativní frakce je převrácená hodnota k hodnotě Bowenova poměru a udává, kolik dostupné radiační energie se spotřebuje pro evapotranspiraci. Vypočte se:

$$EF = \frac{LE}{Rn - G} = \frac{1}{1 + \beta}$$

EF – evaporativní frakce

Rn - celková čistá radiace [W.m<sup>-2</sup>]

G - tok tepla do půdy [W.m<sup>-2</sup>]

Rn-G - je množství dostupné radiace pro výpar [W.m<sup>-2</sup>]

Bowenův poměr je velmi proměnlivá veličina a její momentální hodnota je závislá na mnoha parametrech, například:

- sluneční záření, teplota a vlhkost vzduchu
- dostupnost vody pro rostliny
- schopnost rostlin transpirovat

Následující tabulka uvádí průměrné hodnoty Bowenova poměru za vegetační období pro základní druhy porostů podle RYSZKOWSKÉHO (2002).

**Tab. 1. Hodnoty Bowenova poměru** (Zdroj: RYSZKOWSKI 2002)

Druh půdního pokryvu	voda	les	louka	pole- řepka	pole- řepa	pole- pšenice	holá půda
Průměrný Bowenův poměr za vegetační období	0,08	0,08	0,17	0,28	0,36	0,45	0,75

Další tabulka uvádí hypotetické hodnoty Bowenova poměru pro slunečné letní dny, kterou na základě bioklimatických měření vytvořil SEJÁK a kol. (2008).

**Tab. 2. Hypotetické hodnoty Bowenova poměru** (Zdroj: SEJÁK a kol. 2008)

Typ porostu	Utlužená plocha bez vegetace	Běžné zemědělské rostliny	TTP	TTP s občasným mokřadem	Mokřad + vodní nádrž
Bowenův poměr	> 2	2	1	0,5	< 0.5

Pro správný výpočet energetické výměny u porostu pomocí Bowenova poměru nebo evaporativní frakce musí být splněno několik podmínek, které jsou předpokladem nezkrácených výsledků (DUFFKOVÁ, BROM 2012). Základním předpokladem je homogenní porost kolem místa měření, rozkládající se na



dostatečně velké ploše a předpoklad stálosti vertikálního turbulentního tepla a vodní páry. Podle KOHUTA (2003) je pro správnost této metody nejobtížnější spolehlivé měření vlhkosti vzduchu. Časně ráno, večer a v nočních hodinách nebo také za oblačných dnů či při dešti, nebývají tyto podmínky obvykle splněny. V tuto dobu bývá spojitost gradientů teploty a vlhkosti vzduchu narušena, mohou se blížit k nule a jsou nejvíce ovlivněny přesností měřících přístrojů.

### 3.4 VÝBĚR STUDIJNÍCH PLOCH

Aby v ekosystému mohly probíhat nejdůležitější funkční procesy, jako například koloběh vody, energetický tok atd., musí být vybraný ekosystém dostatečně velký. Všechny suchozemské i mokřadní ekosystémy a také velká část vodních ekosystémů jsou vedle orografických a klimatických parametrů charakterizovány vegetačním pokryvem. Vlastní tvar studijní plochy není až tak podstatný. Důležitější je, když studijní plocha má homogenní porost i jeho stanovištní podmínky, aby následně při statistickém hodnocení nedocházelo k velkému rozkolísání hodnot. Je vhodnější vybírat studijní plochu dostatečně velkou, která obsáhne co nejvíce přítomných druhů. Správný výběr studijní plochy je velmi důležitý pro úspěšné studium každého terénního výzkumu. Je třeba provádět výběr velice opatrně a zvažovat velké množství faktorů, které ovlivňují výběr plochy. Nejprve bychom se měli zamyslet nad vhodností studijní plochy v teoretické rovině, tj. vztahy v okolí (ovlivňuje-li okolní krajina studijní plochu), dostatečnou velikost a homogenitu pro určitý typ biocenózy apod., následně řešíme i praktickou stránku jako např. dostupnost plochy nebo vlastnické či uživatelské vztahy. Více o principech výběru studijních ploch např. DYKYJOVÁ (1989) nebo SAPOŽNIKOVOVÁ (1952).

## 4. EXPERIMENTÁLNÍ ČÁST

### 4.1 EXPERIMENTÁLNÍ LOKALITY

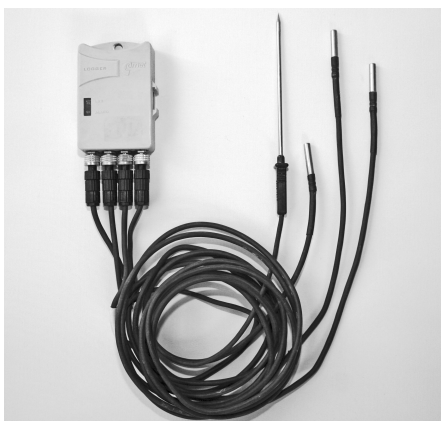
Experimentální plochy byly vybrány v katastru obce Hůrky, která leží v mikroregionu Lišovsko, nacházející se v mírně zvlněné krajině jižních Čech, vzdáleného přibližně deset kilometrů severovýchodně od Českých Budějovic, na okraji Třeboňské pánve. Třeboňská pánev je geomorfologický celek, který je součástí Jihočeských pánví. Průměrná nadmořská výška je zde 457 m n.m. Vzhledem k agroklimatickému členění patří lokalita s umístěnými pokusnými stanicemi do oblasti mírně teplé, vlhké. Suma ročních teplot (nad 10 °C) je 2200 až 2400 °C. Průměrné roční teploty jsou zde 6,5 až 7,5 °C. Průměrný roční úhrn srážek je 600 až 750 mm. Z geomorfologického členění půd se zde nacházejí pseudogleje luvické a modální, kambizemě oglejené, středně těžké se sklonem k dočasnému zamokření.

Experimentální údaje byly získány na čtyřech různých polních kulturách a to v porostu pšenice seté (*Triticum aestivum L.*), jetele lučního (*Trifolium pratense L.*), lilku hlíznatého (*Solanum tuberosum L.*) a trvalého travního porostu. Jedná se tedy o porostní stanoviště lišící se charakterem aktivního povrchu.

V těsné blízkosti registračních stanic se nevyskytují žádné velké vodní plochy, které by výrazně mohly svým výparem ovlivňovat měřené údaje. Nejbližší vodní plochy jsou menší rybochovné rybníky, vzdálené cca 2 km.

### 4.2 POUŽITÉ MĚŘÍCÍ PŘÍSTROJE

Každé stanoviště obsahovalo měřicí systém pro záznam vybraných mikroklimatických charakteristik, který obsahoval 1-3 datalogery. Byly použity datalogery L0141 (čtyřkanálový teploměr) zn. COMET (viz Obr. 4), R3121 (teploměr kombinovaný s vlhkoměrem) zn. COMET (viz Obr. 5) a telemetrická stanice M4016 zn. FIEDLER-MÁGR (viz Obr. 6). Každé stanoviště bylo vybaveno externími čidly, dvěma pro měření teploty a vlhkosti vzduchu v různých výškách, které byly umístěny ve stínítku a dvěma čidly pro měření teploty půdy a teploty povrchu půdy.



Obr. 5. Datalogger L0141 (Zdroj: Jiří Šachl)



Obr. 6. Datalogger R3121 (Zdroj: Jiří Šachl)



Obr. 7. Telemetrická stanice M4016 (Zdroj: Jiří Šachl)

### 4.3 METODIKA MĚŘENÍ

V roce 2012 během vegetačního období, byly sledovány některé vybrané mikroklimatické charakteristiky, měřené a zaznamenávané pomocí přístrojů (viz výše). Čidla pro měření teploty povrchu půdy byla umístěna na povrchu půdy a čidla pro měření teploty půdy byla umístěna 0,1 m pod povrchem půdy. Čidla pro měření

teploty vzduchu a relativní vlhkosti vzduchu byly umístěny ve dvou úrovních. V efektivní výšce porostu (ta se lišila podle druhu porostu a samozřejmě také v závislosti na růstu porostu) a ve výšce 2 m nad zemí.

Hodnoty měřených veličin byly zaznamenávány nepřetržitě v 15 minutových intervalech přibližně od poloviny dubna do konce října. Údaje se automaticky zapisovaly do dataloggerů, odkud byly jednou měsíčně stahovány pomocí obslužného softwaru do přenosného počítače.

#### 4.4 ZPRACOVÁNÍ ZÍSKANÝCH DAT

Data stažená z dataloggerů byla před statistickým zpracováním nejdříve upravena pomocí filtrů. Byly odfiltrovány odlehlé hodnoty, které se výrazně lišily. Ty mohou vzniknout při manipulaci s čidly a při stahování dat, případně jinou chybou. Následně mohou vzniknout chyby při výpočtu Bowenova poměru, kdy ve večerních hodinách bývá velká kladná teplotní diference a zároveň minimální kladná diference vlhkosti vzduchu mezi dvěma měřeními. Metoda Bowenova poměru používaná při výpočtu evapotranspirace je silně závislá na přesnosti měření vlhkosti vzduchu. Všechny vyloučené údaje (vlhkost vzduchu,  $\beta$  aj.) byly nahrazeny průměrem sousedních čísel nebo substitucí sousedním číslem.

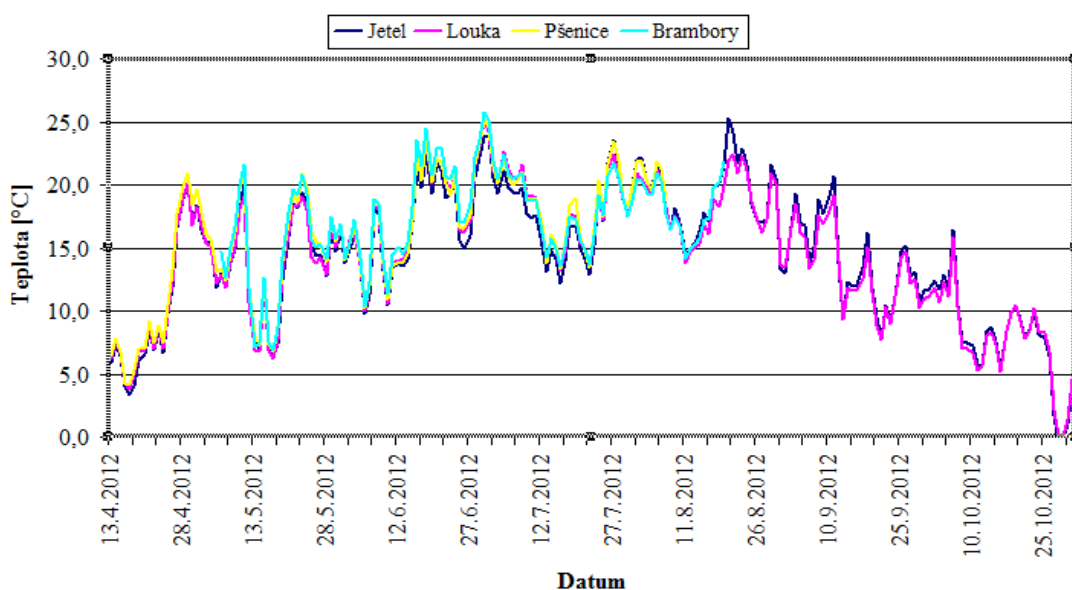
Po vyčištění dat byly hodnoty upraveny aritmetickým průměrem do hodinových, denních a měsíčních průběhů.

## 5. VÝSLEDKY

Náplní experimentální části této práce bylo měření a zaznamenávání teplotních a vlhkostních charakteristik čtyř druhů porostů: jetele lučního, trvalého travního porostu (louka), pšenice seté a lilku hlíznatého (brambor hlíznatý). Z výsledných dat získaných v časovém rozpětí „duben – říjen“ vyplynulo, že se jednotlivé porosty od sebe navzájem liší, zejména v průběhu a velikosti naměřených teplot a vlhkostí.

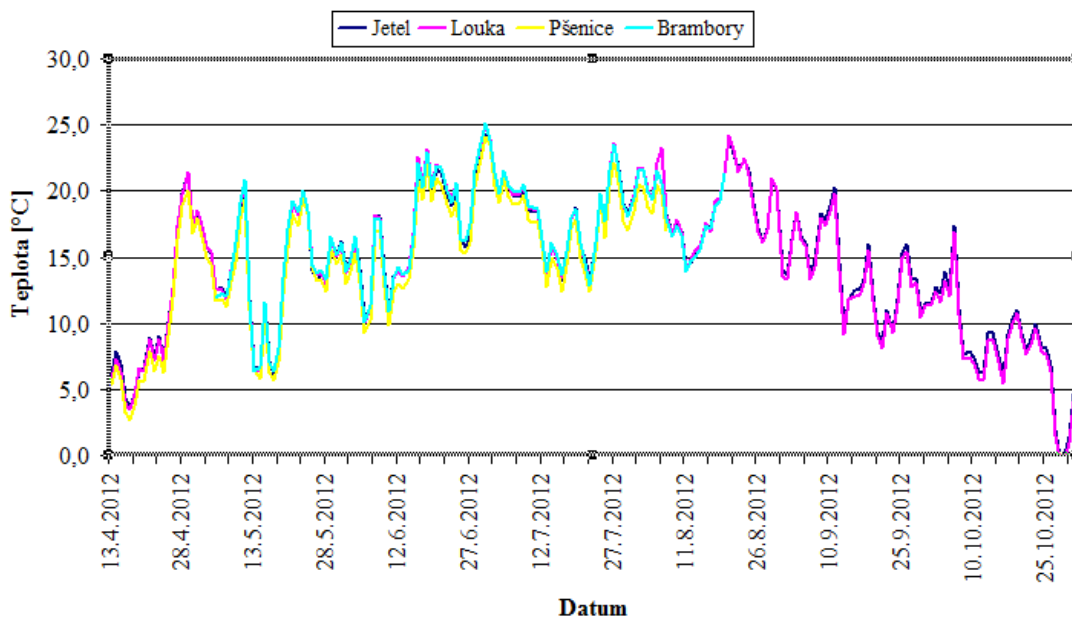
U teplot a vlhkostí měřených ve dvou metrech nad zemí se neprojevovaly u žádného typu porostu příliš velké rozdíly (Graf 2. a Graf 18.), které bychom mohli pozorovat např. kdybychom porovnávali třeba teplotní charakteristiky lesa a louky. V úrovni povrchu porostu byly pozorovány větší rozdíly v průběhu teplot (Graf 1.), nejpatrnější byly u porostu jetele. Značné rozdíly byly zjištěny u vlhkostních charakteristik povrchu porostu u všech stanovišť (Graf 8.). Také v teplotách povrchu půdy a teplotách půdy v hloubce 0,1 m pod povrchem, se jednotlivé porosty významně lišily.

Monitoring teplotních a vlhkostních charakteristik probíhal od dubna do konce října. Průběhy teplot měřené při povrchu porostu po celý čas experimentu na jednotlivých stanovištích jsou znázorněny na následujícím grafu (Graf 1.). Z grafu je patrné, že průměrně největší amplitudu vykazovaly porosty jetele a brambor. Nejvyšší průměrné maximální denní teploty porostu za dobu měření dosahovaly porosty brambor a pšenice. Naopak nejnižší průměrné teploty při povrchu porostu byly naměřeny u TTP (louka) a u porostu jetele.



**Graf 1. Průměrná denní teplota při povrchu porostu na všech čtyřech stanovištích v průběhu experimentu.**

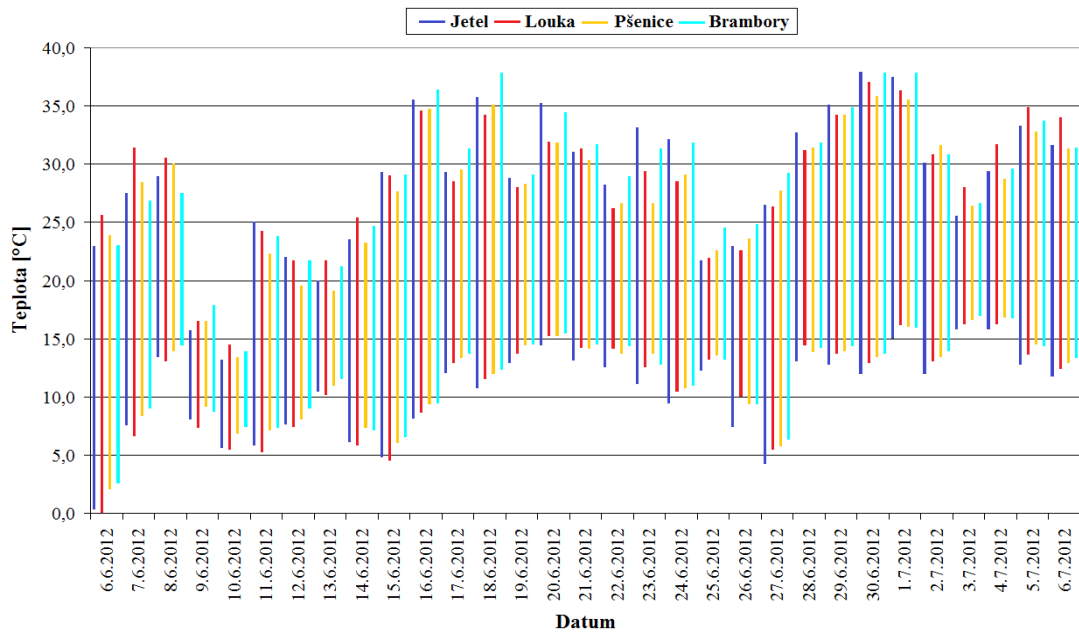
Hodnoty teplot získané měřením ve výšce dva metry nad zemí jsou poměrně vyrovnané. Určité odchylky ve srovnání s ostatními stanovišti vykazoval porost pšenice. Ten také dosahoval nejnižších hodnot. Průběh teplot zachycující všechny čtyři stanoviště za celé sledované období je zobrazen na grafu č. 2.



**Graf 2. Průměrná denní teplota ve 2 metrech nad zemí všech čtyř stanovišť v průběhu experimentu.**

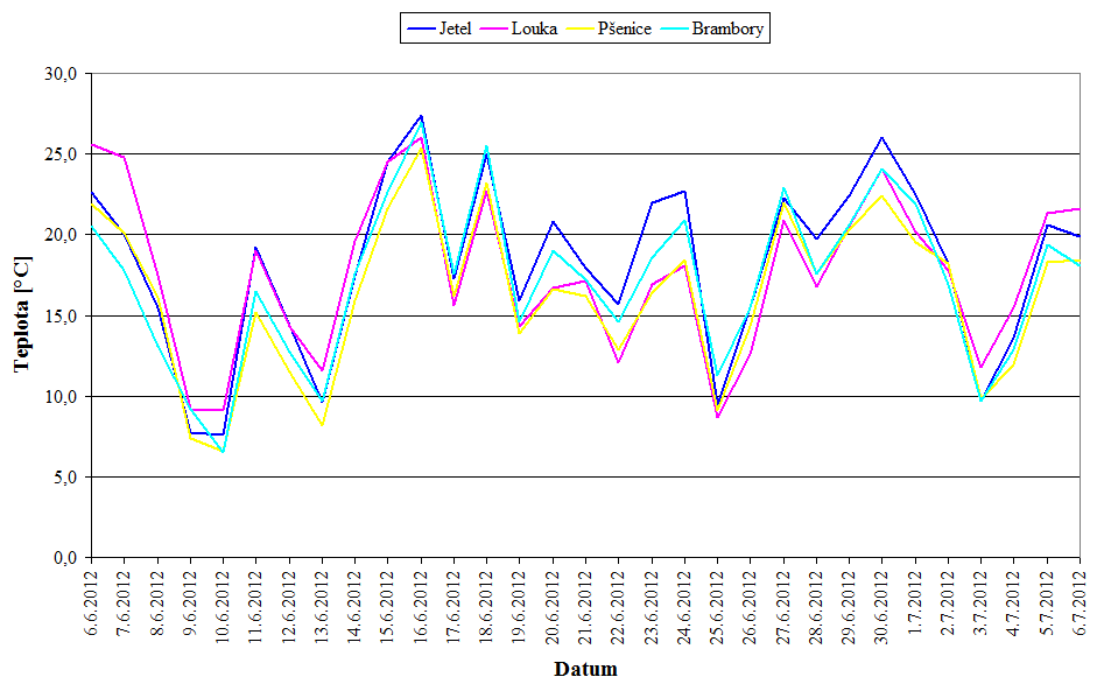
Ve sledovaném období se neprojevil mezi stanovišti z hlediska průměrných hodnot teplot měřených ve dvou metrech nad zemí významný rozdíl.

Pro přehlednější zjištění rozdílů v charakteristikách teplot a vlhkostí byl vybrán časový úsek 6.6. – 6.7. 2012, kdy byly všechny porosty značně vzrostlé a mohly tak ovlivňovat mikroklima ve svém okolí. Průběh denních amplitud teplot povrchu porostu s minimálními a maximálními teplotami zobrazuje Graf 3. V období od 6.6. do 15.6. dosahoval porost jetele o něco vyšší minimální průměrné denní teploty povrchu porostu než porost louky, ale nižší než porosty brambor a pšenice. Od 16.6. do 6.7. měl trvale nejnižší průměrné teploty ze všech porostů. Porosty pšenice a brambor měly v období od 6.6. do 6.7. podobný průběh, avšak nejvyšší průměrné minimální teploty povrchu porostu většinou vykazovaly porosty brambor. Maximální průměrné teploty povrchu porostu v období 6.6. – 6.7. byly více rozdílné. Ze začátku a ke konci tohoto období byly nejvyšší hodnoty u porostu louky. Po většinu času však nejvyšších hodnot dosáhly porosty brambor a jetele.



**Graf 3. Graf zobrazuje nejvyšší a nejnižší denní teploty (amplitudy) v období od 6.6 do 6.7. 2012 na povrchu porostu.**

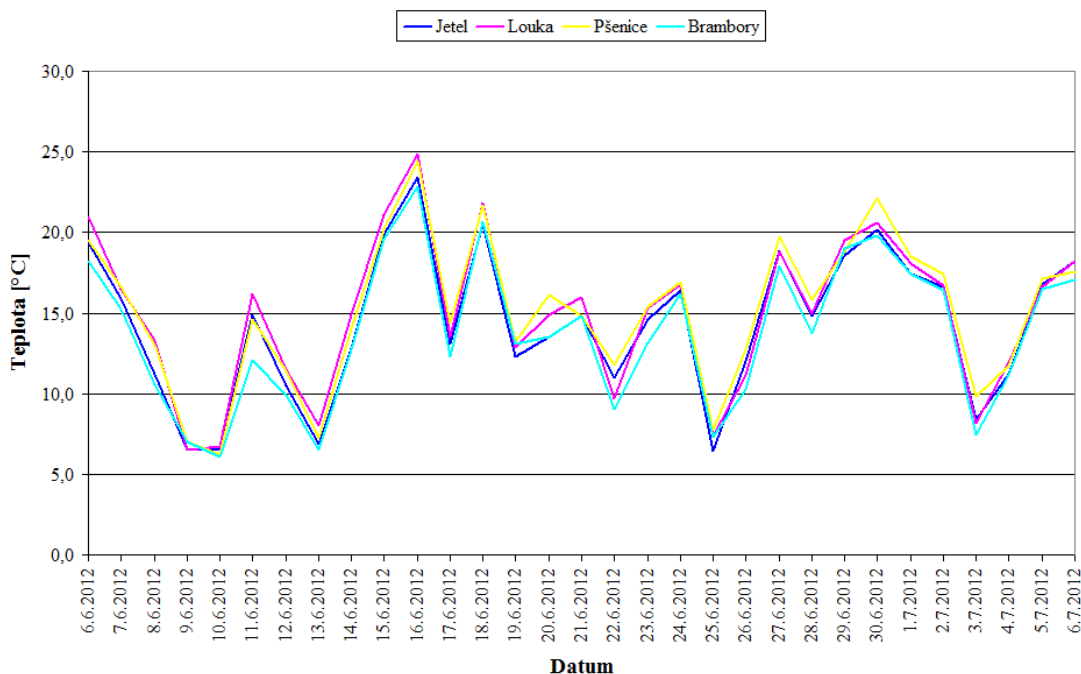
Na úrovni povrchu porostu byly zjištěny větší rozdíly teplot než tomu bylo v úrovni dvou metrů. V období od 6.6. vykazoval porost louky prvních 9 dní nejvyšší amplitudy denních teplot, ale později jej překonaly porosty brambor a jetele. Jetel dosahoval až na výjimky nejvyšších amplitud. Naopak nejnižší amplitudy průměrných denních teplot v první části období 6.6. – 6.7. měla pšenice. V druhé polovině tohoto časového úseku byly nejmenší amplitudy pozorovány nejen u pšenice, ale také u porostu louky. Oba porosty měly velmi podobný průběh.



**Graf 4. Průběh amplitud denního chodu teplot na povrchu porostu (6.6 – 6.7. 2012).**

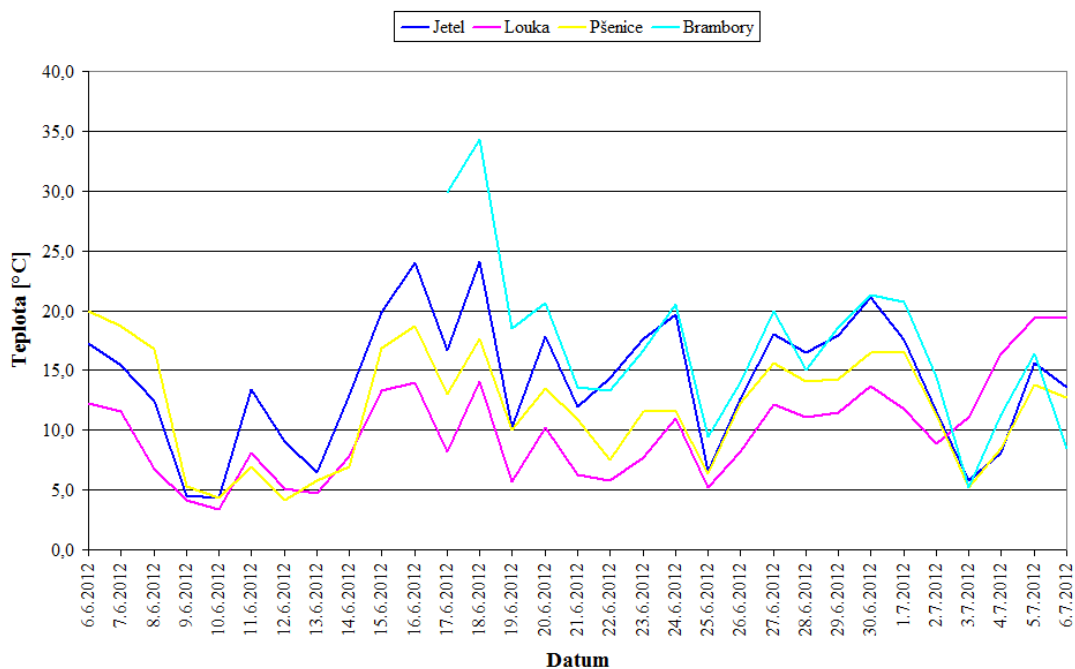
V období od dubna do října byly zaznamenány nejnižší denní teploty povrchu porostu 18.5. 2012 na všech stanovištích. Nejnižší teplota byla zaznamenána v porostu louky ( $-4,4^{\circ}\text{C}$ ). V porostu jetele bylo  $-4,3^{\circ}\text{C}$ , pšenice ukázala  $-2,3^{\circ}\text{C}$  a nejvyšší minimum bylo v porostu brambor ( $-1,9^{\circ}\text{C}$ ). Maximální denní teploty povrchu porostu dosáhly všechny porosty také v jednom dni (20.8. 20012). Nejtepleji bylo v porostu jetele, kde byla zaznamenána maximální teplota  $45,4^{\circ}\text{C}$ . Druhým nejteplejším místem byl porost brambor ( $39,2^{\circ}\text{C}$ ). V porostu pšenice bylo maximum  $39,0^{\circ}\text{C}$ . Nejnižší maximum vykázal porost louky, kde byla naměřena hodnota  $38,3^{\circ}\text{C}$ . V období od 6.6. do 6.7. 2012 (viz Graf 3.) byly naměřeny maximální teploty u povrchu porostu dne 30.6. Nejteplejší byl porost jetele ( $37,9^{\circ}\text{C}$ ) a porost brambor ( $37,8^{\circ}\text{C}$ ). O necelý jeden stupeň Celsia byl chladnější porost louky. Pšenice se v tento den lišila ve svém maximu od nejteplejšího jetele o  $2,1^{\circ}\text{C}$  a měla tedy  $35,8^{\circ}\text{C}$ . Minimální teploty byly 6. června (měřeno od 6.6. do 6.7.). Porost louky byl nejchladnější ( $-0,3^{\circ}\text{C}$ ) a porost brambor nejteplejší ( $2,5^{\circ}\text{C}$ ). U pšenice a jetele bylo naměřeno  $2,0^{\circ}\text{C}$  resp.  $0,3^{\circ}\text{C}$ .

Denní amplitudy teploty měřené ve dvou metrech nad úrovní země byly u všech typů porostů v období 6.6. – 6.7. velmi podobné. Do poloviny měsíce června měl porost louky o poněkud větší amplitudy denních teplot než ostatní porosty, ale od poloviny června měl častěji největší amplitudy denních teplot ve 2 metrech porost pšenice (viz Graf 5.).

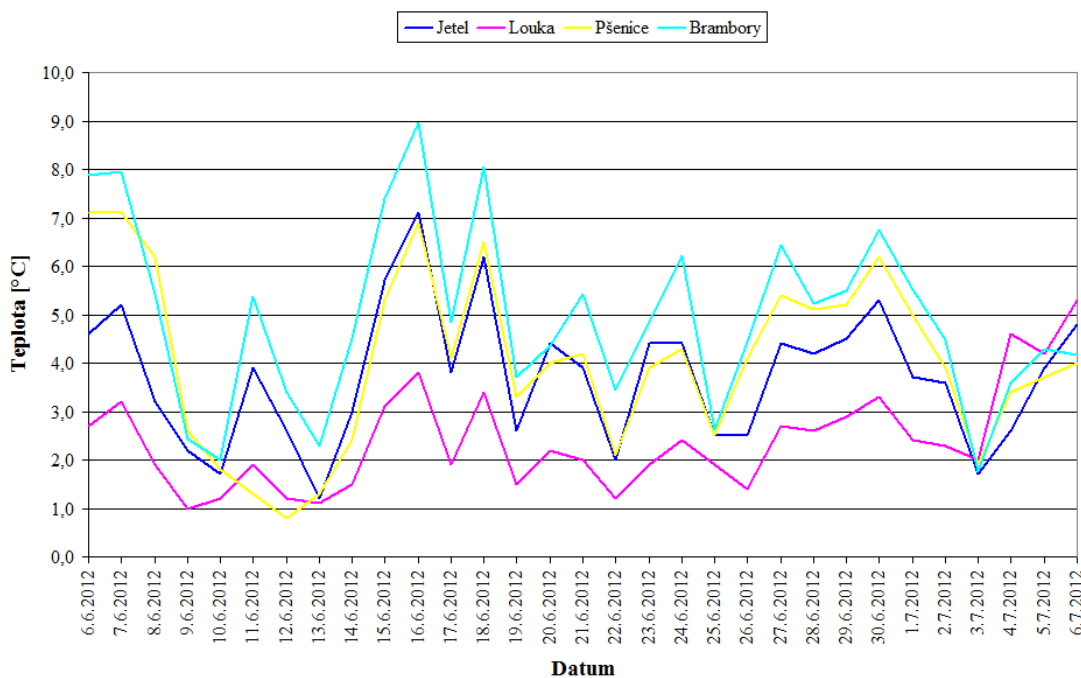


**Graf 5. Průběh amplitud denního chodu teplot ve 2 metrech nad povrchem porostu (6.6 – 6.7. 2012).**





**Graf 6. Průběh amplitud denního chodu teplot na povrchu půdy (6.6 – 6.7. 2012).**



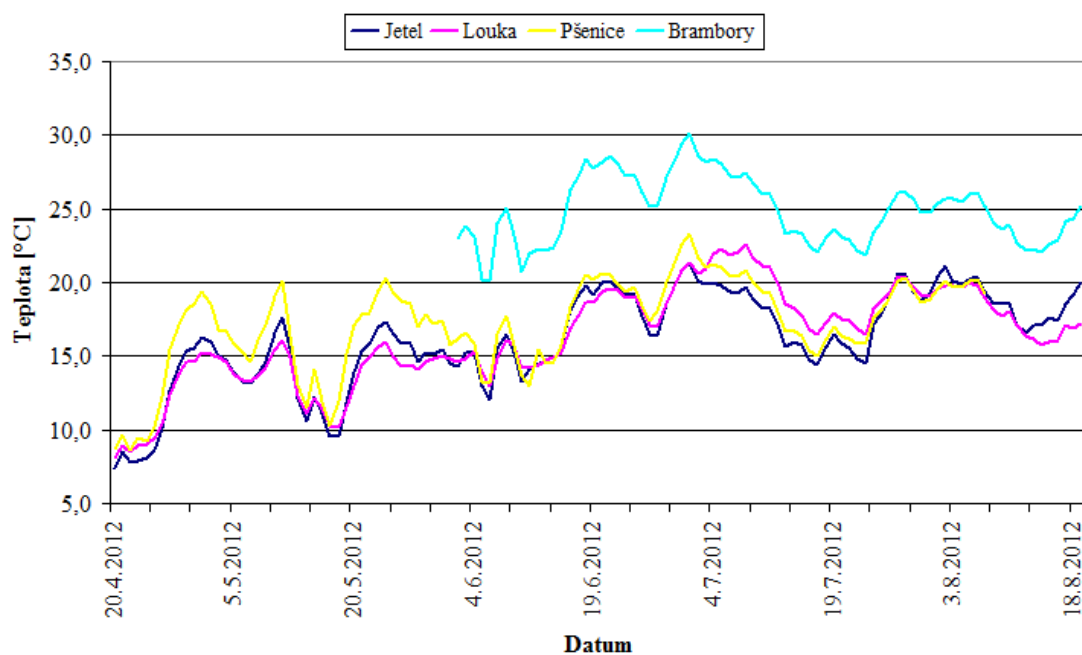
**Graf 7. Průběh amplitud denního chodu teplot půdy v hloubce 0,1 m (6.6 – 6.7. 2012).**

Ve zkoumaném období (6.6. – 6.7.) měli jednotlivé porosty odlišné denní amplitudy teplot povrchu půdy (viz Graf 6.), lišící se v závislosti na druhu porostu. Nejvyrovnanější průběh amplitud (vzhledem k ostatním třem porostům) ukázal porost louky. Povrch půdy v porostu pšenice měl větší amplitudy než louka. Největší amplitudy dosahovaly porosty jetele a brambor.

Maximální denní teplota povrchu půdy (od 6.6. do 6.7.) byla naměřena v porostu brambor (47,0°C). Porost jetele dosáhl maximální teploty v ten samý den (37,6°C). Porosty pšenice a louky se ve svých maximech teploty povrchu půdy lišily jen o 0,1°C, ale dosáhly jich v různé dny. Pšenice 3. června 36,1°C a louka 5. července 36,2°C. Minimální teploty povrchu půdy dosáhly všechny porosty začátkem června (6.6.). Porost jetele ukázal 4,5°C, louka 6,9°C a porost pšenice 5,4°C.

Půda v hloubce 0,1 metru pod povrchem, dosahuje mnohem menších amplitud než teplota povrchu půdy (viz Graf 7.). Maxima jsou celkově nižší a minima vyšší. Nejnižší teplota půdy v hloubce 0,1 m byla naměřena (v období 6.6. – 6.7. 2012) u porostu jetele (9,8°C). Nejvyšší minimum měla půda brambor (16,2°C). Půda u porostu louky měla minimum 11,6°C a půda na stanovišti pšenice ukázala 10,0°C. Všechna minima byla naměřena v jeden den (6. června). Maximální hodnoty teploty půdy za období 6.6. – 6.7. byly naměřeny v různé dny. Nejvyšší maximální teplotu půdy v hloubce 0,1 m ukázal porost brambor (33,2°C). Naopak nejnižší maximum ze sledovaných porostů měl porost jetele (23,5°C). Na stanovišti s trvalým travním porostem byla naměřena hodnota teploty půdy v 0,1 m pod povrchem 24,6°C a na stanovišti s porostem pšenice hodnota 26,3°C.

Teplota půdy měřená v hloubce 0,1 m pod povrchem byla po celou dobu měření (od dubna do října) nejvyšší v porostu brambor. Teplota půdy v porostu pšenice vykazovala ze začátku vyšší hodnoty než jetel a louka, ale tyto rozdíly se přibližně v červnu téměř vyrovnaly. Průběh teplot půdy 0,1 m pod úrovní terénu zobrazuje Graf 8.



**Graf 8. Průměrná denní teplota půdy v hloubce 0,1 m pod povrchem na jednotlivých stanovištích.**

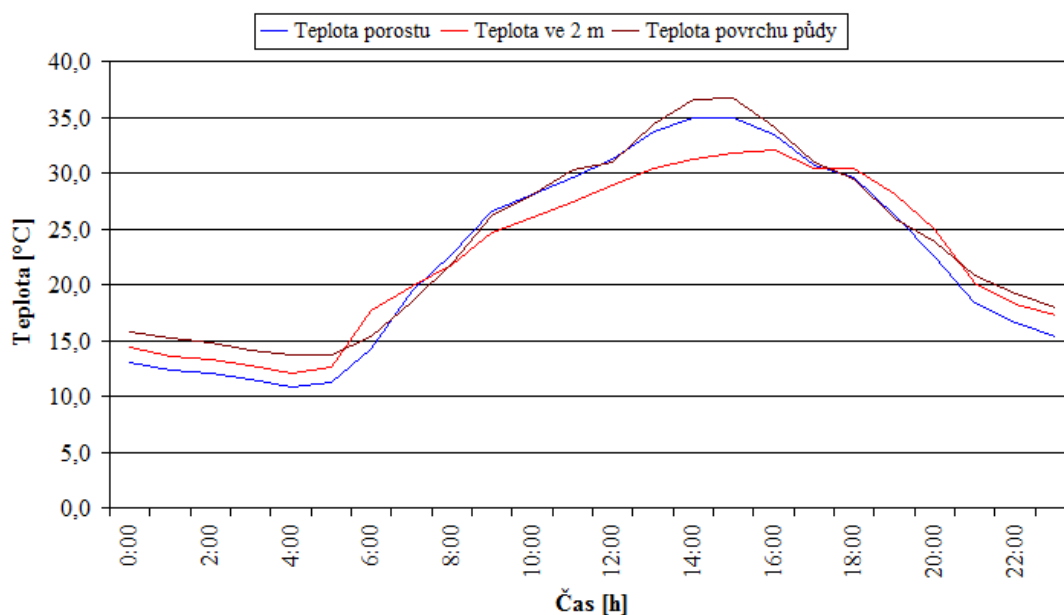
Ve dnech s radičním režimem počasí jsou průběhy teplot a vlhkostí výraznější než je tomu ve dnech s velkou oblačností, proto z důvodu přesnějšího porovnání charakteristik sledovaných porostů byly vybrány tři dny z měsíce června (18.6., 24.6. a 30.6.), kdy sluneční radiace dosahovala nejvyšších hodnot a rychlost větru byly nejnižší. Průměrné hodnoty teplot a vlhkostí z těchto dnů jsou v následující tabulce (Tab. 3.).

**Tab. 3. Průměrné hodnoty teplot a vlhkostí z jednotlivých porostů za vybrané dny 18.6., 24.6. a 30.6. 2012.**

	Teplota porostu	Teplota ve 2m	Teplota povrchu půdy	Teplota půdy v 0,1 m	Relativní vlhkost porostu	Relativní vlhkost ve 2m
<b>18.6.2012</b>						
Jetel	22,5	22,5	23,7	19,8	75,9	72,5
TTP	23,2	23,2	21,7	18,6	70,4	69,6
Pšenice	23,6	22,0	23,4	20,5	71,4	70,8
Brambory	24,4	23,0	26,6	28,3	70,5	69,6
<b>24.6.2012</b>						
Jetel	20,1	20,1	21,0	19,1	72,3	66,4
TTP	20,7	20,6	20,1	19,1	65,5	63,7
Pšenice	20,7	19,2	20,4	19,7	67,3	65,4
Brambory	21,5	20,6	22,2	27,4	67,9	61,7
<b>30.6.2012</b>						
Jetel	23,8	24,3	24,4	20,9	80,4	75,9
TTP	25,0	25,1	23,6	20,8	75,0	73,7
Pšenice	25,2	24,1	25,6	22,6	74,7	73,0
Brambory	25,8	25,2	24,7	29,4	74,4	71,9

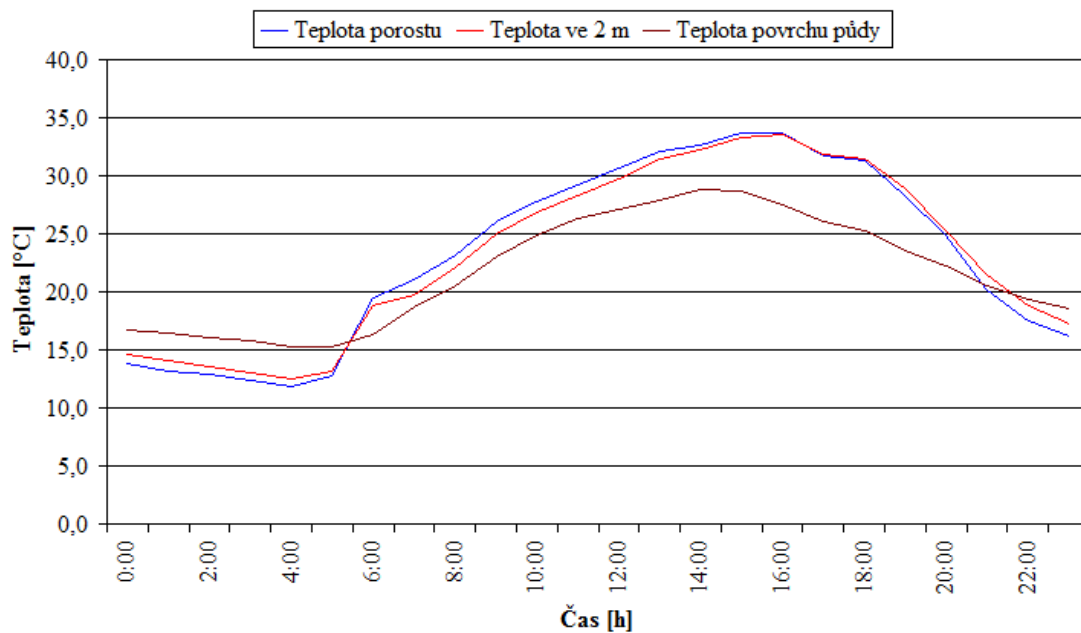
Průměrná teplota v úrovni povrchu porostu byla nejnižší u porostu jetele ve všech třech vybraných dnech. Nejvyšších průměrných teplot dosáhl porost brambor. Teplota měřená ve dvou metrech byla u jednotlivých druhů porostů vyrovnanější než teplota povrchu, ale zde dosáhl nejnižších průměrných hodnot porost pšenice a nejvyšších porost brambor a louky. Teplota povrchu půdy a teplota půdy v hloubce 0,1 m vykazují absolutně největší rozdíly mezi stanovišti. Nejnižší průměrnou teplotu povrchu půdy dosáhl porost louky a to ve všech třech vybraných dnech, nejvyšší porost brambor. Rozdíl mezi těmito dvěma porosty činil 4,9 °C. V hloubce deseti centimetrů byla nejnižší průměrná teplota u porostů jetele a TTP. Nejvyšší hodnoty dosáhl opět porost brambor, kde rozdíl mezi porostem louky a brambor činil až 9,7 °C. Průměrné hodnoty relativní vlhkosti snímané na úrovni povrchu porostu vykazovaly větší odlišnosti mezi stanovišti než vlhkosti měřené na úrovni dvou metrů nad zemí. Nejvyšších průměrných hodnot relativní vlhkosti dosahoval porost jetele v obou měřených úrovních.

Hodinové průběhy teplot zobrazené v grafech 9., 10., 11. a 12. byly měřeny za slunečného dne (18.6.) a zobrazují hodnoty ze třech úrovní (povrch půdy, povrch porostu a 2 m nad zemí).

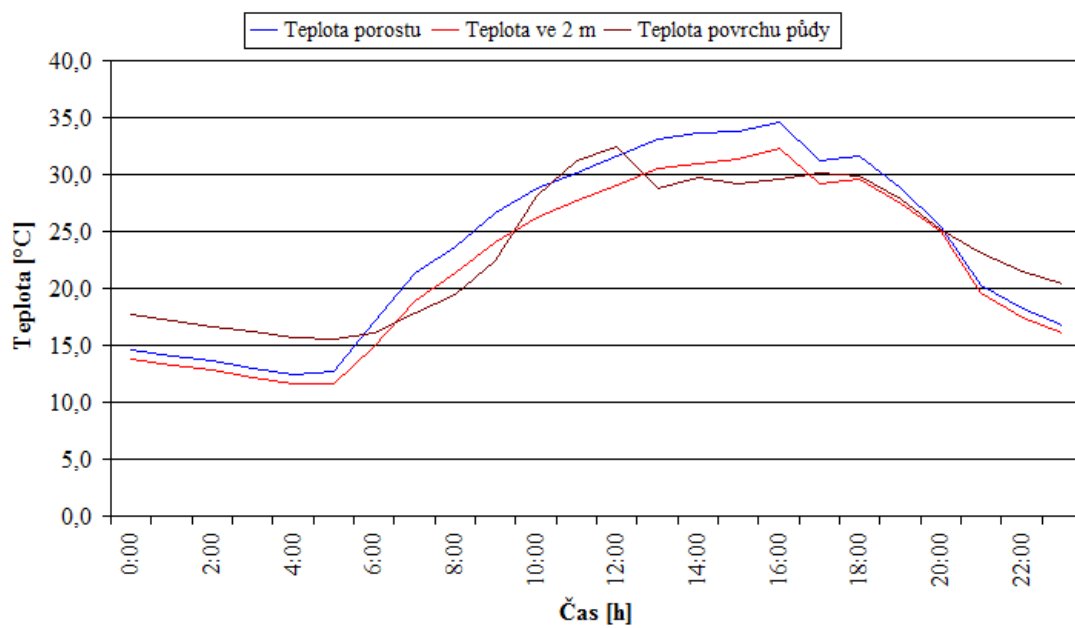


**Graf 9. Hodinový průběh teplot v porostu jetele ze dne 18.6. 2012.**

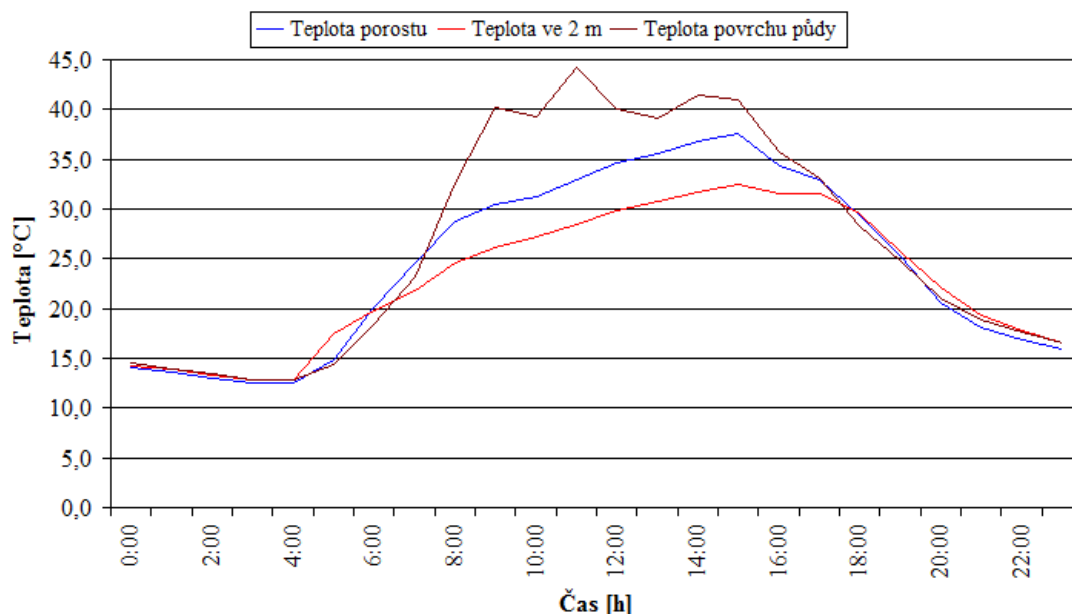
U porostu brambor bylo pozorováno, že teplota povrchu půdy byla značně rozdílná vzhledem k teplotám měřeným při povrchu porostu a ve dvou metrech. Během slunečné části dne byla teplota povrchu půdy vyšší než obě ostatní. V noci se všechny tři teploty vyrovnaly a byly téměř stejné. Porost na louce vykazoval opačný trend, kdy teplota povrchu půdy byla za slunné části dne nižší než teploty povrchu porostu i teploty měřené ve dvou metrech nad zemí, ale v noci byl povrch půdy teplejší než teploty zbývajících dvou úrovní. U jetele byla teplota povrchu půdy přes den přibližně stejná jako teplota povrchu porostu, jen mezi 13. a 17. hodinou a také v noci byla o něco vyšší. U pšenice byla v noci teplota povrchu půdy vyšší, zatímco po většinu dne zůstávala nižší než teplota povrchu porostu a ve dvou metrech. U všech typů porostů byla povrchová teplota porostu za dne většinou vyšší než teplota měřená ve dvou metrech.



**Graf 10. Hodinový průběh teplot v porostu louky ze dne 18.6. 2012.**



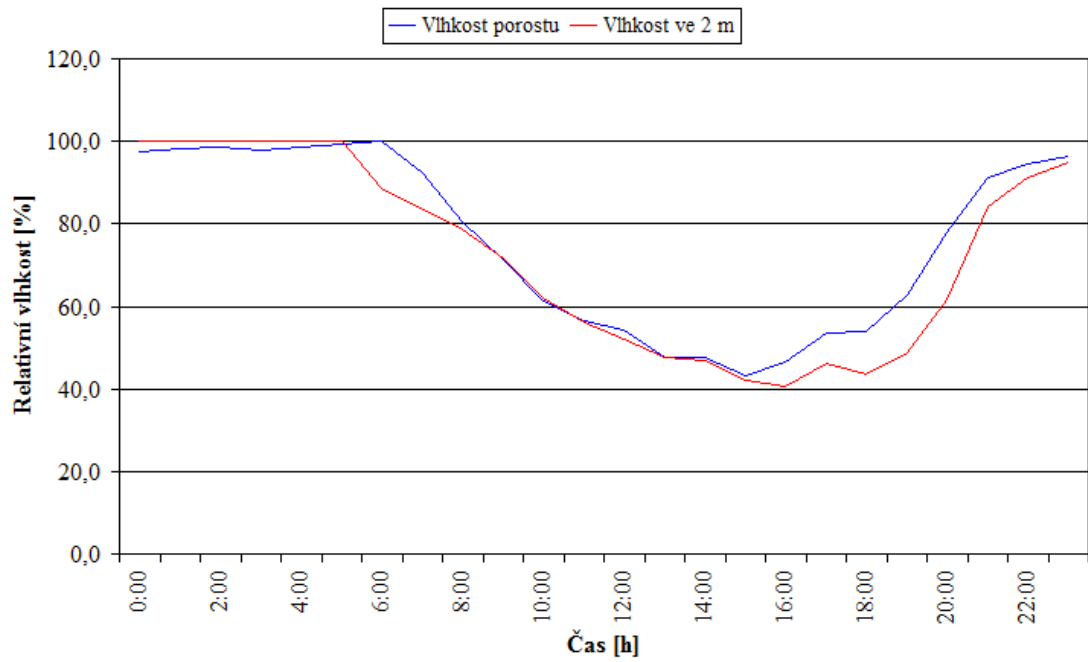
**Graf 11. Hodinový průběh teplot v porostu pšenice ze dne 18.6. 2012.**



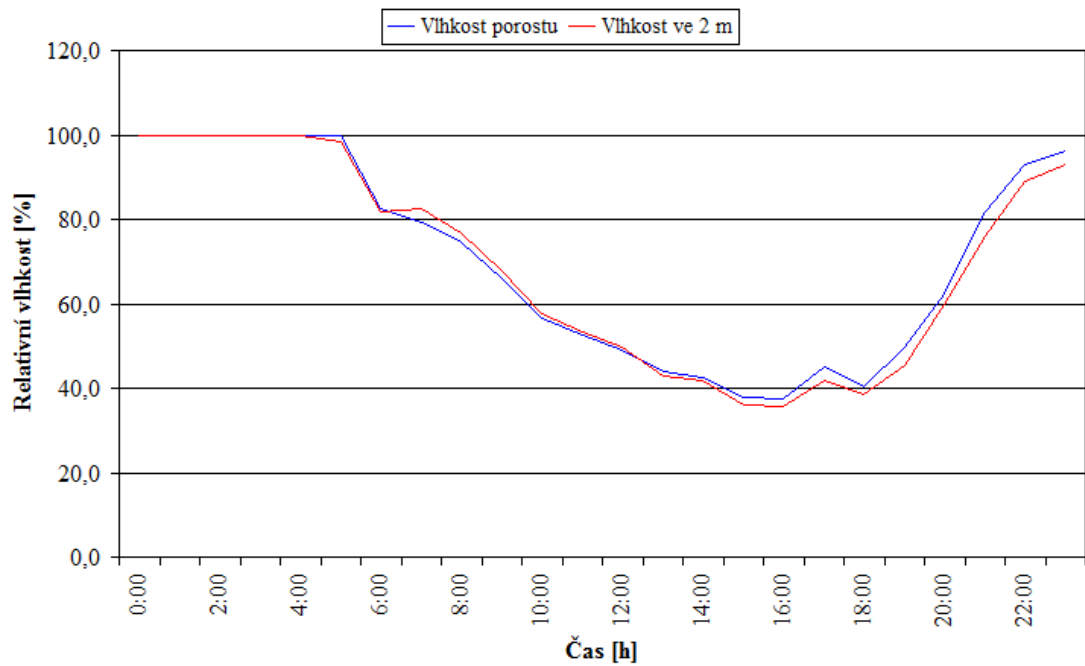
**Graf 12. Hodinový průběh teplot v porostu brambor ze dne 18.6. 2012.**

Při srovnání relativní vlhkosti vzduchu zobrazené v následujících grafech (Graf 13. až Graf 16. - zobrazují průběh relativních vlhkostí vzduchu v úrovni povrchu porostu a ve výšce dva metry nad zemí měřené dne 18.6. 2012) můžeme vidět, že u všech druhů porostů se relativní vlhkosti, ať už měřené v úrovni povrchu porostu nebo ve dvou metrech nad zemí, v nočních hodinách blíží nebo dosahují hodnoty 100 %. Přibližně od východu slunce do západu vlhkost klesá, nejvíce u porostu brambor. Nejvyšší vlhkost během světlé části dne si drží jetel. V dopoledních hodinách průběhy relativní vlhkosti v úrovni porostu a ve 2 m téměř rovnají, vyjma porostu brambor a jetele.

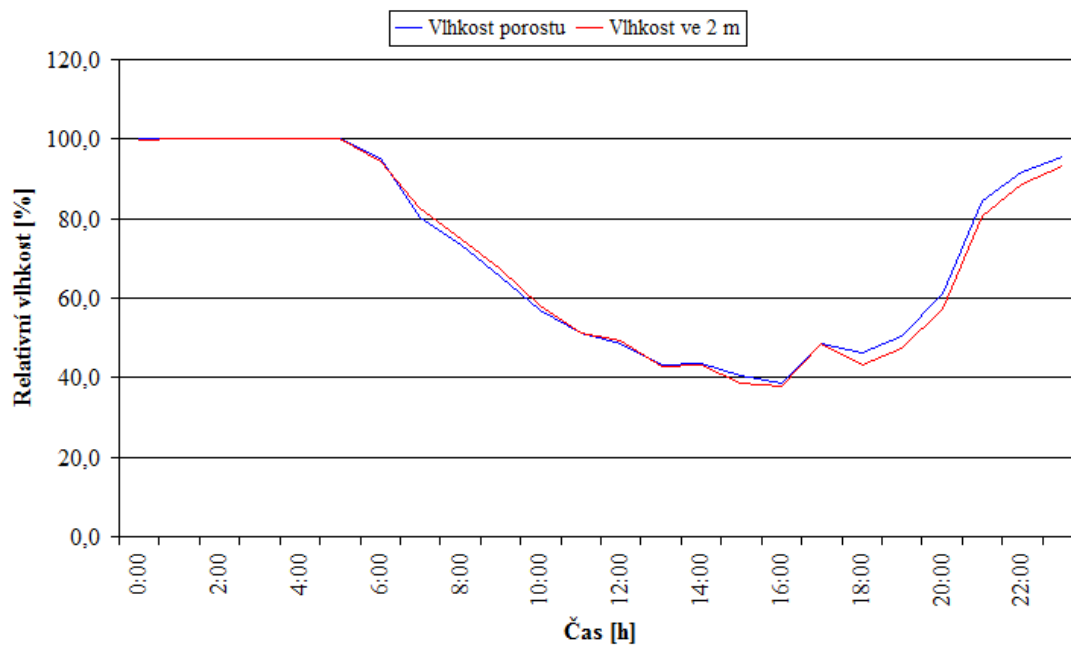
Průběh relativní vlhkosti vzduchu porostu brambor se v obou měřených úrovních během noci přibližují ke 100 % a k ránu se začínají rozcházet. Vlhkost měřená ve dvou metrech nad zemí začíná dříve klesat, až přibližně do šesté hodiny ranní, kdy ji strměji klesající vlhkost porostu předstihne. Relativní vlhkost povrchu porostu pak zůstává až do patnácté hodiny odpolední nižší než je vlhkost ve dvou metrech.



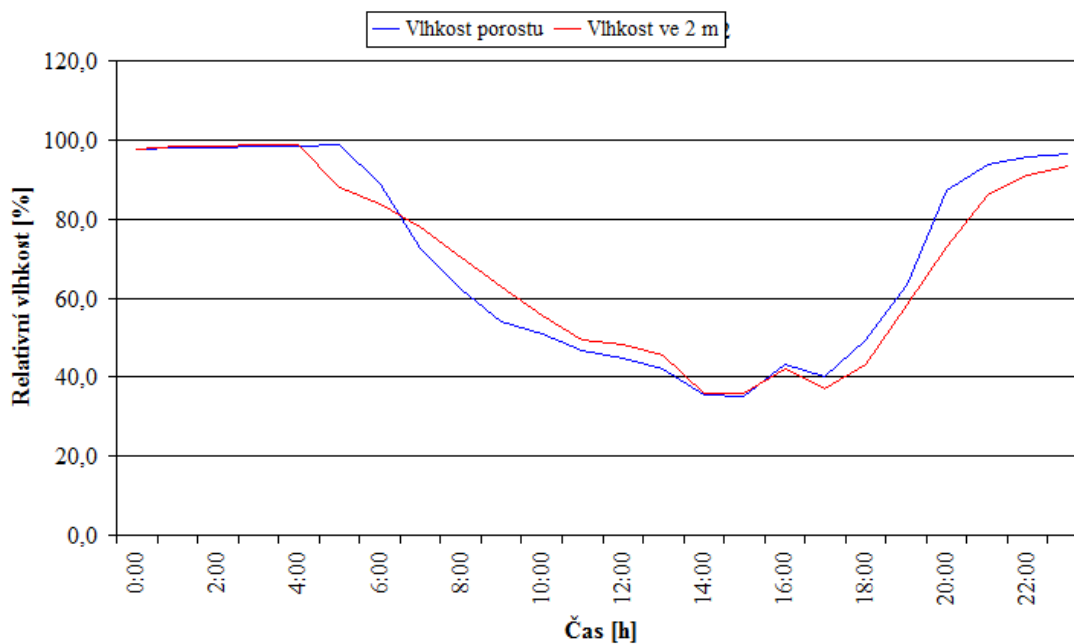
**Graf 13. Hodinový průběh vlhkostí vzduchu v porostu jetele ze dne 18.6. 2012.**



**Graf 14. Hodinový průběh vlhkostí vzduchu v TTP ze dne 18.6. 2012.**



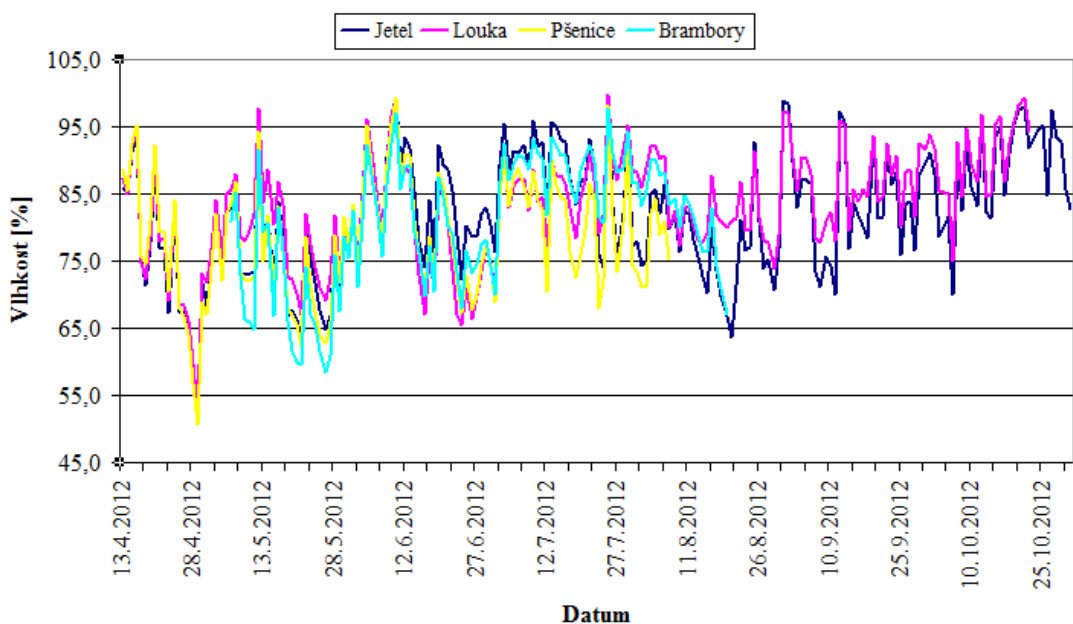
**Graf 15. Hodinový průběh vlhkostí vzduchu v porostu pšenice ze dne 18.6. 2012.**



**Graf 16. Hodinový průběh vlhkostí vzduchu v porostu brambor ze dne 18.6. 2012.**

Průběh charakteristik vlhkosti porostu měřená u všech druhů porostů v období od dubna do října je vykreslen v grafu č. 8.

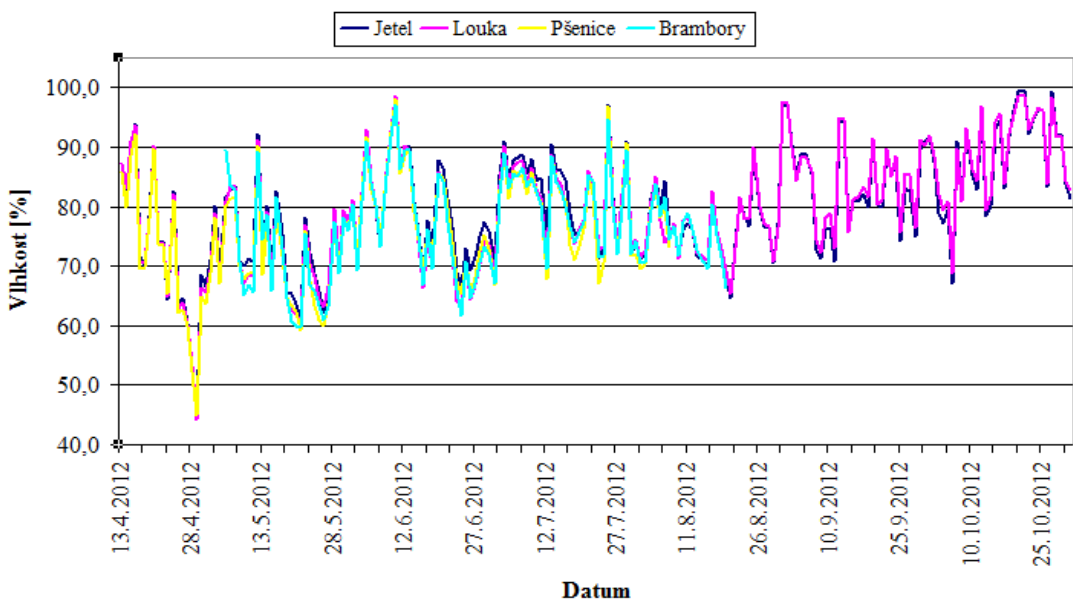




**Graf 17. Průměrné denní hodnoty relativní vlhkosti povrchu porostu změřené během experimentu na všech čtyřech stanovištích.**

Z grafu č. 8. je vidět, že vlhkost porostu se již značně lišila v závislosti na druhu porostu. Nejnižších průměrných hodnot dosahovaly porosty pšenice a brambor. Nejvyšších průměrných hodnot vlhkosti dosahoval porost jetele.

Na charakteristikách relativních vlhkostí měřených ve výšce dva metry nad zemí, můžeme pozorovat (v porovnání s vlhkostmi měřenými ve výšce 2 metrů nad zemí) jen malé rozdíly u všech typů porostů. Největší rozdíly jsou patrné za dnů s velkou sluneční aktivitou. Průběh vlhkostí ve 2 m je zobrazen na následujícím grafu (Graf 18.).

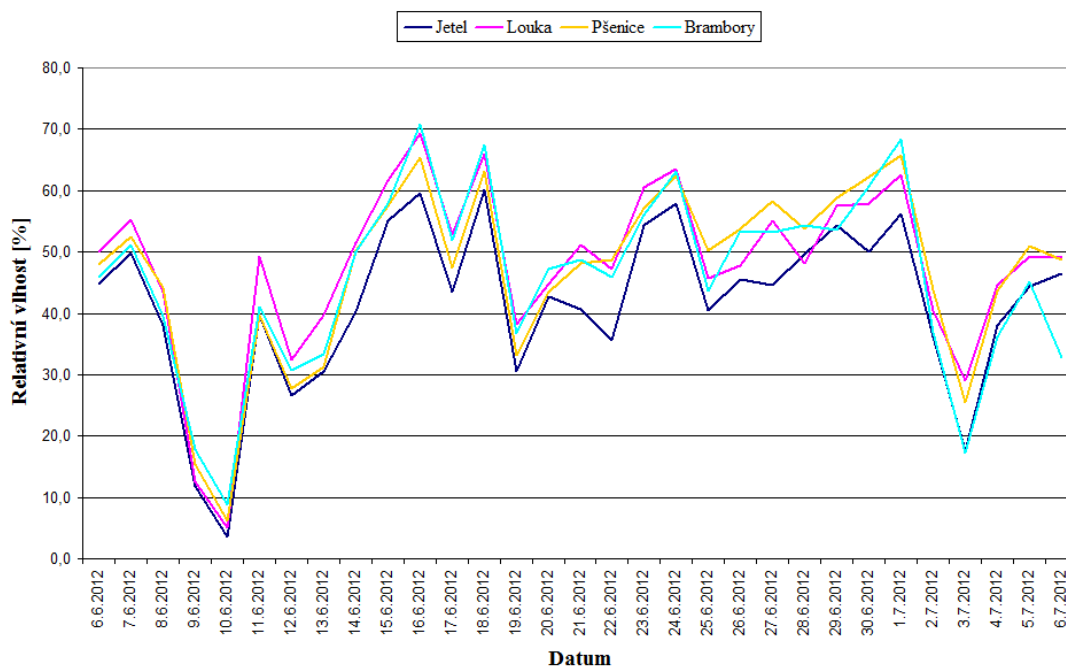


**Graf 18. Průměrné denní hodnoty relativní vlhkosti ve 2 metrech nad zemí v průběhu experimentu na všech čtyřech stanovištích.**

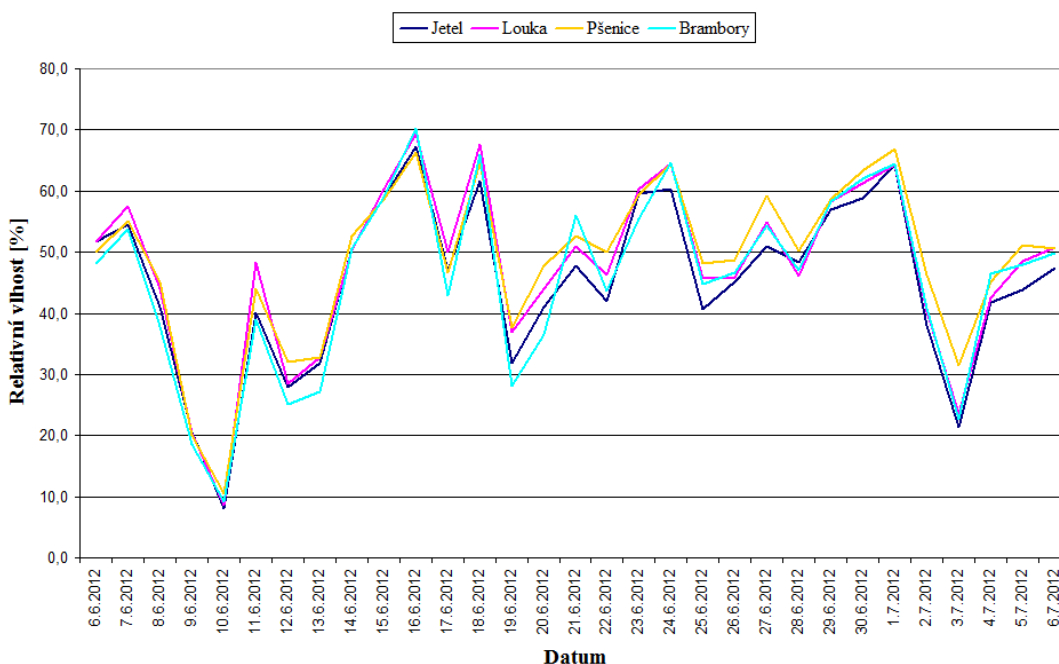
V období od 6.6. – 6.7. 2012 mělo nejnižší denní relativní vlhkost povrchu porostu stanoviště s porostem brambor, konkrétně 28,1 % dne 16. června. Porost pšenice dosáhl nejnižší hodnoty (34,2 %) relativní vlhkosti vzduchu porostu 1. července. V porostu louky bylo minimum naměřeno 16.6. a to 30,6 % relativní vlhkosti. 18. června bylo naměřeno také minimum v porostu jetele (39,8%).

V průběhu amplitud denních relativních vlhkostí jsou patrné rozdíly mezi jednotlivými porosty, zejména v teplých slunečných dnech. Nejmenší rozkolísanost denních amplitud za období 6.6. – 6.7. dosahoval porost jetele, jak můžeme vidět v Grafu 10. Nejvyšší amplitudu neměl trvale žádný porost, ale střídavě jí dosahovaly zbývající druhy porostů pšenice, brambor a louky.

Průběh amplitud denního chodu relativních vlhkostí snímaných ve výšce 2 m nad zemí je podobný na všech stanovištích, i když také zde jsou vidět jisté rozdíly (viz Graf 20.).



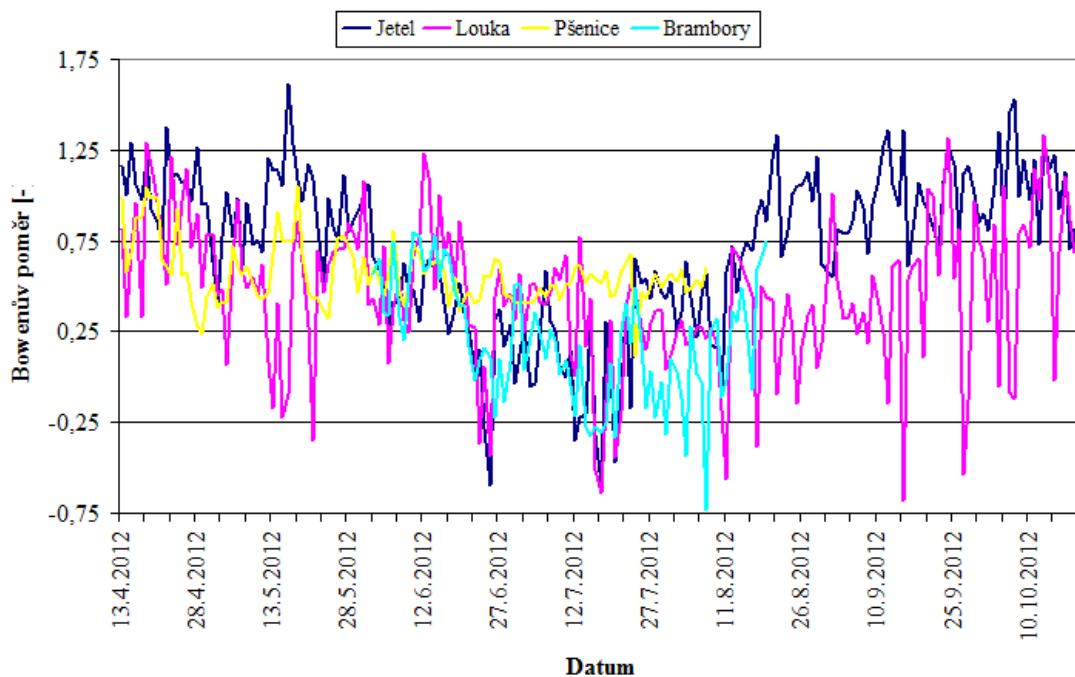
**Graf 19. Průběh amplitud denního chodu relativních vlhkostí na povrchu porostu (6.6 – 6.7. 2012).**



**Graf 20. Průběh amplitud denního chodu relativních vlhkostí ve 2 metrech nad porostem (6.6 – 6.7. 2012).**

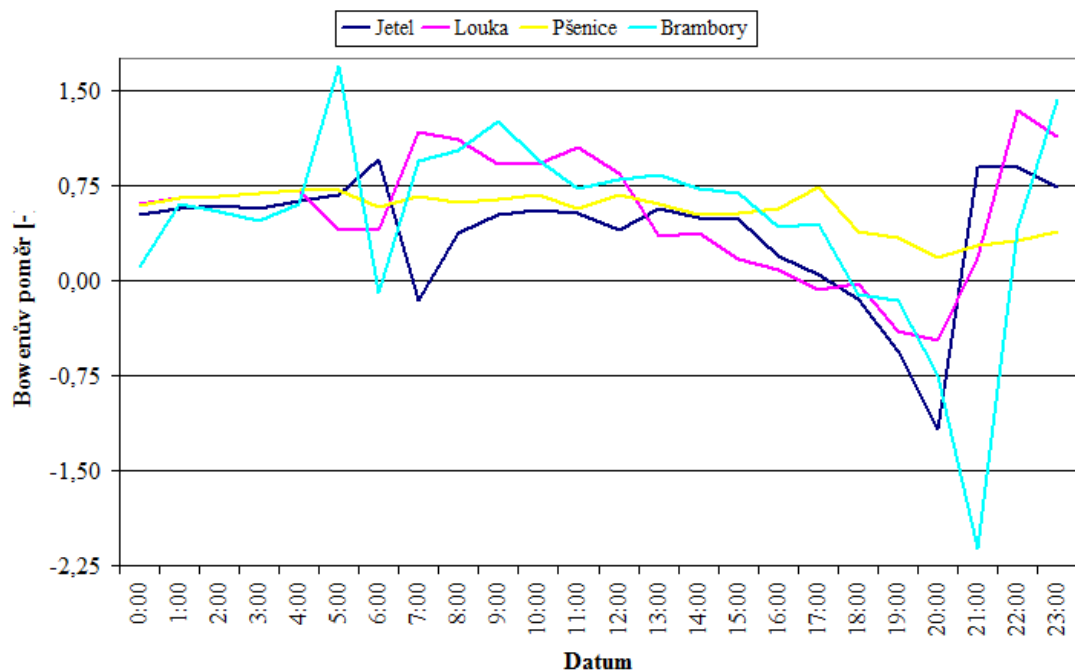
Ve sledovaných porostech byl na základě výpočtu ze změřených teplot a vlhkostí vypočítán průběh rozdělování sluneční energie (pomocí Bowenova poměru), respektive pocitového a latentního tepla výparu. Metoda Bowenova poměru není složitá a je založena na gradientech teploty vzduchu a tlaku vodních par snímaných ve dvou výškách, nejčastěji při povrchu porostu a ve 2 metrech nad zemí. Nedostatky této metody spočívají v možnosti vzniku izotermie, tj. když rozdíl mezi teplotou i tlakem vodních par se nemění a blíží se k nule. Když nastane tato situace, naměřené rozdíly v obou úrovních se přibližují možné chybě přístrojů a záleží na přesnosti přístrojů jak velká chyba může vzniknout.

Průběh hodnot Bowenova poměru na všech sledovaných stanovištích během měřeného období od dubna do konce září je vidět z Grafu 21. Na rozdíl od průběhů teplot a vlhkostí bylo pozorováno, že se jednotlivá stanoviště z hlediska Bowenova poměru značně liší.

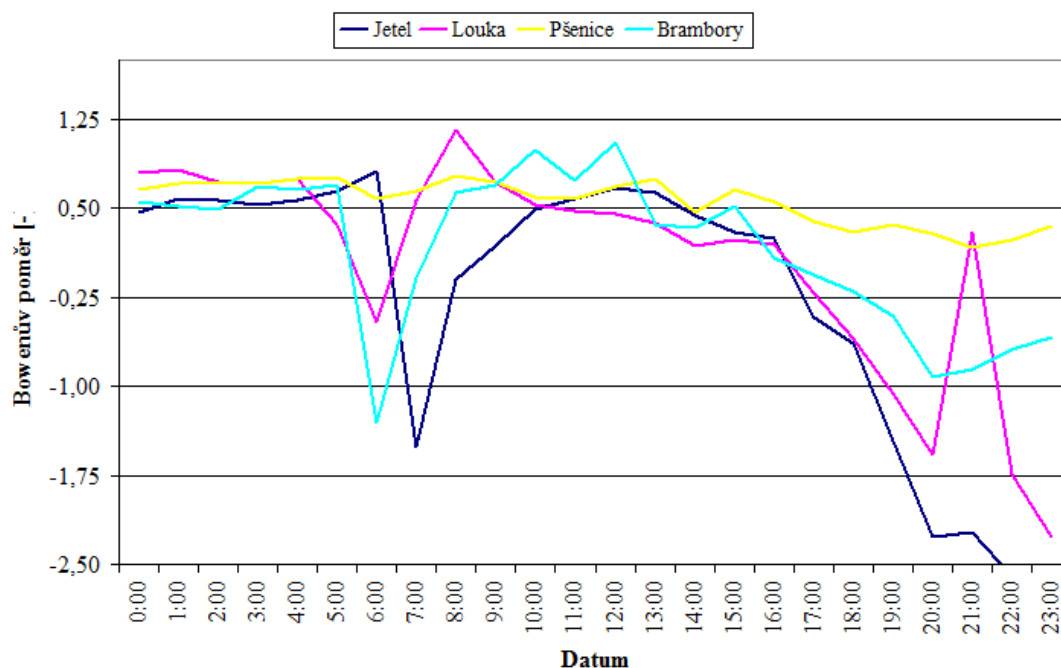


**Graf 21. Průměrné denní hodnoty Bowenova poměru ve sledovaném období.**

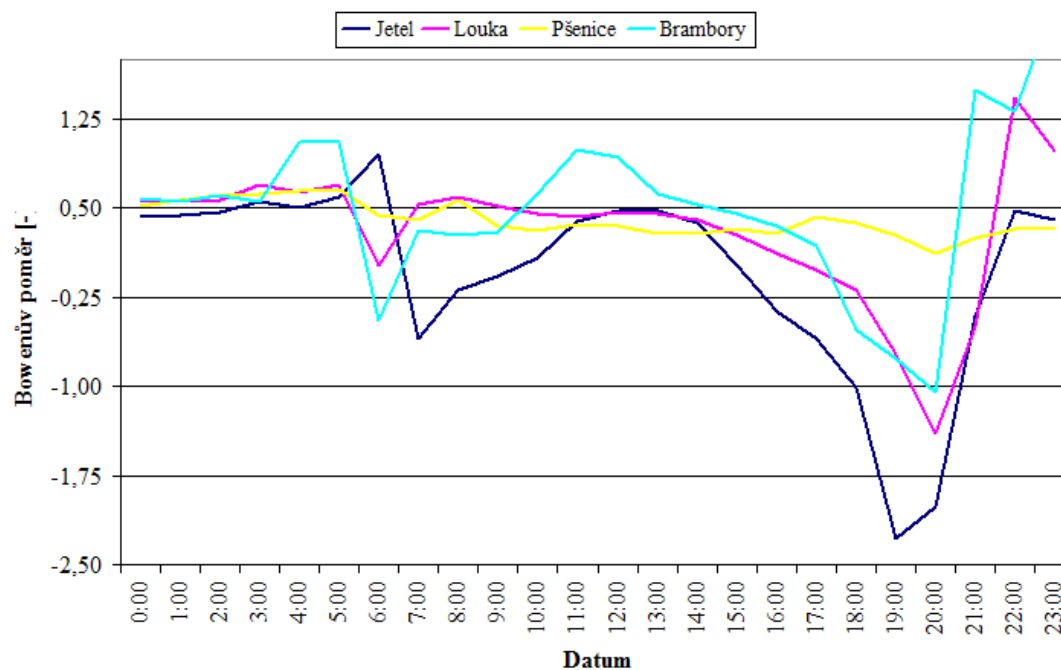
Podíváme-li se na Graf 22., který zobrazuje hodinový průběh hodnot Bowenova poměru ze dne 18.6. 2012, vidíme, že od půlnoci přibližně do čtyř hodin ráno jsou hodnoty srovnatelné ve všech čtyřech typech porostů.



**Graf 22. Hodinový průběh hodnot Bowenova poměru dne 18.6. 2012.**



**Graf 23. Hodinový průběh hodnot Bowenova poměru dne 24.6. 2012.**



**Graf 24. Hodinový průběh hodnot Bowenova poměru dne 30.6. 2012.**

Průběh hodinových průměrů Bowenova poměru ve vybraných dnech (18.6., 24.6. a 30.6.) je podobný u všech sledovaných lokalit.

Nejvyrovnanější průběh Bowenova poměru byl v porostu pšenice, kde během celého dne jen mírně kolísal a teprve k večeru začal mírně klesat. Největší amplitudu měl Bowenův poměr dne 18.6. v porostu brambor. V brzkých ranních hodinách hodnoty vzrůstají a po východu slunce zase klesají až k nule. Od rána začínají

hodnoty růst až dosáhnou přibližně v devět hodin dopoledne maxima a odtud až do večera zase klesají. Večer je klesání velmi strmé až k hodnotám  $-2,25$ . V noci nastává strmý růst. V TTP se k ránu objevil pokles hodnot, ale mezi šestou a sedmou hodinou ranní poměr zase vzrůstá. V dopoledních hodinách začíná mírný pokles, který trvá až do večera, kde jsou hodnoty už záporné. V porostu jetele je po raním rozkmitu průběh poměrně vyrovnaný, až večer začíná také klesat do záporných hodnot, dokonce více než u TTP. Ve večerních hodinách vykazují hodnoty Bowenova poměru u všech typů porostů tendenci rychleji klesat a v nočních hodinách strmě růst. Hodnoty Bowenova poměru v porostu pšenice ve třech vybraných dnech byly kladné. Ostatní tři porosty v ranních a večerních hodinách klesly do záporných hodnot.

## 6. DISKUZE

Mikroklima zemědělských porostů se začíná vytvářet v závislosti na vývoji porostu. V období po sklizni přes zasetí až do vzcházení nové zemědělské kultury se mikroklima pole neliší od mikroklima černého úhoru (SAPOŽNIKOVÁ 1952). Po vzejití jak rostliny rostou, začínají stále více ovlivňovat klima ve svém blízkém okolí. Mikroklima nejen zemědělských kultur je velmi závislé na hustotě vegetace na jednotce plochy, druhu porostu aj. Mikroklima různých druhů porostů proto může být velmi proměnlivé.

Od dubna do října roku 2012 byly měřeny některé mikroklimatické charakteristiky v porostech jetele lučního, pšenice seté, lilku hlíznatého a trvalý travní porost – louka.

Jak dokazují výsledky teplotních průběhů (Graf 2.), nejmenší rozdíly jsou mezi jednotlivými porosty v chodu teplot měřených v úrovni dvou metrů nad zemí. Teplotu vzduchu ovlivňuje nejen aktivní povrch, ale také proudění vzduchu, které může ovlivnit teplotu vzduchu nad porostem rozptýlením vzduchu ohřátého resp. ochlazeného porostem. Proto teploty měřené ve výšce dvou metrů mohly být více ovlivněny působením promíchávání vzduchu než působením porostu.

Teploty povrchu porostu byly u jednotlivých stanovišť více odlišné, než teploty ve 2 metrech. Zde se již uplatňoval vliv různých druhů porostů (různá hustota porostu, odrazivost listů, transpirace aj.).

Koncem května byl porost jetele posečen a sklizen. To ovlivnilo denní amplitudy teplot povrchu porostu. Od 6.6. do 15.6. vykazoval porost jetele v průměru vyšší minimální denní teploty povrchu porostu ve srovnání s porostem louky, ale nižší než porosty brambor a pšenice. V tomto období měl také porost jetele většinou nižší maximální denní teplotu povrchu než porost louky. Od 16.6. do 6.7. měl trvale nejnižší průměrné teploty ze všech porostů a většinou také nejvyšší maximální teploty.

Porosty jetele a louky jsou si dost podobné, dalo by se proto očekávat, že budou mít i podobné průběhy teplot. Výsledky měření tomu ale neodpovídají. To by mohlo být způsobeno rozdílnou zásobou půdní vlhkosti dostupnou rostlinám nebo odlišným albedem těchto povrchů. Větší výkyvy teplot porostů jetele a louky v průběhu sezóny může být také zapříčiněn pokosením porostů, kdy dojde k částečnému odstranění zeleného stínu, menší transpirací porostů nebo větším tokem tepla z půdy. Ve vzrostlém porostu louky (ale i u jiných porostů) dochází k jevu, kdy se ze vzduchu uzavřeného mezi stébly trav vytváří izolační vrstva zabráňující toku tepla do půdy (LITSCHMANN a HADAŠ 2003).

Relativní vlhkost měřená ve dvou metrech nad zemí projevovale menší rozdíly mezi stanovišti než vlhkost v úrovni povrchu porostů. Vlhkost ve 2 metrech byla stejně jako teplota ve stejné výšce pravděpodobně ovlivněna také pohybem vzduchu.

V úrovni povrchu porostu byl vliv druhu vegetace na vlhkost vzduchu více patrný. Ve sledovaném období dosahoval nejvyšších průměrných hodnot relativní vlhkosti porost jetele v obou měřených úrovních. KRÉDL a kol. (2010) ve svém příspěvku uvádějí větší vlhkost v porostu pšenice, než nad TTP. To může být způsobeno lepší půdní zásobou vody a lepší možností transpirace u jednoho typu porostu. Pokud má vegetace nedostatečný přísun vody, dochází k zpomalení až zastavení transpirace rostlin (KRÉDL a kol. 2011, BRANT a kol. 2009).

Největší rozdíly mezi jednotlivými druhy porostů byly v teplotách povrchu půdy a v teplotách 10 centimetrů pod povrchem půdy. Maximální denní teplota povrchu půdy měřená v období od 6.6. do 6.7., kdy byla již většina porostů vzrostlá, byla naměřena v porostu brambor, kde činila 47,0°C. V ten samý den dosáhl maximální teploty povrchu půdy také porost jetele, kdy teplota byla 37,6°C. Zbývající dva porosty (pšenice a louka) se ve svých maximech lišily jen o 0,1°C, ale maximální teploty těchto dvou porostů nebyly naměřeny ve stejný den jako u porostů brambor a jetele. Pšenice 36,1°C (3. června) a porost louky 36,2°C (5. července). Minimálních hodnot teploty povrchu půdy dosáhly zkoumané porosty počátkem června (konkrétně 6.6.). V porostu jetele bylo naměřeno 4,5°C, v porostu louky 6,9°C a porost pšenice ukazoval 5,4°C.

Teplota půdy v hloubce 10 centimetrů, má vyrovnanější denní chod teplot než teplota povrchu půdy. V období od 6.6. – 6.7. 2012 byla nejnižší teplota půdy v hloubce 0,1 m naměřena u porostu jetele (9,8°C). Nejvyšší minimální hodnotu teploty měla půda brambor (16,2°C). Půda v TTP měla minimum 11,6°C a půda pšenice ukázala 10,0°C. Maximální hodnota teploty půdy v tom samém období (6.6. – 6.7.) byla naměřena u porostu brambor (33,2°C). Naopak nejnižší maximální hodnotu ze sledovaných porostů vykázal porost jetele (23,5°C). Trvalý travní porost dosáhl hodnoty teploty půdy 24,6°C a stanoviště s porostem pšenice ukázal teplotu půdy 26,3°C. Nejvyšší teplota povrchu půdy a teplota půdy v hloubce 0,1 m pod povrchem byla naměřena u porostu brambor. Je to pravděpodobně proto, že brambory jsou pěstovány v hrůbcích, kde dochází k rychlejšímu vysychání a oteplování půdy v hrůbku, než je tomu např. u pšenice, která je pěstována plošně.

Z hlediska denních amplitud teploty povrchu půdy ve zkoumaném období 6.6. – 6.7. měl nejvyrovnanější průběh (vzhledem k ostatním třem porostům) porost louky. Největší amplitudy dosahovaly porosty jetele a brambor.



Teplota půdy je v zemědělství jedním z nejdůležitějších meteorologických prvků, které ovlivňují pěstování rostlin. Teplotní režim půdy závisí na slunečním záření, druhu půdy, obsahu vody a vzduchu v půdě atd. Jedním z nejlivnějších činitelů ovlivňujících teplotu půdy a teplotu povrchu půdy je porost vyskytující se na daném stanovišti. Nejvyšší průměrnou teplotu povrchu půdy i teplotu půdy v hloubce 0,1 m vykazoval porost brambor. To mohlo být způsobeno neúplnou homogenitou porostu, kdy se hlavně za slunných dnů může projevit nahřívání ne zcela zakrytého tmavého povrchu půdy (viz STŘEDOVÁ 2011 nebo KRÉDL a kol. 2011). V případě nižších porostů může tak být ovlivněna i teplota při povrchu porostu. Také mohla být příčinou menší vlhkost půdy (větší vlhkost půdy zmenšuje amplitudu teploty, což souvisí s větší tepelnou kapacitou půdy v porovnání s půdou vyschlou, viz DUFFKOVÁ a kol. 2004). Teplota půdy v porostu pšenice vykazovala do začátku června vyšší hodnoty, než byly teploty půdy v porostech jetele a louky, ale pak byl její průběh téměř stejný. To mohlo být ovlivněno horším vzejitím rostlin v místě měření a porost pšenice nebyl ještě dostatečně hustý a projevil se také ohřívání nezakrytého tmavého povrchu ornice. Počasí má daleko větší vliv na teploty půd, které jsou bez porostu než na ty, které jsou chráněny vegetací.

Mikroklima v živé přírodě je ovlivňováno velkým množstvím faktorů a vzájemných vztahů. Jedním z nejlivnějších faktorů je vegetace. Mnoho autorů uvádí ve svých publikacích (např. BROM 2008, GEIGER 2003, JONES 1992, RIPL 2003, KRÉDL a kol. 2011), že funkční vegetace do značné míry ovlivňuje teplotu a vlhkost porostu díky evapotranspiraci a zastínění. Jedním z cílů této práce (jak bylo zmíněno výše) bylo potvrdit tento předpoklad a poukázat na to, jak je krajina s vegetací důležitá pro koloběh vody a tvorbu klimatu. Zemědělsky obhospodařované plochy zaujímají velkou část krajiny, a proto ovlivňují ekologickou stabilitu krajiny. Vegetace díky své schopnosti transpirace a regulace množství vody vypařené z jednotky plochy spolupůsobí při vytváření hydrologického cyklu.

Sluneční energie dopadající na povrch porostu se přeměňuje do několika složek. Poměr dvou nejdůležitějších složek, tedy pocitového tepla a latentního tepla výparu, se značí jako Bowenův poměr. Maximální hodnoty Bowenova poměru u jednotlivých druhů porostů ve vybraných dnech (18., 24. a 30. června) kolísá zhruba od  $-2,5$  do  $+1,5$ . Přes den byly hodnoty Bowenova poměru na všech stanovištích většinou menší než jedna. Větší část sluneční energie tedy byla využita porosty na transpiraci. V měřeném období od dubna do října hodnoty Bowenova poměru značně kolísají a jsou převážně kladné, ale zřídka převyšují hranici 1,25.

## 7. ZÁVĚR

V této práci jsou prezentovány odlišnosti mikroklimatu čtyř různých porostních stanovišť zemědělských plodin. Byly zaznamenávány teploty a vlhkosti v několika úrovních. Pro tuto práci byly nejdůležitější hodnoty ze dvou výškových hladin, z efektivní výšky porostu a ze 2 metrů nad zemí. Ze změřených hodnot se vypočítávaly např. měsíční, denní a hodinové průměry. Dále byl také počítán Bowenův poměr, který z hlediska energetické bilance udává poměr zjevného tepla a latentního tepla výparu, což vypovídá o evapotranspiraci. Hlavní předpoklad této práce byl, že různý typ porostu různě ovlivňuje mikroklima ve svém okolí.

Z výsledků měření mikroklimatických charakteristik vyplynuly rozdíly mezi jednotlivými druhy porostů a byl tak potvrzen předpoklad, že druh porostu a hustota porostu ovlivňuje mikroklima nad porostem. Naměřené rozdíly nebyly tolik výrazné jako výsledky, které zjistil např. BROM (2008) u experimentálních měření mokřadních a odvodněných stanovišť nebo LITSCHMANN a HADAŠ (2003) při sledování teplotních a vlhkostních průběhů v lužním lese a na okraji louky. Větší rozkolísanost průběhů teplot a vlhkostí u výsledků prací BROMA (2008), LITSCHMANN a HADAŠE (2003) by se dala vysvětlit větším druhovým rozdílem porostů (např. les a louka) a také různými vláhovými poměry, kdežto u této bakalářské práce byly hodnoceny porosty přibližně se stejnými vláhovými poměry.

Výsledky získané z měření na jednotlivých lokalitách ukazují poměrně malé rozdíly v teplotách snímaných na povrchu porostu a ve 2 m nad zemí, s tím, že větší rozdíly byly zaznamenány v úrovni povrchu porostů v porovnání s teplotou ve 2 metrech. Avšak teploty povrchu půdy a teploty půdy v hloubce 0,1 m pod povrchem již vykazují mnohdy i značné rozdíly. Z výsledků je patrné, že největší teploty povrchu půdy byly zaznamenávány v porostu brambor a nejnižší na louce. Ve výsledcích relativní vlhkosti vzduchu ze všech stanovišť se projeví větší rozdíly mezi jednotlivými druhy porostů. Z výsledků vyplývá, že nejvlhčeji bylo během vegetace v porostu jetele a louky, nejmenší průměrná relativní vlhkost byla v porostu pšenice a brambor.

Během experimentálních měření působily na všech lokalitách s pokusnými plochami různé klimatické podmínky (vítr, oblačnost). Vliv klimatických faktorů mohl ovlivnit hodnoty snímané měřicími přístroji a tím i celkové výsledky experimentu. Také měřicí přístroje mohly být jedním z ovlivňujících faktorů díky své přesnosti. U porostu jetele a TTP byl průběh evapotranspirace také ovlivněn pokosením porostu, které proběhlo dvakrát v měřeném období. A nakonec samotné druhy porostů mohly ovlivnit výsledná data z hlediska hustoty a zápoje porostu.

## 8. POUŽITÁ LITERATURA

BRANT, V., PIVEC, J., KROULÍK, M. *Evapotranspirační nároky porostů obilnin v oblastech s nedostatkem srážek*. Ekologické dni, mezinárodní vědecká konference, Stará Lesná, 20. – 22. september 2009.

BROM, J. *Porovnání teplotních poměrů zrašelinělé louky, mezofylní pastviny a vrbových porostů na pravobřeží Lipna*. Collection of Scientific Papers, Faculty of Agriculture in České Budějovice, Series for Crop Sciences 21., 2004 (2): 77-81.

BROM, J. *Úloha vegetace v kulturní krajině ve vztahu k disipaci sluneční energie: disertační práce*. České Budějovice: Jihočeská univerzita, zemědělská fakulta, 2008. 159 s. Školitel RNDr. Jan Pokorný, CSc

DUFFKOVÁ, R., BROM, J. a kol. *Určení infiltračních oblastí pomocí vodního stresu vegetace na základě dálkového průzkumu Země a pozemních měření*. 1. vydání. Metodika. Praha: VÚMOP Praha, 2012. 64 s. ISBN 978-80-87361-15-3.

DUFFKOVÁ, R., PETERKOVÁ, J., KVÍTEK, T. *Vliv rozdílného využívání lučního porostu na teplotu půdy*. Sborník z konference „Aktuality šumavského výzkumu II“, Srní, 4. - 7. října 2004. Vimperk: Správa NP a CHKO Šumava, 2004. 318 s. ISBN 978-80-23943-25-2.

DYKYJOVÁ, D. a kol. *Metody studia ekosystémů*. 1. vyd. Praha: Academia Praha, 1986. 692 s.

GEIGER, R., ARON, ROBERT H., TODHUNTER, P. *The Climate near The Ground*. 6th ed. Inc. Maryland: Rowman & Littlefield Publishers, 2003. 584 s. ISBN 0-7425-1857-4.

HAVLÍČEK, V. a kol. *Agrometeorologie*. 1. vydání. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1986. 264 s.

HAYDEN, B., P. *Ecosystems feedback on climate at the land scale*. Philosophical Transaction of the Royal Society London 1998 B353: 5-18.

JONES, HAMLYN G. *Plants and microclimate: A quantitative approach to environmental plant physiology*. 2nd ed. Cambridge University Press, 1992. 428 s. ISBN 0-521-42524-7.

- JŮVA, K. *Odvodňování půdy*. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1957. 532 s.
- KEMEL, M. *Klimatologie, meteorologie, hydrologie*. Praha: ČVUT Praha, 1996. 289 s. ISBN 80-01-01456-8.
- KLABZUBA, J. 2009a. *Aplikovaná meteorologie a klimatologie*. IV. díl. 1. vydání. Záření Slunce, Země a atmosféry. Praha: ČZU Praha, 2009. ISBN 978-80-213-0726-1.
- KLABZUBA, J. 2009b. *Aplikovaná meteorologie a klimatologie*. V. díl. 1. vydání. Bilance tepla na aktivním povrchu, teplota půdy, vzduchu a vody. Praha: ČZU Praha, 2009. ISBN 978-80-213-1123-7.
- KLABZUBA, J., KOŽNAROVÁ, V. *Zářivá energie jako faktor mikroklimatu porostu*. 1. vydání. Praha: VŠZ Praha, 1991. 118 s. ISBN 80-213-0117-1.
- KOHUT, M. *Vybrané metody výpočtu evaporace a evapotranspirace*. Sborník abstraktů a CD ROM z konference "Mikroklima porostů", Brno, 26. 3. 2003. Brno: Česká bioklimatologická společnost v nakl. ČHMÚ, 2003. ISBN 80-86690\_05-9. Str. 172-186.
- KOŽNAROVÁ, V., KLABZUBA, J. *Aplikovaná meteorologie a klimatologie*. VI. díl. 1. vydání. Voda v atmosféře, výpar, vlhkost vzduchu, půdy a materiálu. Praha: ČZU Praha, 2009. ISBN 978-80-213-0778-0.
- KRAVČÍK, M., KOHUTIAR, J., KOVÁČ. M. a kol.: *Voda bez hranic – Vodou ku klimatickej stabilite regiónov*. 1. vydání. Košice-Myslava: MVO L'udia a Voda, 2010. 231 s. ISBN 978-80-89089-96-3.
- KRAVČÍK, M., POKORNÝ, J., KOHUTIAR, J., KOVÁČ, M., TÓTH. E. *Voda pre ozdravenie klímy - Nová vodná paradígma*. 1. vydání. Košice: Municipalia, a.s., 2007. 95 s. ISBN 978-80-969766-5-2.
- KRAVKA, M. a kol. *Základy lesnické a krajinařské hydrologie a hydrauliky*. Brno: Mendelova univerzita v Brně, 2009. 114 s. ISBN 978-80-7375-338-2.
- KRÉDL, Z., STŘEDA, T., POKORNÝ, P., KMOCH M. *DIFFERENCES OF RELATIVE AIR HUMIDITY IN SELECTED STAND SITES*. MendelNet 2010 –

Proceedings of International Ph.D. Students Conference. Mendel university in Brno. Faculty of Agronomy, BRNO 2010. 1016 s. ISBN 978-80-7375-453-2.

KRÉDL, Z., STŘEDA, T., POKORNÝ, R., KMOCH M., 2011. *Teplotní zvrstvení v porostech pšenice a řepky*. In: Mikroklima a mezoklima krajinných struktur a antropogenních prostředí (H. Středová, J. Rožnovský, T. Litschmann eds.), Mendelova univerzita v Brně, Česká bioklimatologická společnost, Český hydrometeorologický ústav, Skalní Mlýn 2.- 4.2. 2011, sborník konferenčních příspěvků, CD-ROM. ISBN 978-80-86690-87-2.

LITSCHMANN, T., HADAŠ, P. *Mikroklima vybraných porostních stanovišť*. Seminář "Mikroklima porostů". Sborník abstraktů a CD ROM z konference "Mikroklima porostů", Brno, 26. 3. 2003. Brno: Česká bioklimatologická společnost v nakl. ČHMÚ, 2003. Str. 59 – 65. ISBN 80-86690\_05-9.

MATEJKA, F., HUZULÁK, J. *Analýza mikroklimy porastu*. 1. vydání. Bratislava: VEDA, 1987. 232 s.

MATEJKA, F., ROŽNOVSKÝ, J., HURTALOVÁ, T., JANOUŠ, D. *Súčasný stav a perspektívy výskumu mikroklimy rastlinných porastov*. Sborník abstraktů a CD ROM z konference "Mikroklima porostů", Brno, 26. 3. 2003. Brno: Česká bioklimatologická společnost v nakl. ČHMÚ, 2003. ISBN 80-86690\_05-9. Str. 1-14.

NOVÁK, V. *Vyparovanie vody v prírode a metódy jeho určovania*. 1. vydání. Bratislava: VEDA, 1995. 260 s. ISBN 80-224-0409-8.

PENKA, M. *Transpirace a spotřeba vody rostlinami*. 1. vydání. Praha: Academia, 1985. 256 s.

POKORNÝ, J., DVOŘÁKOVÁ, J. *Voda v krajině*. Jindřichův Hradec 2011. Vydání 1. 22 s. ISBN 978-80-904858-0-8

PROŠEK, P., REIN, F. *Mikroklimatologie a mezní vrstva atmosféry*. 1. vyd. Praha: SPN, 1982, 237 s.

RIPL, W. *Water: the bloodstream of the biosphere*. Philosophical Transaction of Royal Society of London B358: 1921-1934. 2003.

ROŽNOVSKÝ, J., LITSCHMANN, T., STŘEDA, T., STŘEDOVÁ, H. (eds.). *Vláhové poměry krajiny*. 1. vydání. Sborník příspěvků z mezinárodní konference. Praha: ČHMÚ, 2012. 167 s. ISBN 978-80-86690-78-0.

RYSZKOWSKI, L. (ed). *Landscape Ecology in Agroecosystems Management*. Boca Raton: CRC Press, 2002. 384s. ISBN 0-8493-0919-0.

SAPOŽNIKOVOVÁ, S., A. *Mikroklima a místní klima*. 1. vydání. Praha: Nakladatelství Brázda, 1952. 268 s.

SEJÁK, J. a kol. *Objasnění dlouhodobých interakcí mezi ekosystémy ČR a jejich vnějším prostředí v podmínkách globálních změn*. Zpráva za rok 2008 z projektu VaV MŽP č. SP/2d3/99/07. Ústí nad Labem: UJEP, Fakulta Životního prostředí, 2008. 103 s.

SOUKUPOVÁ, J. *Atmosférické procesy (základy meteorologie a klimatologie)*. 4. vydání. Praha: ČZU Praha, 2009. 201 s. ISBN 978-80-213-1895-3.

STŘEDA, T., ROŽNOVSKÝ, J., POKLADNÍKOVÁ, H. *Monitoring teplot půdy pro predikci aktivity dospělců bázlivce kukuřičného (*Diabrotica virgifera virgifera* LeConte)*. In Cerkal, R., Hrstková, P. MZLU pěstitelům 2009 - sborník odborných příspěvků a sdělení. 1. vyd. Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, 2009, s. 94--97. ISBN 978-80-7375-304-7.

STŘEDOVÁ, H. a kol. *Mikroklima a mezoklima měst, mikroklima porostů*. 1 vydání. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2011. 102 s. ISBN 978-80-86690-90-2

ŠÍR, M., TESAŘ, M., LICHNER, Ľ., SYROVÁTKA O., 2003: *Autoregulace hydrologického cyklu [Self-control of hydrological cycle]*. In: *Functions of energy and water balances in bioclimatological systems*, ŠÍŠKA B. et al. (eds) Slovenská poľnohospodárska univerzita v Nitre, CDROM (in Czech).

TLAPÁK, V., ŠÁLEK, J., LEGÁT, V. *Voda v zemědělské krajině*. 1. vydání. Praha: Zemědělské nakladatelství Brázda, 1992. 320 s. ISBN 80-209-0232-5.

VYSOUDIL, M. *Meteorologie a klimatologie pro geografy*. 1. vydání. Olomouc: Univerzita Palackého, 1997. 233 s. ISBN 80-7067-773-2.