Sezónní a denní variabilita složek energetické bilance v lužním lese

Jan Pivec

2004

Sezónní a denní variabilita složek energetické bilance v lužním lese

Jan Pivec

2004

Obsah

		strana
Seznam symbolů	...	3
1. Úvod	...	6
2. Literární rešerše		
2.1. Radiační bilance	...	9
2.1.1. Albedo	...	11
2.1.2. Kondukce	...	11
2.1.2.1. Tok tepla do půdy	...	12
2.1.2.2. Akumulace tepla v porostu	...	12
2.1.3. Konvekce	...	13
2.1.4. Tok latentního tepla	...	14
2.1.5. Biochemická akumulace tepla	...	15
2.1.6. Odčerpávání energie advekcí	...	15
2.2. Evapotranspirace	...	16
2.2.1. Bowenův poměr	...	17
3. Experimentální část		
3.1. Materiál a metoda		
3.1.1. Lokalita	...	20
3.1.2. Schéma měření	...	20
3.1.3. Analýza dat	...	21
3.1.4. Eliminace chyb měření	...	22
3.2. Výsledky		
3.2.1. Radiační bilance Rn	...	23
3.2.2. Gradienty de a dt	...	23
3.2.3. Bowenův poměr β	...	24
3.2.4. Skutečná evapotranspirace Ea	...	25
3.2.5. Tok latentního λEa a zjevného C tepla	...	27
3.2.6. Tok tepla pod aktivní povrch porostu B	...	28
3.2.7. Poměr jednotlivých složek energetické bilance	...	29
3.2.8. Vztah skutečné Ea a potenciální evapotranspirace Ep, porovnání s výsledky předchozího měření	...	31
3.2.9. Průměrné hodnoty de, dt, λEa, C, B, β, Ea	...	34
3.3. Diskuse	...	43
3.4. Závěr	...	55
4. Tabulky	...	57
5. Přehled literatury	...	66

Název	**Sezónní a denní variabilita složek energetické bilance v lužním lese**
Autor	Dr.Ing.Jan Pivec, pivec@af.czu.cz
Vydavatel	Naděžda Skleničková, Praha, 2004
Oponenti	RNDr.Ing.Jaroslav Rožnovský,CSc, MZLU Brno Ing.Karel Přibáň,CSc, BÚ AV ČR RNDr.Jiří Úlehla,CSc
Vydání	první
Počet stran	71
Náklad	6ks + http://janpivec.wz.cz
ISBN	80-903206-6-X

dizertační práce, obhájená 25.02.1998 na UP v Olomouci

Seznam symbolů:

A	...	advektivní tok tepla	$W\ m^{-2}$
A_C	...	advektivní tok zjevného tepla	$W\ m^{-2}$
A_{lEa}	...	advektivní tok latentního tepla	$W\ m^{-2}$
B	...	tok tepla pod aktivní povrch porostu	$W\ m^{-2}$
B_k	...	bilance krátkovlnných toků záření	$W\ m^{-2}$
B_d	...	bilance dlouhovlnných toků záření	$W\ m^{-2}$
c	...	rychlost světla	$m\ s^{-1}$
C	...	tok zjevného tepla	$W\ m^{-2}$
c_p	...	specifické teplo vzduchu	$1010\ J\ kg^{-1}K^{-1}$
c_{veg}	...	specifické teplo dřevní hmoty	$J\ kg^{-1}K^{-1}$
C_{pv}	...	tok zjevného tepla v porostním vzduchu	$W\ m^{-2}$
dt_{sp}	...	derivace potenciální teploty suchého teploměru	^oC
dt_{vp}	...	derivace potenciální teploty vlhkého teploměru	^oC
E	...	napětí nasycených vodních par	hPa
e	...	napětí vodních par	hPa
e	...	energie elektromagnetického záření	J
Ea	...	skutečná evapotranspirace	$g\ m^{-2}s^{-1}$
Ep	...	potenciální evapotranspirace	$mm\ m^{-2}d^{-1}$
F	...	fotosyntéza	$g\ m^{-2}s^{-1}$
F'	...	hrubá fotosyntéza	$g\ m^{-2}s^{-1}$
G	...	tok tepla do půdy	$W\ m^{-2}$
H	...	využitelná energie	$W\ m^{-2}$
h	...	Planckova konstanta	$6{,}63 \times 10^{-34} J\ s$

J	...	energie akumulovaná vegetací a porostním vzduchem	$W\ m^{-2}$
J_C	...	zjevné teplo akumulované porostním vzduchem	$W\ m^{-2}$
$J_{\lambda Ea}$	...	latentní teplo akumulované porostním vzduchem	$W\ m^{-2}$
J_{veg}	...	tok tepla do vegetace	$W\ m^{-2}$
K	...	tok tepla kondukcí	$W\ m^{-2}$
K_H	...	koeficient turbulentního přenosu tepla	m^2s^{-1}
K_V	...	koeficient turbulentního přenosu vodní páry	m^2s^{-1}
k	...	koeficient tepelné vodivosti	$W\ m^{-1}K^{-1}$
m_{veg}	...	hmota vegetace na jednotku plochy	$kg\ m^{-2}$
P	...	srážky	mm
p	...	atmosferický tlak vzduchu	hPa
R'	...	přímé sluneční záření	$W\ m^{-2}$
R_{at}	...	vyzařování atmosféry	$W\ m^{-2}$
R_d	...	odražené dlouhovlnné záření	$W\ m^{-2}$
R_k	...	odražené krátkovlnné záření	$W\ m^{-2}$
Rg	...	globální záření	$W\ m^{-2}$
Rn	...	radiační bilance	$W\ m^{-2}$
Rr	...	difuzní záření	$W\ m^{-2}$
R_z	...	vyzařování Země	$W\ m^{-2}$
S	...	energie akumulovaná uvnitř porostu	$W\ m^{-2}$
s	...	sklon křivky závislosti napětí nasycených vodních par na teplotě	Pa^oC^{-1}
t	...	teplota	^oC

t_s	...	povrchová teplota	°C
t_t	...	teplota tekutiny	°C
T	...	teplota termodynamická	K
T_s	...	teplota termodynamická suchého teploměru	K
T_v	...	teplota termodynamická vlhkého teploměru	K
z_r	...	referenční výška	m
λ	...	skupenské teplo výparu vody	$J\ g^{-1}$
λEa	...	tok latentního tepla	$W\ m^{-2}$
λEa_{pv}	...	tok latentního tepla v porostním vzduchu	$W\ m^{-2}$
α	...	albedo	
β	...	Bowenův poměr	
γ	...	psychrometrická konstanta	$66\ Pa^{o}C^{-1}$
Γ	...	suchoadiabatický gradient	$1^{o}C\ (100m)^{-1}$
σ	...	tloušťka laminární vrstvy	m
μ	...	vazná energie CO_2	$W\ g^{-1}$
ρ	...	hustota vzduchu	$kg\ m^{-3}$
ε	...	poměr hustoty vodní páry a suchého vzduchu	0,622
μF	...	energie spotřebovaná fotosyntézou	$W\ m^{-2}$
τ	...	vlnová délka	μ m

1. Úvod

Sluneční záření představuje pro zemský povrch velmi významný zdroj energie. Na toku energie, kterou vyzařuje Slunce, závisí veškerý život na Zemi.

Hodnota energie, která přichází ze Slunce do atmosféry, dosahuje ročně 180 000 terrawattů, což je asi 25 000krát více, než činí celosvětová roční energetická spotřeba lidstva (Petrík a kol., 1986).

Na horní hranici atmosféry je intenzita záření kolem 1,39 kW m^{-2} (solární konstanta). Z tohoto množství dosáhne zemského povrchu průměrně pouze 47%. Více než polovina záření se odráží zpět, nebo je rozptýlena a pohlcena oblaky (Larcher, 1988). Toto zeslabení intenzity záření závisí na okamžitém stavu atmosféry, výšce Slunce nad horizontem a na tloušťce vzduchové vrstvy, kterou paprsky pronikají.

Rozdělení radiační bilance na různé energetické toky má velký vliv na klima a obecnou cirkulaci v atmosféře. Pro hlubší pochopení energetické interakce lesa a atmosféry bylo publikováno mnoho prací (např. Jarvis et al., in Monteith, 1976, Rauner, in Monteith, 1976, Lindroth, 1985, McCaughey, 1985, 1987, Denmead & Bradley, in Hutchinson & Hicks, 1985).

Energetickou bilanci systému Země - atmosféra popisuje řada autorů (Lowry, 1970, Havlíček a kol., 1986, Petrík a kol., 1986, Matějka a Huzulák, 1987, Larcher, 1988, Schneider, 1989). Havlíček a kol. (1986) ji definuje jako sumu energie, získávané Zemí společně s atmosférou od vnějších zdrojů a vydávané atmosférou a zemským povrchem do kosmického prostoru. Jelikož se tak děje pouze radiační cestou, je tato bilance ztotožňována s bilancí radiační.

Existují čtyři hlavní příčiny, pro něž je radiace pro život rostlin důležitá: vliv na teplotu, vstup volné energie do biosféry - fotosyntézu a vlivy fotomorfogenní a mutagenní (Jones, 1986). Celkové množství disponibilního záření pro fotosyntézu je nepochybně nejdůležitějším faktorem, určujícím konečnou produkci rostlinné hmoty a je ovlivňováno stejně tak prostředím (klima, mikroklima, momentální meteorologická situace) jako rostlinou samotnou. Aby byla energie světelného záření využitelná pro

fotosyntézu, musí být světlo absorbováno rostlinnými pigmenty chloroplastů, zejména chlorofylem, který má absorbční pásmo v červené a modré části spektra. Světlo je přenášeno po jednotlivých částech, zvaných kvanta (fotony), pohybujících se rychlostí světla ($c = 3x10^8 m\ s^{-1}$). Tyto fotony jsou emitovány (vyzařovány) a absorbovány hmotou, v našem případě listy, jako výsledek skokového přenosu jednotlivých kvant energie elektromagnetického vlnění v atomech, nebo změnami vibrační a rotační energie na molekulární úrovni. Energie takového kvanta elektromagnetického záření (fotonu) je nepřímo úměrná vlnové délce a přímo jeho frekvenci a je dána vztahem $e = hc/\tau$, kde h je Planckova konstanta ($6{,}63x10^{-34} J\ s$), c rychlost světla a τ vlnová délka. Např. jeden foton zeleného světla o vlnové délce 0,55 µm má energii $e = 3{,}6x10^{-19} J$. Toto je neobyčejně nízká hodnota a proto je často pro získání představy o disponibilní energii pro fotochemické reakce počítána energie, obsažená v molu ($6{,}02x10^{23}$) fotonů, nazývaná einstein (E) (není v soustavě SI!). Tato energie představuje pro zelené světlo hodnotu $6{,}02x10^{23} x 3{,}6x10^{-19} = 2{,}2x10^5 JE^{-1}$. Fotosynteticky aktivní záření (PAR), které je rostlinou využitelné, se nalézá ve viditelné části spektra mezi 0,4 a 0,7 µm. Hodnota mediánu v tomto rozsahu činí 0,51 µm, pro níž je energie fotonů $2{,}35x10^5\ JE^{-1}$ (Campbell, 1977). Obvyklý tvar rovnice fotosyntézy lze zjednodušeně vyjádřit vztahem: $CO_2 + 2H_2O$ + světlo$\rightarrow$ $(CH_2O) + H_2O + O_2$, kde (CH_2O) představuje výsledek redukce CO_2 na cukry. Fotochemická energie, získaná absorbcí světla chlorofylem, je v prvé řadě použita k přemístění elektronů z vody a uvolnění O_2. Elektrony jsou poté transportovány k $NADP^+$ a redukční schopnost NADPH (nikotinamidadenindinukleotidfosfát) společně s ATP (adenosintrifosfát), produkovaným fotofosforylací během transportu elektronů, je v konečném důsledku použito k redukci CO_2 na cukry. Energie jednoho světelného kvanta (fotonu) je při fotochemické reakci přenesená na jeden elektron. Je-li energie, která je k dispozici pro excitaci jednoho molu chlorofylu, dodaná jedním einsteinem světla, kolem 120 kJ, bude zapotřebí nejméně 4 einsteinů k zajištění energie k redukování jednoho molu CO_2 (Zelitch, 1971, Salisbury & Ross, 1985). Energie je dále v rostlině využívána

karotenoidy, nukleovými kyselinami, enzymy, fytochromy, vodou, dále pak k vzniku fotomorfóz a termomorfóz (Masinovskij a Věchet, 1986).

Na zemském povrchu je poměrně malé množství zářivé energie vázáno ve formě chemické energie fotosyntézou rostlin. Daleko větší část se přeměňuje bezprostředně v teplo. To potom spolupůsobí na výpar vody a ohřátí zemského povrchu. Záření je tedy zdrojem energie, která ovlivňuje distribuci tepla, vody a organických látek. Vytváří předpoklady pro takové prostředí, které umožňuje udržovat život.

Sluneční záření, které proniká do porostu, se mnohonásobně odráží (reflexe), rozptyluje (difúze), částečně je pohlcováno (absorbce) listy a částečně jimi prochází (transmise). Na lesní půdu dopadne jen jeho malá část.

Energie vázaná fotosyntézou jehličnatého lesa je uváděna kolem 3% (Denmead, 1968) a bývá obvykle zanedbávána, ačkoliv může dosahovat vysokých hodnot časně ráno a večer (Jarvis et al., in Monteith, 1976). Rovněž advektivní přenos energie bývá zanedbáván, spíše pro stále obtížné stanovení než pro nevýznamné hodnoty.

Cílem předkládané práce bylo stanovit krátkodobý i dlouhodobý průběh jednotlivých složek energetické bilance v průběhu vegetační sezony, využití disponibilní energie na hlavní složky její spotřeby a stanovit skutečný výpar a jeho vztah k evaporačním požadavkům prostředí, vyjádřeným potenciální evapotranspirací, jakož i porovnat výsledky s obdobným měřením před deseti lety.

2. Literární rešerše

2.1. Radiační bilance

Podstata radiační bilance Země je přeměna zářivé energie na tepelnou. V soustavě "aktivní povrch - atmosféra" dochází stále k přeměně zářivé, pohybové a tepelné energie. Tyto druhy energie tvoří energetický potenciál systému (Netopil a kol., 1984).

V přízemní vrstvě atmosféry jsou významné tři mechanismy přenosu tepla. Radiace, konvekce - přenos tepla pohybem vzduchu a kondukce - závislá na výměně kinetické energie, probíhající v pevné hmotě bez pohybu molekul. Získaná energie se mezi aktivním povrchem a atmosférou spotřebovává z velké části:

- turbulentním tokem zjevného tepla (konvekcí)(C), směřuje od povrchu a k němu
- tokem latentního tepla (λEa) - při výparu a kondenzaci vodní páry
- molekulárním vedením (kondukcí)(K)

Oba prvně jmenované toky (C a λEa) jsou podmíněny vertikálním přenosem molekul atmosferických plynů (Petrík a kol.,1986). Tepelná energie je však také předávána pod aktivní povrch porostu, v případě lesa zejména do dřevní hmoty kmenů a větví, do rostlinné hmoty bylin a podrostu a do půdy, což probíhá třetím uvedeným způsobem - vedením.

Za podmínek dynamické rovnováhy se podle zákona zachování energie příjem a ztráta energie na zemském povrchu musí rovnat. Stav dynamické rovnováhy je v průběhu dne vzácný, ale rychlost změn, když uvažujeme hodinové průměry, je nízká, a proto je uvedený předpoklad oprávněný (Jarvis et al., in Monteith, 1976). Platí tedy rovnice energetické bilance:

$$Rn = C + \lambda Ea + G \qquad (1)$$

C je tok zjevného tepla konvekcí, G je tok tepla do půdy (kondukcí), λEa je tok latentního tepla (λ je skupenské teplo výparu, Ea skutečná evapotranspirace), Rn je radiační bilance porostu.

Ostatní toky tepla - např. tok tepla podmíněný advekcí vzduchu, tok tepla vázaný na srážky - jsou zanedbávány a jiné - např. výdej tepla na fotosyntézu - jsou tak malé, že nemusí být z dlouhodobého hlediska brány v úvahu (Havlíček a kol., 1986).

Podle Thoma (in Monteith, 1976) velikost celkového tepelného toku, využitelnou energii H, lze vyjádřit takto:

$$H = C + \lambda Ea \qquad (2)$$

Je to tedy energie, která vstupuje do ekosystému, bez energie ostatních vertikálních toků nebo akumulované v tomto ekosystému:

$$H = Rn - A - G - J_{veg} - \mu F \qquad (3)$$

$$Rn = C + \lambda Ea + \mu F + J_{veg} + G + A \qquad (4)$$

kde Rn představuje radiační bilanci, A je tok tepla způsobený advekcí, G je tok tepla do půdy, J_{veg} je teplo akumulované vegetací, μF je teplo akumulované biochemicky (fotosyntéza), C je tok zjevného tepla, λ je skupenské teplo výparu vody, Ea je skutečná evapotranspirace.

McCaughey & Saxton (1988) vyjádřili energetickou bilanci takto:

$$Rn = C + \lambda Ea + S \qquad (5)$$

S je akumulovaná energie uvnitř porostu a je dále rozdělena na:

$$S = G + C_{pv} + \lambda Ea_{pv} + J_{veg} + \mu F \qquad (6)$$

G je tok tepla do půdy, C_{pv} je tok zjevného tepla porostním vzduchem, λEa_{pv} je tok latentního tepla porostním vzduchem, J_{veg} je tok tepla vegetací, μF je akumulace tepla fotosyntézou.

Orientační zhodnocení bilance za rok, když příkon slunečního záření na horní hranici atmosféry je 100%, vypadá následovně (in Havlíček a kol., 1986):

$Rn = +30\%$, $C = -7\%$, $\lambda E_a = -23\%$, $G = 0$

Radiační bilance (Rn) obecně je algebraickým součtem všech toků zářivé energie. Je to základní klimatogenní faktor a jsou jí řízeny teplotní a vlhkostní poměry zemského povrchu i atmosféry, cirkulace vody v oceánech, ve vzduchu, v atmosféře, ovlivňuje dy-

namiku všech meteorologických prvků během dne i roku. Zjednodušeně lze psát:

$$Rn = B_k + B_d \qquad (7)$$

B_k je bilance krátkovlnných toků záření, B_d je bilance dlouhovlnných toků záření.

Po dosazení lze psát:

$$Rn = R' + Rr - R_k - R_z + R_{at} - R_d \qquad (8)$$

kde R' je přímé sluneční záření, Rr je difuzní záření, R_k (R_d) je odražené krátkovlnné (dlouhovlnné) záření, R_z je vyzařování Země, R_{at} je zpětné záření atmosféry, .

Podle Thoma (in Monteith, 1976) je radiační bilance dominantní složka rovnice energetické bilance nejen v absolutním smyslu, zohledňujícím její velkou hodnotu během větší části dnů a jasných nocí, ale také proto, že velikost všech ostatních složek přímo či nepřímo na její hodnotě a denním chodu jejích změn závisí.

Obvykle je vyhovující získat Rn přímým měřením v referenční výšce větší než je výška porostu. Typické denní hodnoty jsou několik stovek Wm^{-2} během dne a několik desítek Wm^{-2} v noci. Při západu a východu Slunce a za šera jsou její hodnoty okolo nuly a rychle se mění.

2.1.1. Albedo

Množství odraženého krátkovlnného záření (R_k), vyjádřené v poměru ke krátkovlnné radiaci dopadající (Rg), se nazývá albedo (α) (koeficient odrazu, reflektivity, reflexe; vyjadřováno nejčastěji v procentech).

$$\alpha = \frac{R_k}{Rg} \qquad (9)$$

(in Havlíček a kol., 1986).

2.1.2. Kondukce

Kondukce je přenos tepla podél teplotního gradientu z oblasti vyšší teploty do oblasti teploty nižší bez pohybu hmoty. Konduktivní přenos popisuje Fourierův zákon

(Jones, 1986):

$$K = -k \frac{dt}{dz} \qquad (10)$$

kde K je tok tepla kondukcí , k je koeficient tepelné vodivosti, dt je gradient teploty na vzdálenost dz. Záporné znaménko připomíná, že tok tepla probíhá ve směru klesající teploty. Pro ustálený tok mezi dvěma povrchy o teplotě t_1 a t_2, oddělenými homogenní vrstvou materiálu o tloušťce $z_2 - z_1$, nabude rovnice (10) tvaru:

$$K = -k \frac{(t_2 - t_1)}{(z_2 - z_1)} \qquad (11)$$

v kterém bývá používána k stanovení toku tepla do půdy, vycházejícího ze znalosti jejích teplot ve dvou hloubkách a tepelně-fyzikálních charakteristik půdy.

2.1.2.1. Tok tepla do půdy

Povrch půdy je ve dne zahřívaný a v noci ochlazovaný. Tak dochází k rozdílům teplot v jednotlivých vrstvách půdy a vzniká tok tepla , G.

Obecně nabývá během dne kladných hodnot od 2% do 20% Rn. Je přibližně nepřímo úměrný zastínění vegetací. Negativní, ale ve stejných absolutních hodnotách, je v noci. Když je vegetace řídká a vane slabý vítr, může být tato složka tak velká, jako sama radiační bilance Rn(Thom, in Monteith, 1976).

Obvykle se získává střední hodnota průměrováním tzv. heat flux plates destiček, umísťovaných v několika cm hloubky půdy ve více exemplářích. Tím se odstraňují vlivy nerovnoměrnosti půdního profilu (McCaughey & Saxton, 1988).

2.1.2.2. Akumulace tepla v porostu

Celkové množství energie, akumulované ve sloupci na jednotku porostní plochy od půdního povrchu do referenční výšky z_r, ve které je měřeno Rn, je dáno výrazem:

$$J = J_C + J_{\lambda Ea} + J_{veg} \qquad (12)$$

kde J_C a $J_{\lambda Ea}$ je množství zjevného a latentního tepla obsažené v porostním vzduchu, J_{veg} je množství tepla v samotné vegetaci.

Je-li z_r>10-20 m, může J_C a $J_{\lambda Ea}$ přesáhnout 10-20 Wm^{-2}. V menších porostech jsou tyto složky obvykle zanedbatelné.

Výpočet J_{veg} je založen na předpokladu, že teplotní gradient vegetace v čase lze nahradit teplotním gradientem vzduchu v čase, a že teplotní kapacita vegetace je asi 70% specifického tepla pro vodu. Pak lze psát:

$$J_{veg} = 0{,}8\ m_{veg}\ dt \qquad (13)$$

kde m_{veg} je hmota vegetace na jednotku plochy, dt je derivace teploty vzduchu v porostu v hodinovém intervalu.

Protože m_{veg} kolísá od malých hodnot pro trávu (10 g m^{-2}) do 10 kg m^{-2} a více pro les, je J_{veg} naprosto zanedbatelné u trávy, ale může dosáhnout mnoha desítek Wm^{-2} pro les, kde významně převyšuje hodnoty J_C a $J_{\lambda Ea}$ (Thom in Monteith, 1976).

2.1.3. Konvekce

Konvekce (jíž probíhá tok zjevného tepla, C) je přenos tepla pohybem vzduchu. Monteith (1975) rozlišuje dva typy konvekce:

- nucená konvekce - přenos tepla podmíněný prouděním vzduchu.
- volná konvekce - přenos tepla, který je způsobený pohybem teplého vzduchu nahoru a chladného vzduchu dolů.

Tyto mechanismy přenosu tepla jsou využívány v domácnostech; např. fén - nucená, radiátor - volná konvekce.

Na povrchu tělesa, ponořeného do tekutiny, probíhá přenos tepla přes laminární vrstvu o tloušťce σ a přenos tepla na jednotku plochy je dán výrazem (podle Monteithe, 1975):

$$C = k\ (t_s - t_t)/\sigma \qquad (14)$$

kde k je koeficient tepelné vodivosti tekutiny, t_s je povrchová teplota, t_t je teplota tekuti-

ny, σ je tloušťka laminární vrstvy.

2.1.4. Tok latentního tepla

Na zeměkouli i v atmosféře stále probíhají fyzikální procesy, které mají přímou souvislost s existencí vody a změnami jejího skupenství.

Výpar vody je definován řadou autorů jako přestup vodní páry do atmosféry následkem odtrhávání pohybujících se molekul z povrchu vody, půdy (evaporace), z povrchu sněhu a ledu (sublimace), z rostlinných orgánů (transpirace a intercepční výpar) a ze všech hmot, které obsahují vodu nebo ledové krystalky.

Podle množství molekul, které opouštějí vypařující povrch a které se vracejí z okolního prostředí, mohou nastat tři případy:

1. Více molekul opouští povrch - nastává výpar (sublimace).
2. Počet molekul, které povrch opouštějí a těch, které se vracejí se rovná - nastává stav nasycení vzduchu.
3. Více molekul přichází z okolního vzduchu - nastává kondenzace, nebo desublimace.

Energie, která se spotřebovává při výparu, je využita na překonání vazebných sil mezi molekulami. Tím se vypařující povrch ochlazuje. Spotřebované teplo je skupenské teplo výparné a tzv. latentní teplo, obsažené ve vodní páře, se při přeměně na vodu uvolní jako skupenské teplo kondenzační. Velikost skupenského tepla výparného a kondenzačního je stejná. Při teplotě t [^{o}C] nad bodem mrazu se velikost skupenského tepla výparu kapalné vody [J g^{-1}] řídí vztahem:

$$\lambda = 2\,500 - 2{,}5\ t \qquad (15)$$

Latentní teplo je tedy teplo spotřebované na výpar. Při přenosu vody z povrchu do ovzduší má tato veličina kladné znaménko. Záporných hodnot nabývá při toku vodní páry z atmosféry k zemskému povrchu, což může být spojeno s kondenzací a tvorbou rosy.

Tok zjevného tepla je úměrný teplotnímu gradientu nad aktivním povrchem (viz kapitola 2.2.). Podobně je tok latentního tepla úměrný gradientu koncentrace vodní páry

nad aktivním povrchem. Zjevné a latentní teplo je možno po zanedbání složky μF v rovnici energetické bilance určit pomocí tzv. Bowenova poměru (viz kapitola 2.2.1.).

Množství tepla spotřebovaného na výpar je obvykle největší položka v rovnici energetické bilance; řádově několik set Wm^{-2}.

2.1.5. Biochemická akumulace tepla

Množství, ve kterém je asimilován CO_2 rostlinným společenstvem na jednotku plochy, je hrubá hodnota fotosyntézy rostlin minus respirace rostlin : F = F´- D.

Množství, v němž je akumulováno teplo fotosyntézou:

$$\mu F = \mu(F' - D) \qquad (16)$$

kde μ je vazná energie CO_2(kolem $1{,}15 \times 10^4 Jg^{-1}$)(Baumgartner, 1965 in Thom, 1976).

V praxi je pak μF = 3,2 Wm^{-2} na $gm^{-2}h^{-1}$ asimilovaného CO_2. Během dne dosahuje hustota asimilovaného CO_2 hodnot 2-5 gm^{-2} za hodinu v závislosti na druzích rostlin (Monteith, 1975), takže biochemická akumulace tepla je potom 6-16 Wm^{-2}. V noci, kdy hrubá respirace dospělého lesa dosahuje 1 $gm^{-2}h.^{-1}$, je ekvivalentní hodnota spotřeby energie -3 Wm^{-2}. Obvykle bývá menší. Proto je μF téměř vždy ve srovnání s radiační bilancí zanedbatelné a může být ve výpočtu energetické bilance ignorována.

Tajchman (1981) a Thom (in Monteith, 1976) uvádějí, že biochemická akumulace tepla má zanedbatelnou velikost ve srovnání s radiační bilancí.

Také podle Jarvise et al. (in Monteith,1976) je fotosyntetický tok pro lesy menší než 3% radiační bilance uprostřed dne. I přes krátké periody, kdy je znatelný, je v celkové akumulaci porostu tak malý a tak složitě se měří, že ho lze zanedbat.

2.1.6. Odčerpávání energie advekcí

Tato složka (A) je často ve studiích energetické bilance jednak díky obvykle malým hodnotám, jednak pro obtížnost měření zanedbávána.

$$A = A_C + A_{\lambda Ea} \qquad (17)$$

A_C a $A_{\lambda Ea}$ jsou toky zjevného a latentního tepla, integrované od půdního povrchu do úrovně z_r, odčerpané advekcí. Podle Thoma (in Monteith, 1976) bývá typická hodnota horizontálního toku zjevného tepla rovna 12,5 Wm^{-2} na jednotku teplotního gradientu po směru větru jednotkové rychlosti na vzdálenost rovnou stonásobku výšky porostu. Tutéž typickou hodnotu pro latentní teplo uvádí rovnu 18,8 Wm^{-2} na jednotku vlhkostního gradientu.

Správně by mělo být množství energie odčerpávané advekcí v celkové energetické bilanci uvažováno. Neplatí to, když je rychlost větru velmi malá nebo jsou-li teplotní a vlhkostní gradient podstatně menší než 1°C (1hPa).

2.2. Evapotranspirace

Detailní rozbor evapotranspirace (tzn. výparu z povrchu půdy, vody a vegetace) přináší práce Nováka (Novák, 1995). V kapitole o mikrometeorologických metodách výpočtu evapotranspirace zmiňuje problémy jejího stanovení metodou turbulentní difuze (aerodynamickou metodou), jakož i metodu stanovení transpiračního toku, jichž obou bylo možno potenciálně v daném termínu měření pro srovnání s použitou metodou Bowenova poměru využít (viz experimentální část - str.20, diskuse - str.52). Metoda Bowenova poměru je zde zařazena mezi tzv kombinované metody, zvlášť je popsána metoda výpočtu evapotranspirace pomocí radiační bilance. Dosud jednu z nejpřesnějších na podmínkách nezávislou metodu korelací prakticky popisují kupř. Lloyd et al., 1984.

Lesní porost má radiační bilanci vyšší než jiná rostlinná společenstva - o 10 až 25%. Lesy mají menší albedo než bylinné porosty, a proto dostávají (pohlcují) větší množství zářivé energie. Největší rozdíly jsou v zimě, když leží na volné ploše sněhová pokrývka. Přesto má les nižší povrchové teploty. To je způsobeno tím, že aktivní povrch lesa je velmi členitý a mnoho tepla se spotřebuje na evapotranspiraci - intercepční výpar, evaporaci a transpiraci. Je-li potenciální výpar (maximálně možný výpar za daných podmínek) pro holou půdu 100%, pak je pro lesní porost 200% a pro zemědělské rostliny 178% (Pobědinskij a Krečmer, 1984).

Rutter (in Sopper & Lull, 1967) uvádí, že množství vypařené vody z intercepce je průměrně 4x větší než transpirační tok za stejných podmínek a činí 1-3 mm za den v zimě a 7-10 mm v létě. Toto množství převyšuje radiační bilanci na zemském povrchu. Rutter stanovil, že dodatečná energie je získána z tepla, obsaženého ve vzduchu. U zapojených porostů je převládající složkou transpirace.

Evapotranspirace probíhá jen za určitých podmínek:

- trvalý přísun tepelné energie (skupenské teplo),
- tlak vodní páry nad aktivním povrchem je menší než tlak vodní páry na aktivním povrchu,
- kontinuální přísun vody k povrchu,

Evapotranspirace dosahuje maxima ve 12-14 hodin a minima před východem Slunce (Petrík a kol., 1986)

2.2.1. Bowenův poměr

Stanovení evapotranspirace metodou Bowenova poměru z energetické bilance dává ve srovnání s metodou korelací a vodní bilance v půdě dobré výsledky (Spittlehouse & Black, 1980)

Podle Thoma (in Monteith, 1976) existuje pro výpočet Bowenova poměru předpoklad, že poměr zjevného a latentního tepla je během uzavřeného časového intervalu konstantní, tj.:

$$\beta = \frac{C}{\lambda Ea} = \gamma \frac{dt}{de} \qquad (18)$$

kde dt (de) je gradient teploty (vlhkosti) vzduchu nad povrchem, γ psychrometrická konstanta.

V práci McCaugheye (1985) byl při měření v Ontariu Bowenův poměr determinován polní metodou Fuchse & Tannera (1970) jako:

$$\beta = (s/\gamma + 1)\,(dt_{vp}/dt_{sp}) - 1)^{-1} \qquad (19)$$

kde s je sklon křivky závislosti napětí nasycených vodních par na teplotě, dt_{vp} je derivace potenciální teploty vlhkého, dt_{sp} je derivace potenciální teploty suchého teploměru. Potom lze pomocí výrazů (20) a (21) spočítat latentní a zjevné teplo z přímých měření dt_{sp} a dt_{vp} s přesností ±0,01°C a méně. Podmínkou je, že měření probíhá v povrchové hraniční vrstvě:

$$\lambda Ea = \frac{(Rn - G - J_{veg})}{1 + \beta} \qquad (20)$$

$$C = \frac{\beta}{1 + \beta}\,(Rn - G - J_{veg}) \qquad (21)$$

Výměny zjevného a latentního tepla probíhají jako turbulentní procesy přenosu a za vyrovnaných podmínek a nepřítomnosti advekce je můžeme vyjádřit takto (Thom in Monteith, 1976):

$$C = -\rho\, c_p\, K_H\, (dt/dz) \qquad (22)$$

$$\lambda Ea = -\rho\, c_p\, K_V\, (de/dz) \qquad (23)$$

K_H, K_V jsou koeficienty turbulentního přenosu tepla (vodní páry), c_p specifické teplo vzduchu, ρ jeho hustota.

Za předpokladu, že jsou toky zjevného a latentního tepla konstantní s výškou nad porostem, takže průměrné gradienty mohou být aproximovány konečnou diferencí mezi dvěma hladinami, a když $K_V = K_H$, lze Bowenův poměr vyjádřit takto:

$$\beta = \frac{p\, c_p}{\lambda\, \varepsilon}\,\frac{dt + \Gamma dz}{de} \qquad (24)$$

Suchoadiabatický gradient Γ (= 1°C na 100m, viz Woodvard & Sheehy, 1983) je v rovnici (24) proto, že nad lesy jsou teplotní gradienty malé a vertikální interval mezi jednotlivými úrovněmi měření poměrně velký. Použijme ještě jedno názorné vyjádření Bowenova poměru pomocí vztahu:

$$\beta = \frac{C}{\lambda Ea} = \gamma \frac{t_1 - t_2}{e_1 - e_2} \qquad (25)$$

$t_1 - t_2$ je rozdíl teplot vzduchu ve výšce z_1, z_2, $e_1 - e_2$ je rozdíl tlaku vodní páry tamtéž.

Množství energie spotřebované k evapotranspiraci a tok zjevného tepla lze pak určit ze vztahu:

$$\lambda Ea = \frac{H}{1 + \beta} \qquad (26)$$

$$C = \frac{H}{1 + \beta^{-1}} \qquad (27)$$

$$H = Rn - G - J_{veg} \qquad (28)$$

H je zjednodušeně vyjádřená využitelná energie (viz str.10).

Jarvis et al., (in Monteith, 1976) prokázal, že je důležité stanovit očekávaný rozsah Bowenova poměru pro lesy. Uvádí pro většinu jehličnatých lesů střední denní hodnotu Bowenova poměru počítanou z hodinových průměrů od 8.00 do 16.00 hodin, která se pohybuje od 0,1 do 1,5 pro suchý povrch a od -0,7 do 0,4 pro vlhký povrch.

Podle Monteithe (1975) může Bowenův poměr, není-li přítomna advekce, kolísat od $+\infty$ pro suchý povrch ($\lambda Ea = 0$) do -1 pro vypařující vlhký povrch, pro který je všechna energie potřebná na výpar dodávána konvekcí, takže není žádný příjem energie z radiace ($Rn + C = -\lambda Ea$). Hodnoty menší než -1 nastávají, když je významná advekce.

3. Experimentální část

V roce 1988 jsme v rámci výzkumné činnosti Ústavu ekologie lesa LF VŠZ Brno (dnes MZLU) uskutečnili relativně podrobné měření energetické výměny mezi porostem lužního lesa a přilehlou vrstvou atmosféry (15 let po poslední pravidelné záplavě a přesně po deseti letech od obdobného měření na téže lokalitě v roce 1979 - Židek, 1991).

Cílem měření bylo stanovit krátkodobý i dlouhodobý průběh jednotlivých složek energetické bilance v průběhu vegetační sezony, využití disponibilní energie na hlavní složky její spotřeby a stanovit skutečný výpar a jeho vztah k evaporačním požadavkům prostředí, vyjádřeným potenciální evapotranspirací (dle Turca), jakož i porovnat výsledky s obdobným měřením před deseti lety. V zájmu srovnatelnosti s obdobným měřením v roce 1979 bylo se co nejvíce přiblížit způsobu předchozího měření. Z toho vyplynulo použití metody Bowenova poměru a stabilních psychrometrů.

3.1. Materiál a metoda

3.1.1. Lokalita

Lokalita se nachází na jižní Moravě na stacionáru Ústavu ekologie lesa poblíž obce Lednice. Lužní les v údolní nivě řeky Dyje (161 m n.m., 48,8 st.s.š., 16,8 st.v.d.) je tvořen dubem letním (74%), jasanem úzkolistým (24%), vtroušenou lípou, jilmem, habrem, javorem a olší. Střední výška porostu činila 27 m, nejvyšší jasany až 35 m (Penka et al., 1985).

Pro poměrně nízké množství srážek (dlouhodobý roční normál činí 516 mm, za vegetační období IV-X činí 365 mm - údaj meteorologické stanice Mendeleum v Lednici) je limitujícím faktorem v dané oblasti úroveň hladiny podzemní vody v půdě a její dostupnost pro rostliny.

3.1.2. Schéma měření

Schéma měřených veličin bylo následující: nad porostem byla měřena globální ra-

diace (pyranometr Schenk č. 2026 pro dopadající a 2027 pro odražené záření, typ 8101), radiační bilance (bilancoměr Schenk č. 8149, typ 8111), albedo, teplota a vlhkost vzduchu (psychrometry Thies) - vše ve výšce 40,5 m a 31,5 m nad zemí, teplota vzduchu pak ještě v porostu ve výšce dvou metrů nad zemí odporovým teploměrem Ptk 100 v meteorologické budce, teplota půdy v 5 a 15 cm (odporovým teploměrem Ptk 100) a tok tepla do půdy v 10 cm (teploměrnou destičkou - alfametrem Drutěva, typ 113).

3.1.3. Analýza dat

Analýza dat byla provedena podle následující metodiky: po korekci teplot bylo stanoveno napětí nasycené vodní páry [hPa] v obou úrovních nad porostem dle vztahu (Unwin, 1980):

$$\log E = 9{,}24349 - \frac{2305}{T} - \frac{500}{T^2} - \frac{100000}{T^3} \qquad (29)$$

kde T je termodynamická teplota suchého teploměru ve stupních Kelvina (°C + 273). Uváděná přesnost činí ±0,1 hPa v rozsahu teplot -5 až + 34 st. Celsia. Napětí par skutečné pro ventilovaný psychrometr pro vodu [hPa] je potom

$$e = E - 0{,}666\,(T_s - T_v) \qquad (30)$$

kde E je napětí nasycené vodní páry při teplotě vlhkého teploměru [hPa], T_s je termodynamická teplota suchého, T_v termodynamická teplota vlhkého teploměru. Skutečná evapotranspirace (Ea) byla počítána dle metody energetické bilance pomocí Bowenova poměru (β), vyjádřeného např. vztahem :

$$\beta = \gamma \frac{dt + \Gamma dz}{de} = \frac{C}{\lambda Ea} \qquad (31)$$

kde γ je psychrometrická konstanta (66 Pa°C^{-1}), dt (de) teplotní (vlhkostní) gradient nad porostem, Γ suchoadiabatický gradient (0,01 °C m^{-1}), C tok zjevného tepla, λ měrné teplo výparu vody - Woodvard & Sheehy, 1983. Evapotranspirace je potom rovna:

$$Ea = \frac{H}{\lambda(1 + \beta)} \qquad (32)$$

Využitelná energie H (= C + λEa) byla uvažována jako rozdíl radiační bilance (R-n), toku tepla do půdy (G) a stromové hmoty (J_{veg}), tedy H = Rn - G - J_{veg}. První dva byly měřeny přímo, tok tepla do stromové hmoty [Wm^{-2}] byl počítán ze vztahu (Thom in Monteith, 1976):

$$J_{veg} = c_{veg}.m_{veg}.dt \qquad (33)$$

kde c_{veg} je specifické teplo dřevní hmoty [2,7 kJ $kg^{-1}K^{-1}$ pro luh], m_{veg} je hmota vegetace na jednotku plochy [57,4 kg m^{-2} pro luh], dt = změna teploty vzduchu v porostu v hodinovém intervalu [°C], kterou je nahrazena teplota dřevní hmoty.

Výpočet denní hodnoty potenciální evapotranspirace (Ep, mm) byl prováděn dle Turcova algoritmu pro pentádu (Wendling, 1975) s úpravou na jednodenní periodu (Židek, 1991):

$$Ep = \left(\frac{Rg}{4,1868} + 50\right) \frac{0,013\ t}{(t + 15)} \qquad (34)$$

kde Rg je globální radiace [J $cm^{-2}d^{-1}$], t denní průměrná teplota vzduchu ve 2 m [°C].

3.1.4. Eliminace chyb měření

Kalibrace k předchozím měřením již používaných čidel globální radiace na experimentální observatoři ČHMÚ v Hradci Králové prokázala jejich vysokou stálost v čase. K vlastnímu měření byla použita čidla nová, stejně jako alfametr a bilancoměr. U psychrometrů a jejich teploměrů byla provedena eliminace jejich odchylek vzájemnou korelací paralelně měřících přístrojů bez vlhčení punčošek v rozsahu teplot 8 - 25°C. Vzniklý soubor 216 hodinových hodnot byl pak použit k vzájemnému srovnání všech čtyř teploměrů. I přes vysoký stupeň korelační závislosti je střední chyba měření teplot vůči jedné z nich více jak desetina stupně. Tedy poměrně vysoká vzhledem k účelu, ke kterému je použita.

Představuje však dosažitelné maximum v dané situaci.

Výsledky shrnuje následující tabulka č.I:

T1 = X	T2 z T1	T3 z T1	T4 z T1
absolutní člen	-0,09407	0,23824	-0,56818
st.odchylka Y	0,107994	0,139237	0,103863
směrnice přímky	1,010991	1,003586	1,04655
st. odchylka směrnice	0,001649	0,002111	0,001642
r x r	0,999431	0,999054	0,999474
počet měření	216	216	216
stupeň volnosti	214	214	214

Tab.č.I. Výsledky vzájemné lineární korelace teploměrů T2 až T4 s T1.

Druhým způsobem bylo zjištění vzájemných odchylek vlastních teploměrů jejich umístěním v tepelně izolovaném boxu. Tento způsob potvrdil předpoklad vlivu umístění teploměrů v přístrojích na eliminaci jejich vzájemných odchylek. Proto nebyl použit.

3.2. Výsledky

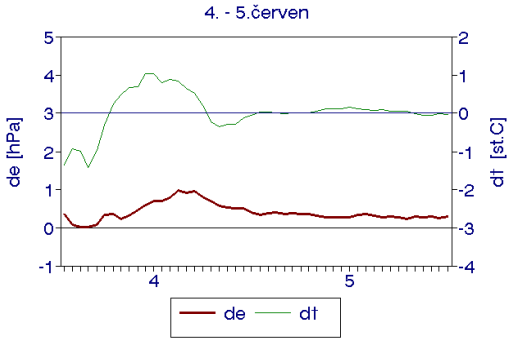
3.2.1. Radiační bilance Rn

Zjistili jsme, že v denním chodu dosahuje radiační bilance za jasných dnů maximálních průměrných hodnot okolo 12 hodiny - kolem +600 Wm^{-2}. Záporné noční hodnoty jsou velmi malé. Denní sumy radiační bilance ve sledovaném období dosáhly maxima téměř +1800 Jcm^{-2} v měsíci červnu, minimální denní hodnoty činily v období červen - srpen více jak +150 Jcm^{-2}, v říjnu byly naměřeny maximální hodnoty kolem +800 Jcm^{-2}, minimální hodnoty kolem +70 Jcm^{-2}. Radiační bilance za období červen - říjen činila zhruba 1360 MJ m^{-2}, v jednotlivých měsících červnu - říjnu 358, 420, 324, 160 a 98 MJ m^{-2}.

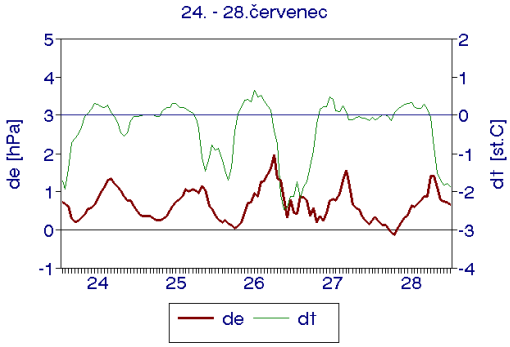
3.2.2. Gradienty de a dt

Obvykle dosahované hodnoty obou gradientů nejlépe ilustrují obr.1 - 5, pro gradient teploty vzduchu hodnoty zřídka přesahují +1°C a -2°C, pro gradient vlhkosti vzdu-

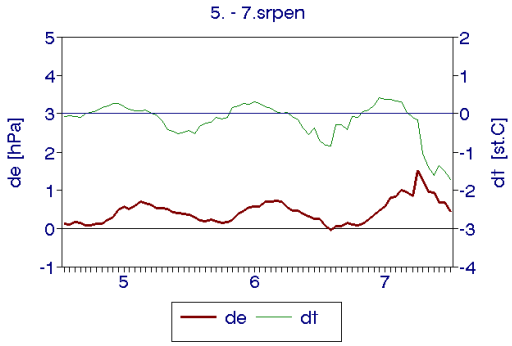
Obr.1 Průběh gradientu de a dt



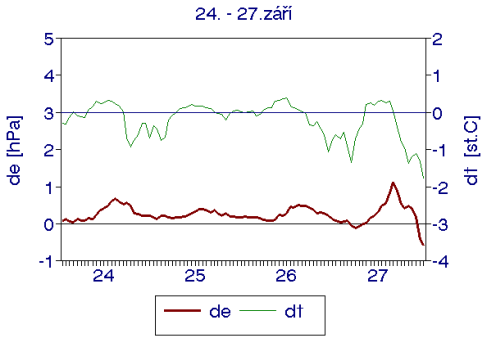
Obr.2



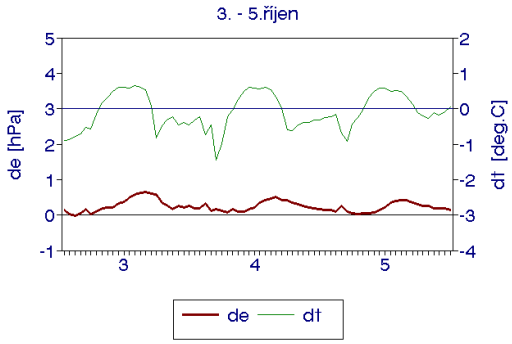
Obr.3



Obr.4



Obr.5

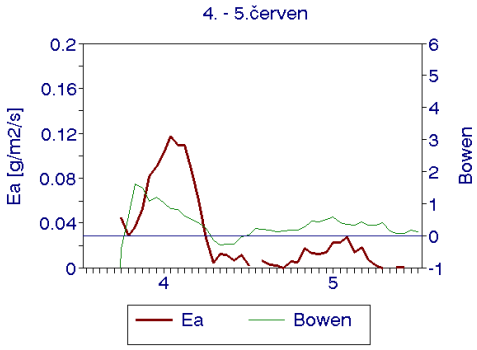


chu činí denní maximum +1,5 až +2 hPa, ojediněle záporné minimum v nočních hodinách až -1hPa. Většinu sezóny však gradient vlhkosti byl kladný i v nočních hodinách, zejména do srpna. V září a říjnu hodnota gradientu vlhkosti vzduchu poklesla, v říjnu jeho hodnoty kolem nuly limitují použití dané metody. Zároveň s poklesem gradientu vlhkosti koncem vegetační sezóny vzrostl gradient teploty.

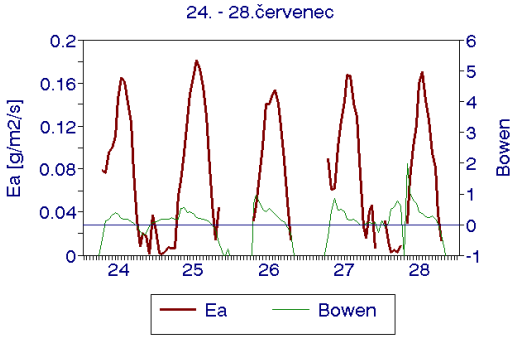
3.2.3. Bowenův poměr

Maximální hodnota Bowenova poměru během dne kolísá zhruba od +0,5 do +2,

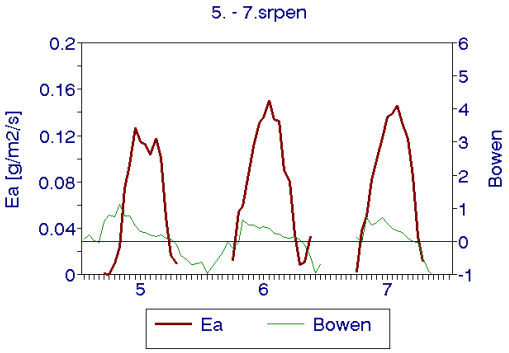
Obr.6 Průběh Bowenova poměru a Ea



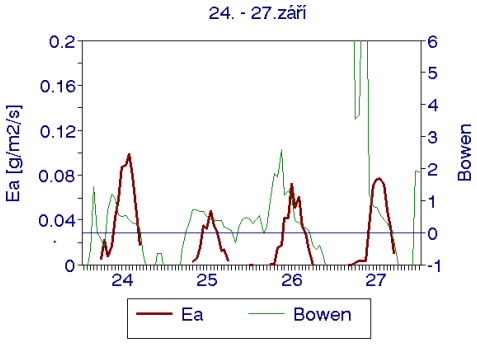
Obr.7



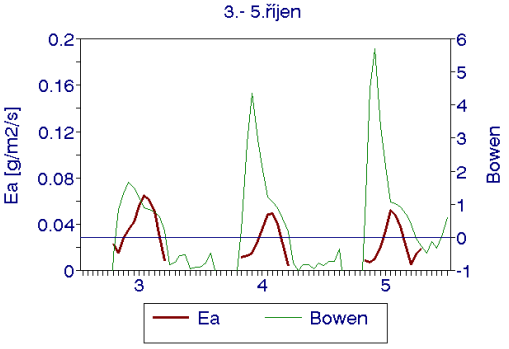
Obr.8



Obr.9



Obr.10

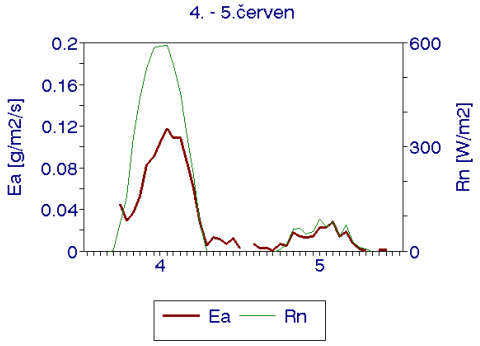


což znamená, že maximální spotřeba energie na evapotranspiraci je rovna od dvojnásobku do poloviční hodnoty spotřeby energie na tok zjevného tepla. Bowenův poměr vykazuje cyklický denní průběh, často vzhledem k poledni levostranně asymetrický (obr.6 - 10).

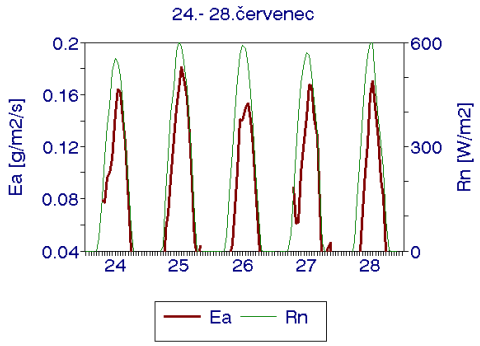
3.2.4. Skutečná evapotranspirace Ea

Denní hodnoty skutečné evapotranspirace bylo možno stanovit od počátku měření v červnu do počátku října (viz předcházející fakta o gradientu vlhkosti vzduchu). Pří-

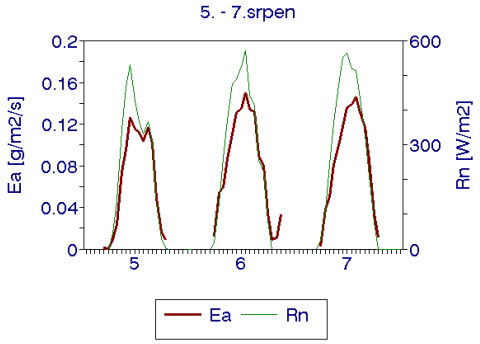
Obr.11 Posun průběhu Rn a Ea



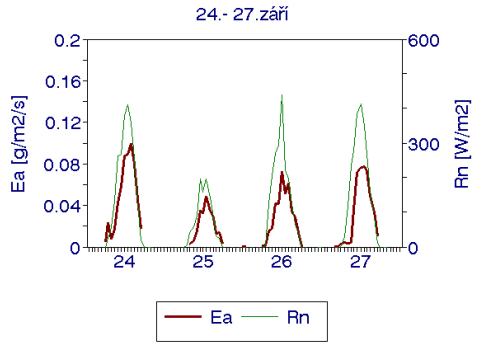
Obr.12



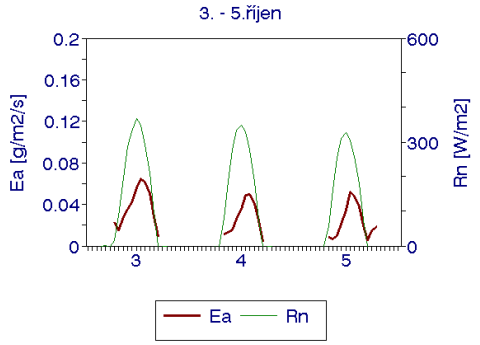
Obr.13



Obr.14



Obr.15



klady denních průběhů evapotranspirace v jasných dnech ukazují vzhledem k radiační bilanci na zpoždění kulminace pravidelně o 1 hod (obr.11 - 15), přibližně totéž zpoždění za vývojem radiační bilance vykazuje náběžná část křivky denního průběhu evapotranspirace. Denní sumy skutečné evapotranspirace dosáhly v červenci nejvyšší hodnoty 6,9 mm d^{-1}. Denní maxima okamžitých hodnot skutečné evapotranspirace činila 0,25 g $m^{-2}s^{-1}$ vody, tj. téměř litr na metr čtvereční za hodinu. Průměrná hodnota z naměřených 97 dní činila asi 3 mm denně.

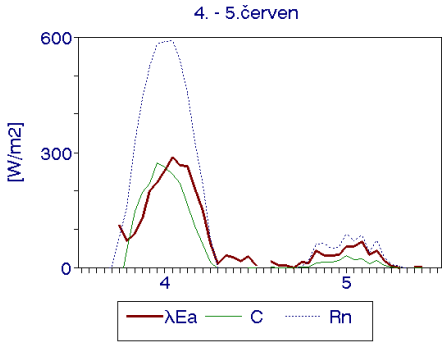
3.2.5. Tok latentního λEa a zjevného C tepla

K největšímu výdeji energie na zjevné teplo dochází asi 1 hodinu před polednem, tedy před dosažením maximálních hodnot Rn. Tok latentního tepla nabývá maxima cca hodinu po kulminaci Rn, tj. ve 13.00 hod. K největšímu výdeji energie na zjevné teplo a evapotranspiraci dochází tedy v období hodinu před a hodinu po poledni, kdy porost získává nejvíc energie ze slunečního záření. V nočních hodinách dosahují oba toky malých záporných nebo kladných hodnot.

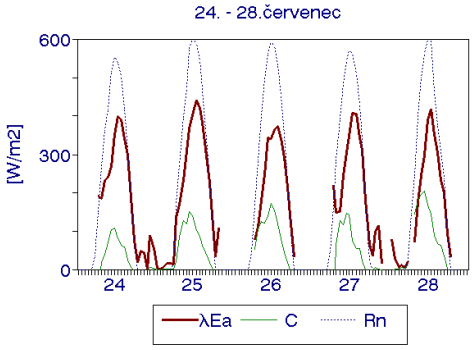
Denní sumy toku latentního tepla dosahovaly hodnot více jak +1400 Jcm^{-2} v červnu a červenci, měsíční sumy červen - říjen činily 260, 320, 250, 103 a 60 MJ m^{-2}.

Nejvyšší denní suma toku zjevného tepla byla kolem +425 Jcm^{-2}, tedy asi 30% maxima sumy toku tepla latentního, měsíční sumy červen - říjen činily 80, 75, 57, 54 a 39 MJ m^{-2}.

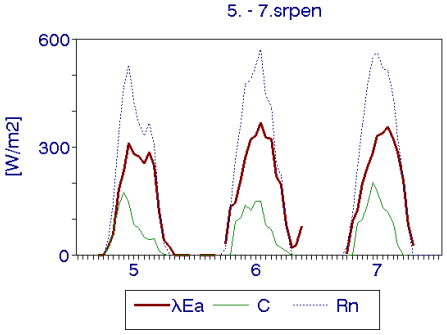
Obr.16 Průběh hlavních složek Rn



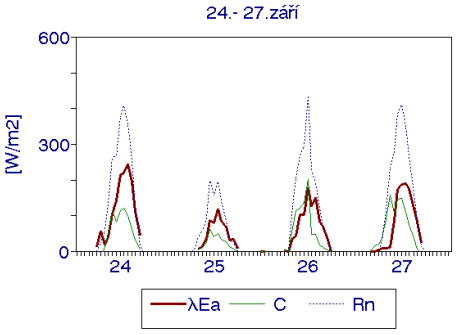
Obr.17



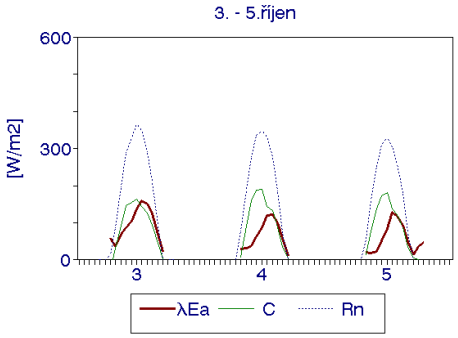
Obr.18



Obr.19



Obr.20



Energie, kterou ekosystém v letních měsících vydal na evapotranspiraci, byla v období červen - říjen 3x větší, v červnu 3x větší, v červenci 4x větší, srpnu opět 4x větší, září 2x větší a v říjnu asi o 30% větší než energie spotřebovaná na tok zjevného tepla. Tok latentního tepla představoval v období červen - říjen téměř 1000 +MJ m^{-2}, tok zjevného tepla zhruba +305 MJ m^{-2}. Židek (1991) z měření v roce 1979 v Lednici uvádí hodnoty poměru λEa/Rn 67%, poměru C/Rn 27%.

3.2.6. Tok tepla pod aktivní povrch porostu B

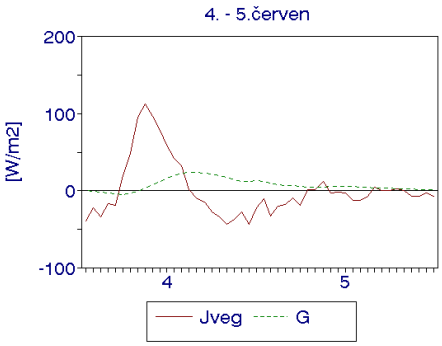
Tok tepla pod aktivní povrch porostu dosahoval maximálních denních hodnot kolem +20 Wm^{-2}, minimální hodnoty byly vesměs záporné, až -20 Wm^{-2}. Měsíční sumy představovaly v červnu +18 MJ m^{-2}, červenci +25 MJ m^{-2}, srpnu +17 MJ m^{-2}, září +3 MJ m^{-2} a říjnu zhruba -1 MJ m^{-2}. Mezní denní sumy činily -110 J cm^{-2} a +146 J cm^{-2}.

Tok tepla do stromové hmoty byl nejvyšší (přes +100 Wm^{-2}) dopoledne; večer po západu Slunce dosahuje zhruba týchž hodnot záporných. Za jasných dnů tvoří suma toku tepla do vegetace zhruba totéž procento Rn jako tok tepla do půdy. Sumy denní a noční složky se vyrovnávají. Hodnoty J_{veg} byly při východu a západu Slunce více jak desetinásobně vyšší než Rn. Hodnoty toku tepla do vegetace se pohybovaly asi od -64 Jcm^{-2} do +97 Jcm^{-2}, měsíční sumy činily v červnu +6 MJ m^{-2}, červenci +12 MJ m^{-2}, srpnu +9 MJ m^{-2}, v září +2 MJ m^{-2}, v říjnu +3 MJ m^{-2}.

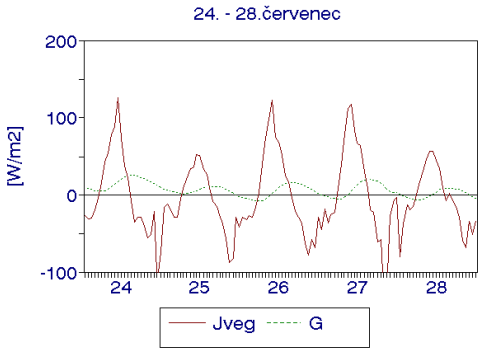
Obdobně malých hodnot nabývaly hodnoty toku tepla do půdy: od -62 J cm^{-2} do +93 J cm^{-2}. Tok tepla do půdy dosahoval maxima kolem 15-16 hodiny a představoval až

6% okamžité hodnoty Rn a až 10% Rn v denní sumě. Měsíční sumy dosahovaly obdob-

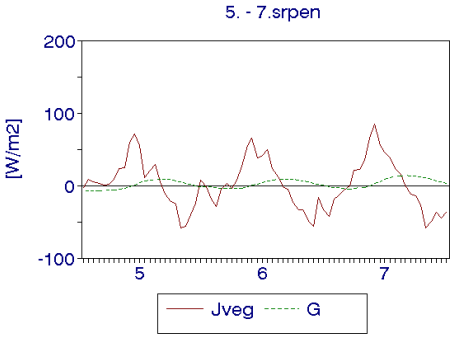
Obr.21 Průběh hlavních složek B



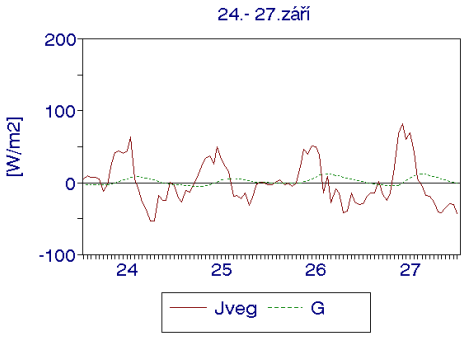
Obr.22



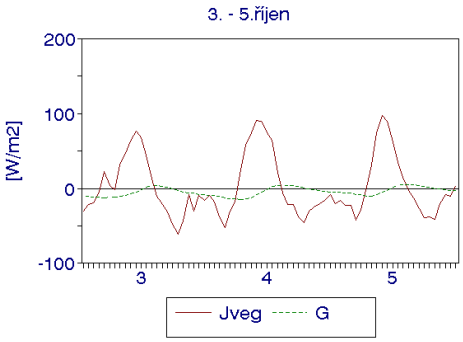
Obr.23



Obr.24



Obr.25



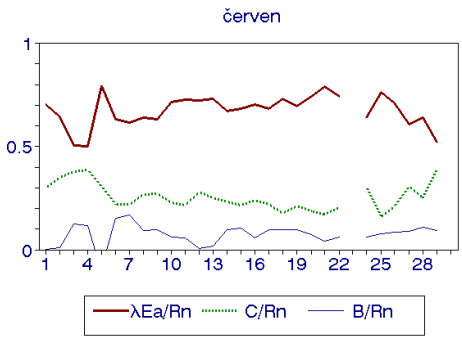
ných hodnot jako v případě toku tepla do vegetace, v červnu +12 MJ m^{-2} , červenci kolem +13 MJ m^{-2}, v srpnu +8 MJ m^{-2}, září +1 MJ m^{-2} a říjnu -4 MJ m^{-2}.

3.2.7. Poměr jednotlivých složek energetické bilance

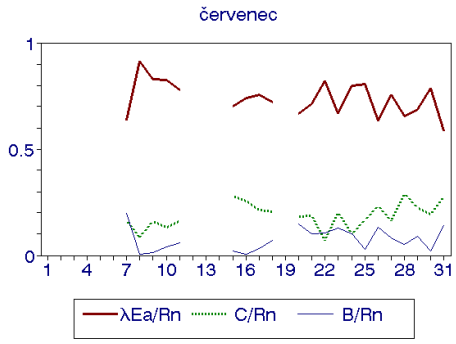
Vzájemný poměr latentního (λEa) a zjevného (C) tepla a toku tepla pod aktivní povrch porostu (B) k radiační bilanci (Rn) se v průběhu sezóny měnil - viz obr.26 - 30. V průběhu měřené sezóny převážně dominoval v poměru k energetickému příkonu (radiač-

ní bilanci) podíl latentního tepla (měsíční průměr 61 - 73% Rn), podíl zjevného tepla činil 17 - 40%. Koncem srpna a v září se podíly obou zmíněných tepelných toků přiblížily, podíl latentního tepla byl nižší (64% Rn), zjevného vyšší (34% Rn) než v předchozím období. Podíl obou těchto toků se v průběhu října téměř vyrovnal. Tok tepla pod aktivní povrch porostu činil v letních měsících měřené sezóny asi 5-6% Rn, v září poklesl na 2%, v říjnu činily již záporné hodnoty cca 1% Rn. Příklad denního průběhu vybraných veličin podávají tabulky XIII - XXIX počínaje stranou 57.

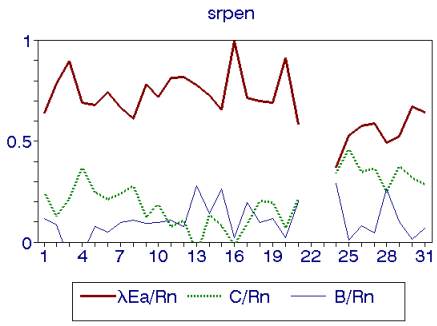
Obr.26 Poměr toků energie k Rn



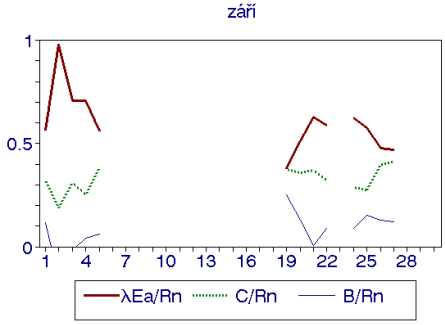
Obr.27



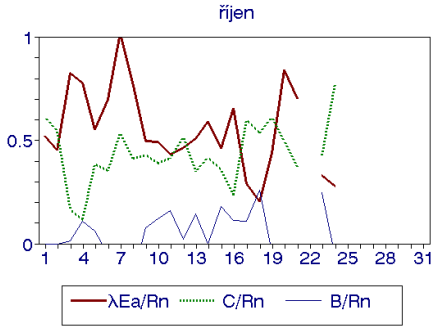
Obr.28



Obr.29



Obr.30



3.2.8. Vztah skutečné Ea a potenciální Ep evapotranspirace, porovnání s výsledky předchozího měření.

Následující tabulka č.II přináší přehled charakteristik evaporačních nároků a jejich uspokojování pro jednotlivé měsíce ve vegetační sezóně obou období:

Tab.č.II. Přehled evaporačních nároků a teplot vzduchu v jednotlivých měsících vegetační sezóny obou porovnávaných období.

		d	k	č	če	s	z	ř	
Ep	1979	54,3	129,1	119,9	98,1	102,3	70,5	31,8	606,0
P		50,8	18,5	104,2	58,5	59,1	26,8	8,1	326,0
P - Ep		-3,5	-110,6	-15,7	-39,6	-43,2	-43,7	-23,7	
Σ P - Ep		-3,5	-114,1	-129,8	-169,4	-212,6	-256,3	-280,0	
t		8,4	15,4	19,7	17,2	17,6	15,0	8,1	14,5
Ep	1988	90,7	109,7	103,9	125,2	107,1	59,7	39,6	635,9
P		21,8	44,1	57,2	41,3	48,4	57,1	12,0	281,9
P - Ep		-68,9	-65,6	-46,7	-83,9	-58,7	-2,6	-27,6	
Σ P - Ep		-68,9	-134,5	-181,2	-265,1	-323,8	-326,4	-354,0	
t		9,6	16,0	17,1	20,1	19,5	14,8	9,6	15,2

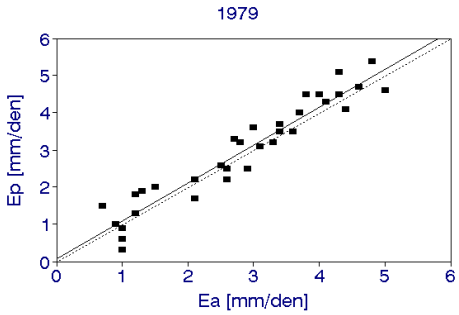
kde Ep je potenciální evapotranspirace podle Turca, P jsou srážky [obojí v mm], P-Ep srážkový deficit (obdoba Jensen-Haisova vlhkostního indexu - viz Hogg, 1997) a t teplota vzduchu [°C], poslední sloupec obsahuje sumy (Ep, P) a průměr (t). V roce 1979 bylo do počátku vegetační sezóny více (108 mm) srážek oproti roku 1988 (80 mm), rovněž během vegetační sezóny (326 mm oproti 282 mm). Evapotranspirační nároky byly v tomto roce nižší (606 oproti 636 mm), vegetační sezóna byla mírně chladnější (14.5 oproti 15.2 °C). Srážkový deficit ve vegetační sezóně byl v roce 1979 výrazně nižší (280 mm oproti 354 mm). Srážky v období IV-X tvořily v roce 1979 asi 55% skutečné evapotranspirace (Židek, 1991), resp. 52% (přepočteno), v roce 1988 45%. Tedy z hlediska evapotranspiračních nároků a jejich pokrytí srážkami zaznamenal rok 1988 větší deficit. Uvedenému poznatku odpovídá i vývoj skutečné evapotranspirace v obou letech. Aproximace vztahu skutečné a potenciální (dle Turca) evapotranspirace pro oba sledované roky (1979 podle Židek, 1991, přepočteno) jsou:

1979: Y = 0,07 + 1,02 X ... R = 0,958, st.ch.= 0,4

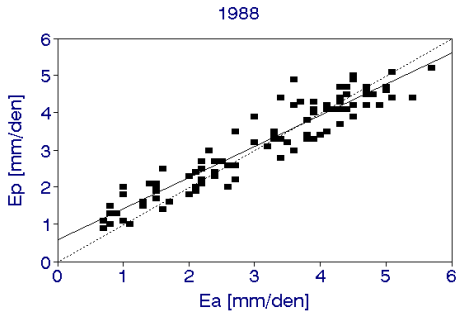
1988: Y = 0,59 + 0,83 X ... R = 0,943, st.ch.= 0,4

kde Y představuje potenciální a X skutečnou evapotranspiraci. Tedy došlo k posunu závislosti (viz obr.31 a 32).

Obr.31 Závislost Ep na Ea



Obr.32



Tabulka III. a IV. přináší naměřené denní hodnoty [mm] Ea a Ep v porovnávaných letech :

Tab.č.III. Skutečná (Ea) a potenciální (Ep) evapotranspirace v měřených dnech [mm, jasné podtržené], LEDNICE 1988.

datum	Ea	Ep	datum	Ea	Ep	datum	Ea	Ep	datum	Ea	Ep
1.6	2,2	2,1	7.7	3,9	4,3	6.8	4,9	4,2	21.9	0,8	1,0
2	3,2	3,1	8	3,6	3,0	7	4,3	4,4	22	1,3	1,6
3	3,0	3,9	9	5,4	4,4	8	3,7	4,3	24	2,1	2,4
4	3,6	4,9	10	4,1	3,5	9	3,4	3,3	25	0,8	1,3
5	0,7	0,9	12	1,1	1,0	10	3,9	4,0	26	1,4	2,1
6	1,3	1,5	13	4,7	4,7	11	4,4	4,1	27	1,6	2,5
7	2,5	2,7	14	1,7	1,6	12	4,8	4,5	29	1,5	2,1
8	3,0	3,2	15	2,4	2,3	14	4,4	4,5	30	1,0	1,1
9	4,3	4,7	16	3,8	3,3	17	3,4	2,8	1.10	0,9	1,3
10	4,7	4,6	17	4,3	3,7	18	4,1	4,1	2	0,7	1,1
11	2,4	2,4	18	3,5	3,2	19	3,9	4,1	3	1,5	2,0
12	2,1	2,0	20	4,2	4,1	20	4,5	3,9	4	1,0	2,0
13	3,8	3,4	21	4,2	4,1	25	1,5	1,9	5	1,0	2,0
14	4,1	4,2	22	4,7	4,2	26	2,4	2,7			
15	3,8	3,8	23	4,5	4,9	27	2,0	2,3			
16	4,7	4,5	24	5,1	5,1	28	2,7	3,5			
17	4,3	4,1	25	5,7	5,2	29	2,3	3,0			
18	5,0	4,6	26	4,5	5,0	30	3,3	3,5			
19	3,3	3,3	27	5,0	4,7	31	3,3	3,4			
21	3,9	3,3	28	4,4	4,5	1.9	2,7	3,5			
22	4,5	4,2	29	4,3	4,3	2	1,6	1,4			
23	2,6	2,0	30	5,1	4,4	3	2,7	2,6			
24	2,2	2,2	31	3,6	4,2	4	1,5	1,7			
25	2,1	1,9	1.8	4,4	4,7	5	2,2	2,7			
26	2,6	2,6	2	4,3	4,1	6	2,2	2,5			
27	3,9	4,3	3	2,7	2,2	13	0,8	1,0			
28	3,9	4,3	4	2,0	1,8	15	1,0	1,8			
29	3,4	4,4	5	4	3,4	19	0,8	1,5			

Tab.č.IV. Skutečná (Ea) a potenciální (Ep) evapotranspirace v uvedených dnech [mm], LEDNICE 1979.

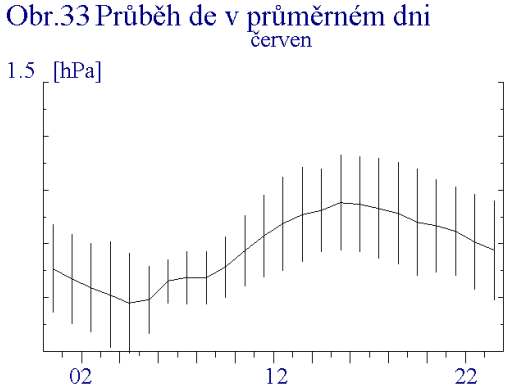
datum	Ea	Ep	datum	Ea	Ep	datum	Ea	Ep	datum	Ea	Ep
30.6	5,0	4,6	28	4,3	4,5	24.8	2,1	1,7	25.9	1,0	0,9
2.7	2,6	2,2	1.8	3,7	4,0	25	0,9	1,0	30	1,3	1,9
6	4,6	4,7	2	4,8	5,4	26	2,8	3,2	4.10	0,7	1,5
7	2,6	2,5	6	4,4	4,1	31	3,4	3,5	12	1,5	2,0
11	4,3	5,1	7	4,0	4,5	1.9	3,0	3,6	16	1,2	1,8
12	2,1	2,2	13	3,3	3,2	5	1,2	1,3	24	1,0	0,6
18	2,7	3,3	15	3,8	4,5	9	3,1	3,1	27	1,0	0,3
19	4,1	4,3	19	3,6	3,5	16	3,3	3,2			
22	2,9	2,5	22	3,4	3,7	20	2,5	2,6			

3.2.9. Průměrné hodnoty de, dt, λEa, C, B, β, Ea

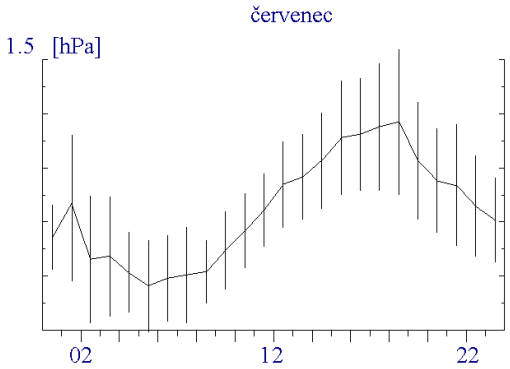
Aby bylo možno popsat charakteristický denní průběh daných veličin, byly jednotlivé měsíce charakterizovány jejich průměrným denním chodem včetně ± rozpětí směrodatné odchylky hodinových hodnot (svislé úsečky).

Charakteristický denní chod gradientu vlhkosti vzduchu (de) za celý měsíc představuje sinusoidní křivka s maximem mezi 16.00 - 18.00 hod (SEČ) (nejvyšším v červenci +1,97 hPa) a minimem mezi 4.30 - 6.30 hod (nejnižším v září -1,25 hPa) - viz. obr.33 - 37. Průměrné denní hodnoty obsahuje tabulka V.

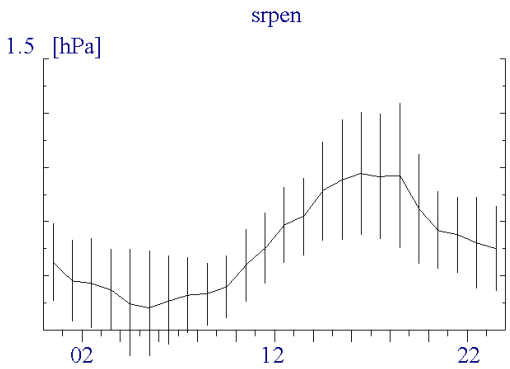
Obr.33 Průběh de v průměrném dni



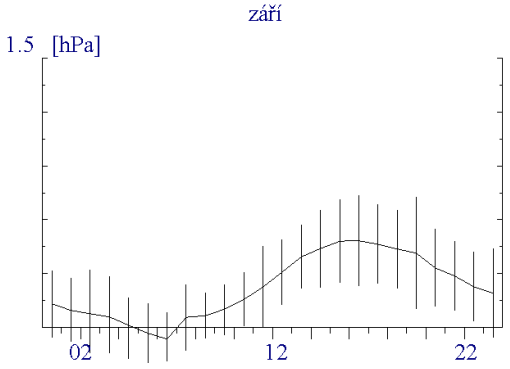
Obr.34



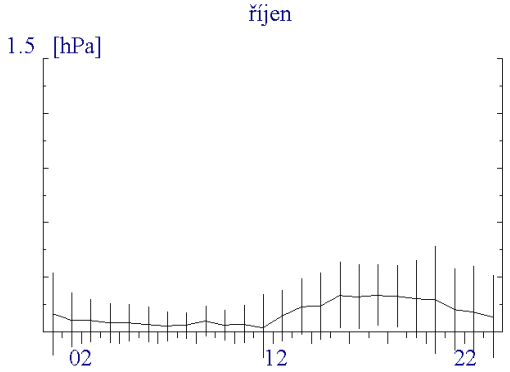
Obr.35



Obr.36



Obr.37



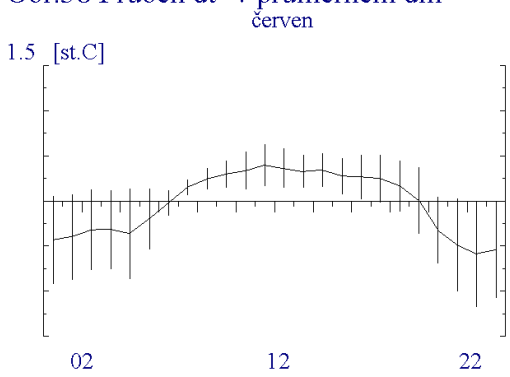
Tab.č.V. Průměrné denní hodnoty gradientu vlhkosti vzduchu (ϕde) a jejich amplitudy (a ϕde) v jednotlivých měsících [hPa].

	č	če	s	z	ř
ϕ de	0,57	0,65	0,46	0,23	0,12
a ϕ de	0,8	1,13	0,93	0,63	0,43

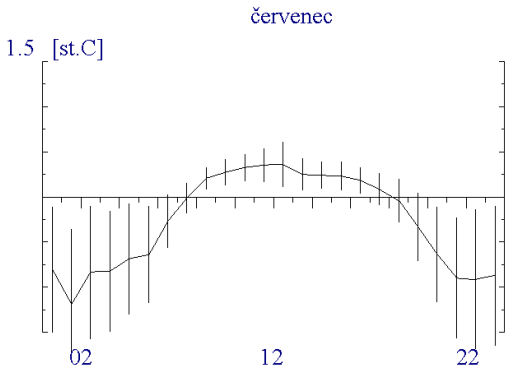
V jasných dnech je průběh obdobný. V zatažených dnech je průběh buďto monotónní (červen, červenec), nebo značně zploštělý (zejména říjen).

Průběh gradientu teploty (dt) v charakteristickém dni ukazuje rovněž sinusoidní křivku s vrcholem v 11.30 - 12.30 hod., kdy dosahuje nejvyšší hodnoty kolem +1,5 °C, nejnižší -1,9 °C (obr.38 - 42). Průběh kladných hodnot dt charakteristického dne je pro všechny uvedené měsíce obdobný, a to i v absolutních hodnotách, vyjma říjen, kdy jsou v této části dne hodnoty mírně vyšší než v předchozích měsících (denní průměr +0,3 °C oproti +0,2 °C). Průběh záporných hodnot dt vykazuje sezónní změny, nejnižší hodnoty v červenci (denní průměr -0,44°C), nejvyšší v říjnu (denní průměr -0,23°C). Celkový nejvyšší denní průměr byl v říjnu (+0,5°C), nejnižší v září (-0,6°C).

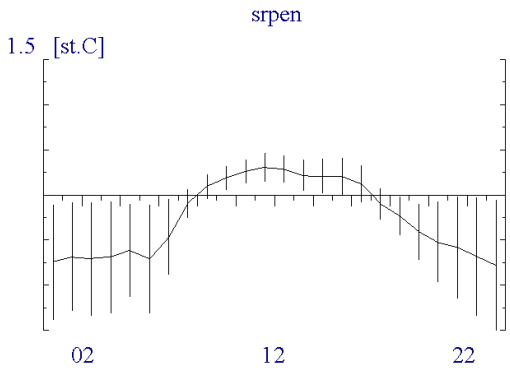
Obr.38 Průběh dt v průměrném dni



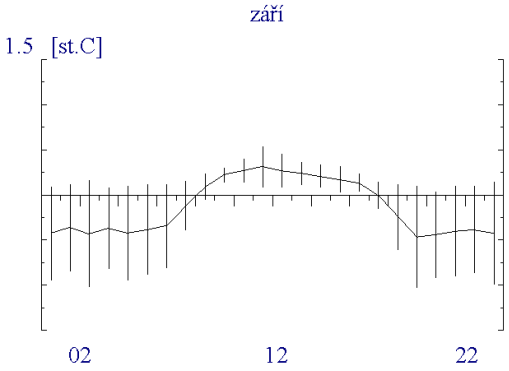
Obr.39



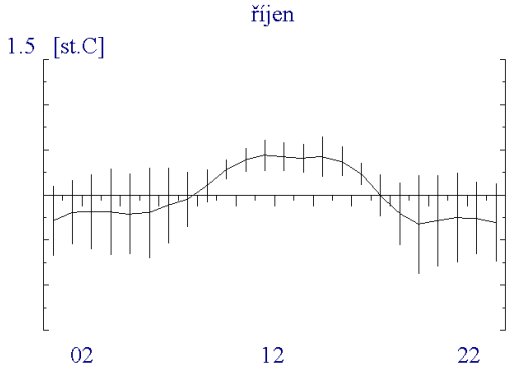
Obr.40



Obr.41



Obr.42



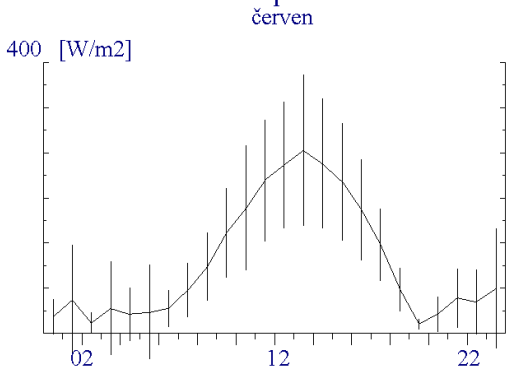
Nejvyšší celková denní amplituda dt průměrného dne činila až 2,6 °C, nejnižší hodnota byla naměřena 0,2 °C. Průměrné denní hodnoty v měsíci obsahuje tabulka VI.

Tab.č.VI. Průměrné denní hodnoty gradientu teploty vzduchu (ϕdt) a její amplitudy (a ϕdt), kladného gradientu (ϕ+dt) a záporného gradientu (ϕ-dt) teploty vzduchu v jednotlivých měsících [°C].

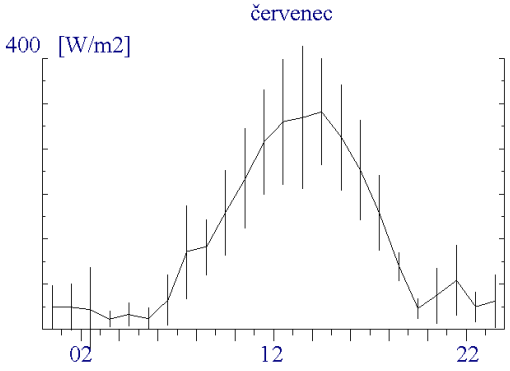
	č	če	s	z	ř
ϕ dt	0,06	-0,04	-0,1	-0,05	0,09
a ϕ dt	1,18	1,43	1,2	0,94	0,8
ϕ -dt	-0,35	-0,44	-0,4	-0,3	-0,23
ϕ +dt	0,26	0,23	0,21	0,19	0,3

Tok latentního tepla λEa má typický denní průběh s maximem kolem 13.30 hod.. Nejvyšších hodnot dosahuje tok latentního tepla v červenci, nejnižších v říjnu (obr.43 - 47). Průměrné denní hodnoty obsahuje tabulka VII.

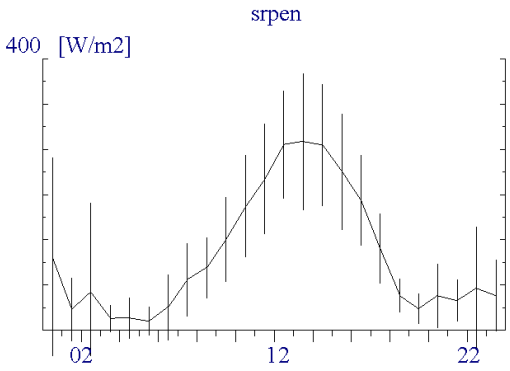
Obr.43 Průběh λEa v průměrném dni



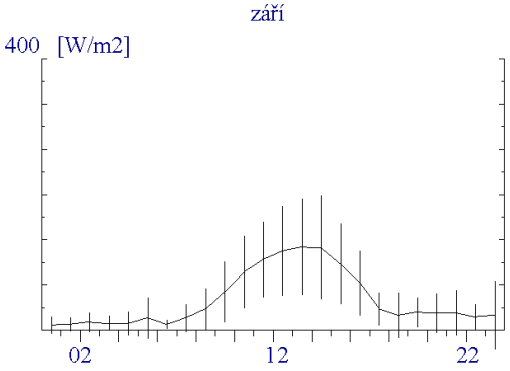
Obr.44



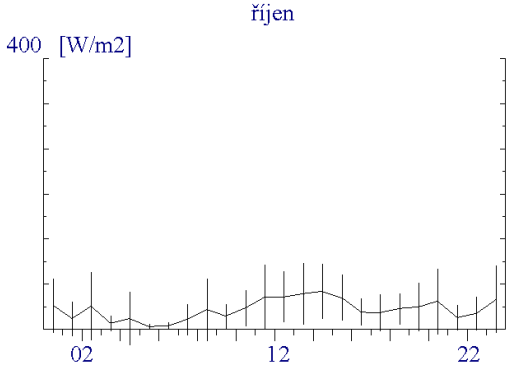
Obr.45



Obr.46



Obr.47

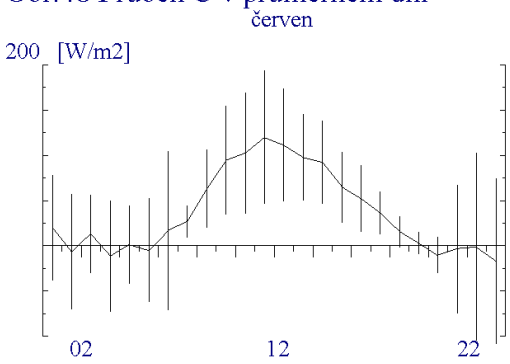


Tab.č.VII. Průměrné denní hodnoty toku latentního tepla (ϕλEa) [J cm^{-2}] a jejich amplitudy (aϕλEa) [W m^{-2}] v jednotlivých měsících.

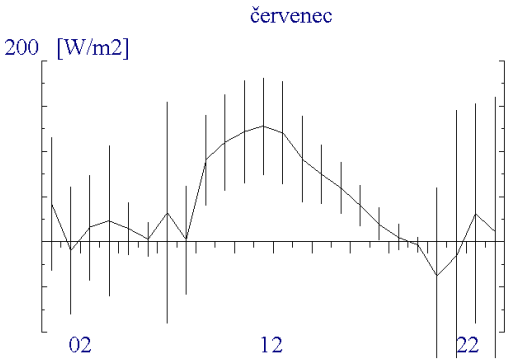
	č	če	s	z	ř
ϕλ Ea	857	1020	814	329	175
a ϕλ Ea	304	342	309	146	109

Tok zjevného tepla C kulminoval kolem 11.30 hod., tedy ještě před polednem (obr.48 - 52). Průměrné denní hodnoty obsahuje tabulka VIII.

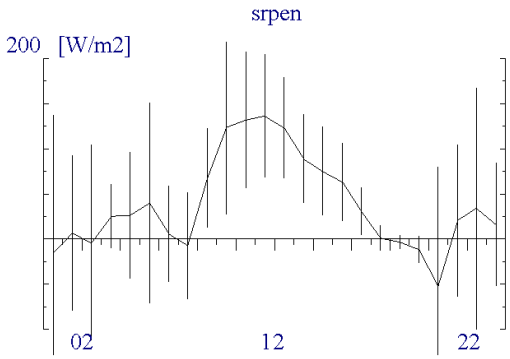
Obr.48 Průběh C v průměrném dni



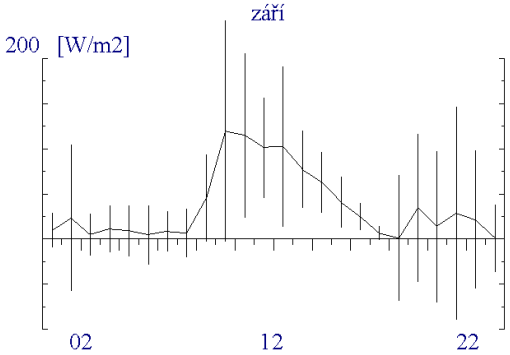
Obr.49



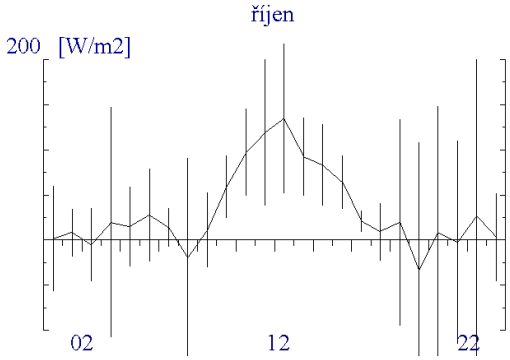
Obr.50



Obr.51



Obr.52

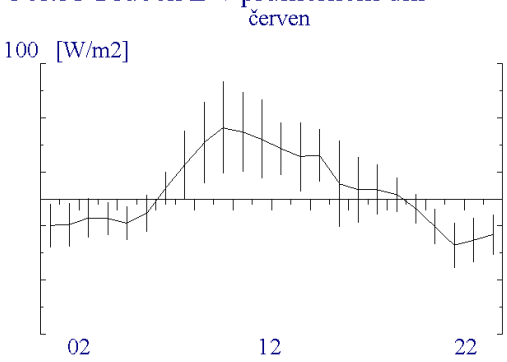


Tab.č.VIII. Průměrné denní hodnoty toku zjevného tepla (ϕC) [J cm^{-2}] a jejich amplitudy ($a\phi C$) [W m^{-2}] v jednotlivých měsících.

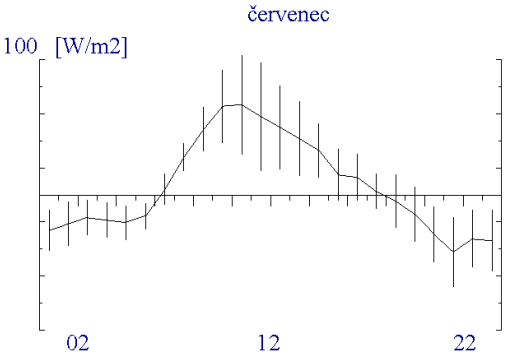
	č	če	s	z	ř
ϕ C	260	242	184	181	125
a ϕ C	243	258	280	167	181

Tok tepla pod aktivní povrch porostu B (= $G+J_{veg}$) (obr.53 - 57) kulminoval ko-

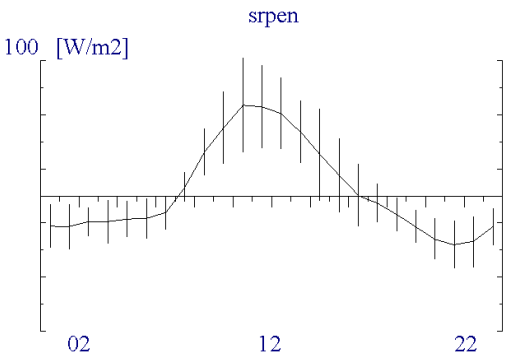
Obr.53 Průběh B v průměrném dni



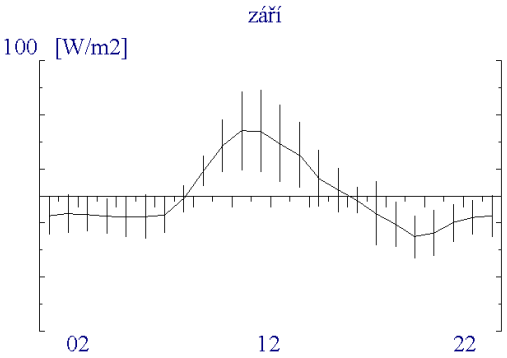
Obr.54



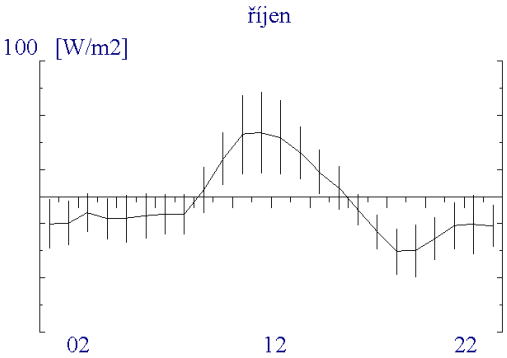
Obr.55



Obr.56



Obr.57



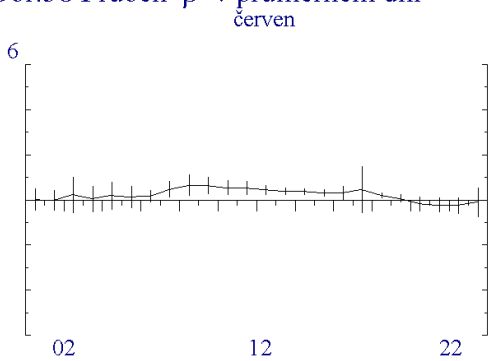
lem 11.30 hod.. Průměrné denní hodnoty obsahuje tabulka IX.

Tab.č.IX. Průměrné denní hodnoty toku tepla pod aktivní povrch porostu (ϕB) [J cm^{-2}] a jejich amplitudy (aϕB) [W m^{-2}] v jednotlivých měsících.

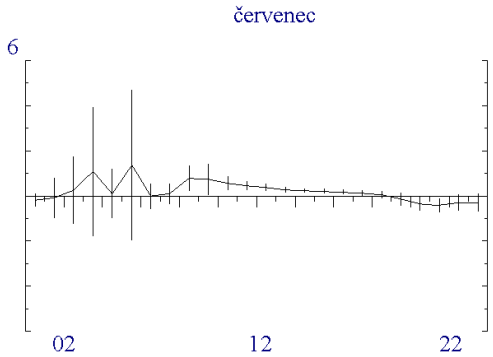
	č	če	s	z	ř
ϕ B	60	80	56	10	-3
a ϕ B	110	130	121	86	86

Průběh Bowenova poměru β jakožto nejvýznamnějšího ukazatele rozdělení spotřeby přijaté energie na tok latentního tepla a tok zjevného tepla má v průměrném dni jednotlivého měsíce charakteristický levostranně asymetrický průběh. Tento kulminuje v červnu mezi 8.00 - 9.00 hod. ráno, kdy průměrná denní hodnota, vypočtená z průměrné hodnoty gradientů teploty a vlhkosti, dosahuje maxima 0,6. Výrazný nárůst hodnot nastává mezi 6.00 - 7.00 hod. ranní, k přechodu od kladných k záporným hodnotám dochá-

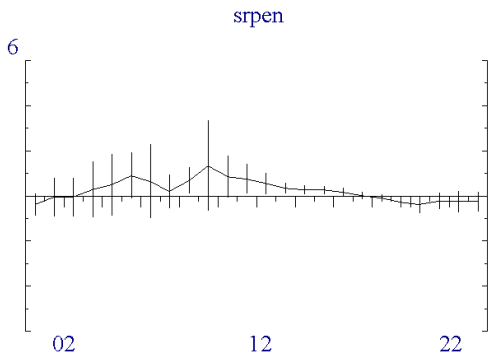
Obr.58 Průběh β v průměrném dni



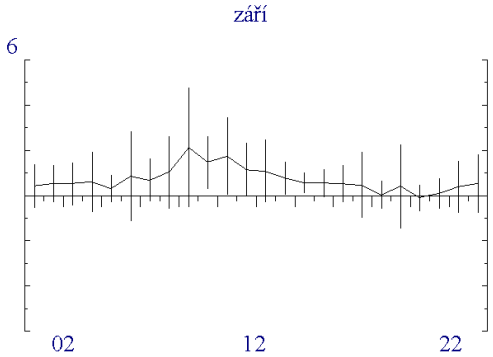
Obr.59



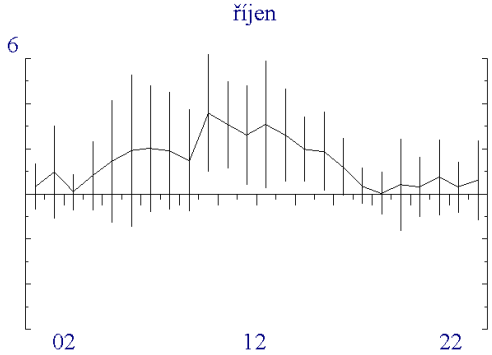
Obr.60



Obr.61



Obr.62



zí mezi 19.00 - 20.00 hod. (viz obr. 68).

V ostatních měsících je průběh Bowenova poměru β stále levostranně asymetric-

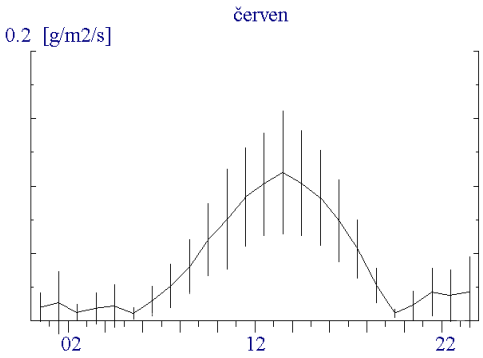
ký, kulminace se posunuje do srpna směrem k poledni. Ve zbývajících měsících je tento posun již pro větší rozptyl hodnot (vyšší standartní odchylka) méně patrný. Rovněž absolutní hodnota Bowenova poměru již od srpna, zejména pak v září a říjnu vzrostla. Průměrné denní hodnoty obsahuje tabulka X.

Tab.č.X. Průměrné denní hodnoty Bowenova poměru (ϕβ) a jejich amplitudy (a ϕβ) v jednotlivých měsících.

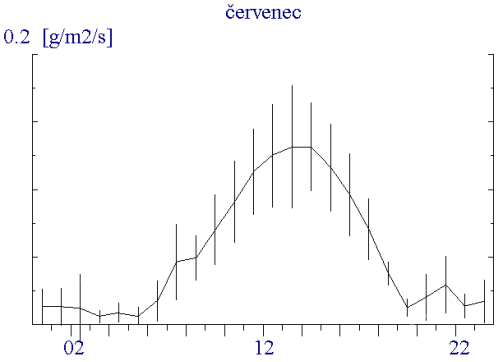
	č	če	s	z	ř
ϕ β	0,32	0,24	0,24	0,52	0,71
a ϕ β	1,63	2,53	2,72	3,99	5,53

Průměrný denní průběh evapotranspirace v jednotlivých měsících dokumentují obr. 63 - 67, průměrné denní hodnoty v měsíci tabulka XI.

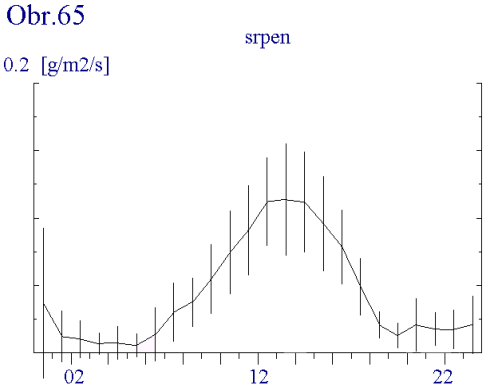
Obr.63 Průběh Ea v průměrném dni



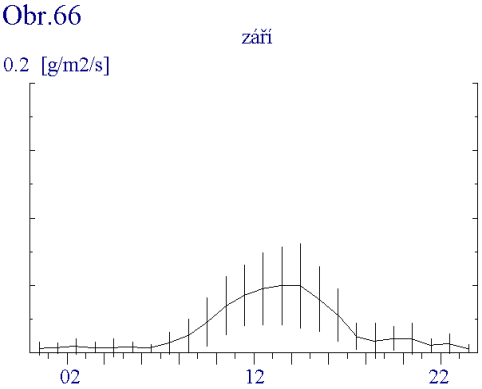
Obr.64



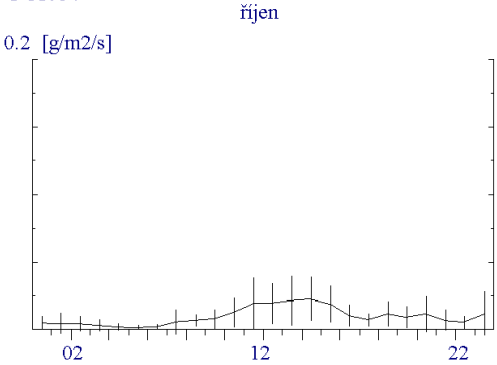
Obr.65



Obr.66



Obr.67



Tab.č.XI. Průměrné denní hodnoty skutečné evapotranspirace (ϕEa) [mm d^{-1}] v jednotlivých měsících.

	č	če	s	z	ř
ϕ Ea	3,48	4,16	3,32	1,33	0,71

Absolutně nejvyšší evapotranspirace byla naměřena 0,25 g $m^{-2}s^{-1}$ pro okamžitou hodnotu a 6,9 mm d^{-1} pro denní sumu v měsíci červenci.

3.3. Diskuse

Lesní porost má radiační bilanci vyšší než jiná rostlinná společenstva - o 10 až 25% (Pobědinskij a Krečmer, 1984). K většímu pochopení interakcí mezi lesem a atmosférou někteří autoři doporučují zjistit, jak je využitelná energie rozdělena mezi povrchem porostu a bylinnou či přízemní vegetací. Lindroth (1985) se zabývá sezónní variací složek akumulace energie na povrchu porostu a pro kratší periody rozdělením radiační bilance mezi povrchem porostu a podporostní vegetací a jejím využitím pro tok tepla. Rovněž podle Jonese (1986) musí být čistá radiace, absorbovaná vrstvou listů v porostu, měřena jako rozdíl Rn nad a pod touto vrstvou. Podle Baldocchiho a Vogela (1996) tok latentního tepla nad temperátním opadavým porostem byl třikrát vyšší než nad boreálním porostem borovice. V případě temperátního lesa byla řídícím faktorem využitelná energie, u boreálního lesa to byla kombinace vlivu sytostního doplňku a využitelné energie. V temperátním lese měl zvyšující se systostní doplněk stimulační účinek na transpiraci, v případě boreálního lesa vedl k negativní zpětné vazbě. Otevřenější charakter prostředí boreálního lesa zapříčinil značný výpar, výměnu CO_2 i tepelnou výměnu v podrostu (20 - 30% celkové výměny látek a energie), zatímco u temperátního lesa byl tento podíl mnohem menší. Ambulantní měření Kellihera et al. (1992) (6 dní) v temperátním, listnatém opadavém lese s LAI (index listové plochy) = 7 a výškou až 36 m ukázalo na výpar z půdy 10 až 20% evapotranspirace, tzn. asi 0,5 mm za den. Evapotranspirace byla měřena metodou korelací. Gutierrez, Meinzer (1994) uvádějí při LAI 1,4 podíl spotřeby latentního tepla podrostem kolem 60% celkové spotřeby latentního tepla porostu jako celku, při LAI 6,7 se však spotřeba latentního tepla téměř ze 100% přesunuje na hlavní porost. V tomto případě šlo o kávovníkové živé ploty. Bednářová (osobní sdělení) zjistila hodnotu LAI lužního lesa mezi 8 a 9, lze tedy předpokládat převážný podíl spotřeby latentního tepla hlavním porostem.

Noční hodnoty výparu nejlépe ilustrují obrázky 63 - 67, kdy tyto hodnoty v letních měsících (0,025 mm hod^{-1}) činí 15 - 20% průměrné maximální hodinové hodnoty evapotranspirace (0,13 mm hod^{-1}) a asi 7% (0,0015 mm hod^{-1}) průměrné maximální hodi-

nové hodnoty evapotranspirace v říjnu (0,023 mm hod^{-1}). Tedy hodnoty v letních měsících vyšší, v říjnu shodné s těmi, jaké uvádějí Iritz, Lindroth (1994), kdy jejich měření noční hodnoty evapotranspirace (0,013 mm hod^{-1}) ve vrbovém porostu představovaly 7% maximální hodinové (0,18 mm hod^{-1}) a 4% denní sumy evapotranspirace.

Konkrétně naměřený posun gradientu vlhkosti vzduchu oproti gradientu teploty vzduchu, určující tvar průběhu Bowenova poměru (Pivec, 1994), je pravděpodobně dán zvýšeným přechodovým odporem pro vodní páru mezi daným ekosystémem a přilehlou vrstvou atmosféry. Vyšší teplota vzduchu blíže povrchu porostu by při dostatečném zásobení tohoto vodou vytvořila podmínky pro paralelní zvýšení množství vodní páry v něm obsažené a tedy i vlhkostního gradientu. Již tedy vztah průběhu teplotního a vlhkostního gradientu nad porostem, domnívám se, může napovědět o jeho zásobenosti vodou. Nárůst teplotního gradientu za současného poklesu gradientu vlhkosti souvisí zřejmě s celkovým poklesem vlhkosti vzduchu nad porostem ke konci vegetační sezóny. Zpoždění gradientu vlhkosti oproti gradientu teploty, zdá se, zapříčiňuje i zpoždění denního průběhu skutečného výparu vzhledem k radiační bilanci, při měření v roce 1979 prakticky nezaznamenané (Židek, 1991).

Obdobné zpoždění výparu za radiační bilancí popisuje Maki (1991) na sušší lokalitě (písečná pláž), metodu Bowenova poměru pokládá za vhodnější pro vlhké lokality (pšeničné pole). Denní průběh Bowenova poměru v obou případech autor zjistil levostranně asymetrický vzhledem k poledni, stejně jako uvádějí autoři Holmes, Wronski (1981) v borovém porostu za sucha. Stejný jev zobrazují grafy Heilmana et al. (1989) při simultánním měření Bowenova poměru nad aerodynamicky hladkým travním porostem za účelem posuzování vlivu vzdálenosti měřiště od okraje porostu. Obdobné výsledky popisuje Bernhofer, Gay (1989) v dospělém dubovém lese na sever od Vídně. Lindroth (1985) zjistil v borovém porostu v okolí Jädraasu (Švédsko) vcelku symetrický denní průběh Bowenova poměru, odpovídající východu a západu slunce. Rovněž poměr latentního tepla a radiační bilance zaznamenal - v souladu s našimi výsledky - proměnlivý v průběhu sezóny s hodnotami 40% v květnu a 60% v srpnu a září. Pouze Pitacco, Gallina-

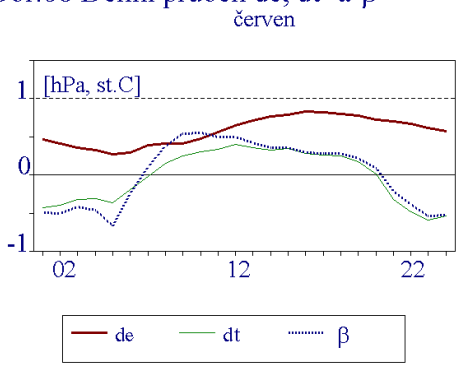
ro (1996) naměřili v porostech *Quercus ilex* metodou Bowenova poměru větší spotřebu latentního tepla v časných ranních hodinách. Zjevné teplo se naopak uvolňovalo především po poledni. Toto zjištění autorům potvrdilo i současné měření transpirace. Malek, Bingham (1993) uvádějí, že stanovení skutečné evapotranspirace metodou vodní bilance činilo 98% hodnoty stanovené metodou Bowenova poměru.

V měsíci září a říjnu hodnoty Bowenova poměru značně kolísají a jsou vyšší, z části vlivem sníženého gradientu vlhkosti vzduchu, z části v důsledku zvýšeného gradientu teploty vzduchu nad povrchem porostu (viz tab.č.V.aVI.).

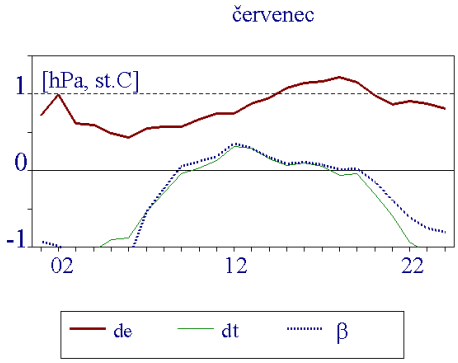
Modelový průběh Bowenova poměru na dané lokalitě lze rovněž odvodit z denního průběhu průměrných hodnot gradientů vlhkosti a teploty vzduchu. Jako příklad uvádím tento průběh v průměrném dni měsíce června a července (obr.68 a 69).

Určování Bowenova poměru a tudíž toku tepla zjevného a latentního vyžaduje vysoce přesné měření teplotního a vlhkostního gradientu nad porostem. Nad lesem jsou díky extrémním aerodynamickým vlastnostem jeho povrchu hodnoty těchto gradientů menší, než nad porostem polním. Výšky, ve kterých měření probíhá, jsou v lese mnohem větší. Proto je dosažení přesnosti pro teplotní diference ±0,01°C použitím čidel ve fixních úrovních velmi těžké. Tento problém je možno vyřešit použitím systému, ve kterém

Obr.68 Denní průběh de, dt a β



Obr.69



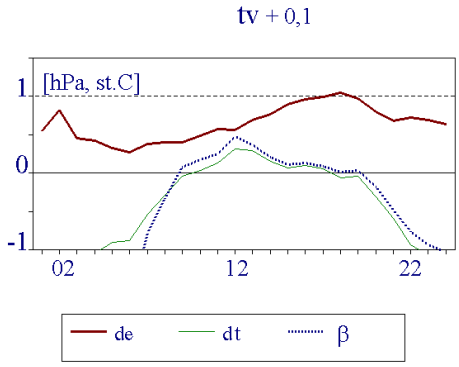
se čidla v pravidelných krátkých intervalech vyměňují. Tento systém použili Sargent & Tanner, 1967, Black & McNaughton, 1971, Gay & Fritschen, 1979, Spittlehouse & Black, 1980, McCaughey, 1981, McCaughey, 1985. Lindroth & Halldin (1990) přinesli srovnání měření gradientů fixními a výměnnými čidly, kdy prvním způsobem bylo dosa-

ženo přesnosti 0,02 K, zatímco druhým 0,003 K pro teplotní gradient, tedy řádově lepší, pro vlhkost byla dosažená hodnota přesnosti druhého způsobu měření 0,0016 g kg^{-1} na vzdálenost 5 m.

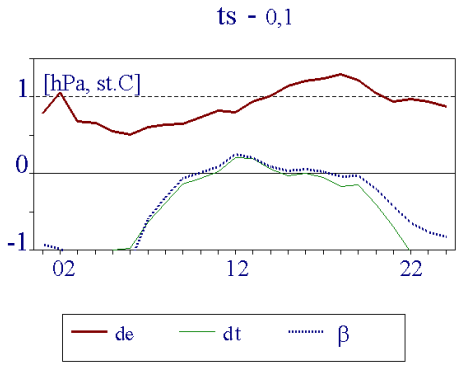
Vzhledem k aerodynamickým vlastnostem povrchu lesa je podle Fuchse & Tannera (1970) použitím fixních úrovní měření dosažení požadované přesnosti velmi složité. V mnou předložené práci byly použity k výpočtu Bowenova poměru hodnoty naměřené právě tímto způsobem. Nepřesnost byla odstraněna eliminací odchylek teploměrů natolik, že variabilita Bowenova poměru během dne nebyla velká, a jeho hodnot bylo možné použít k výpočtu zjevného a latentního tepla. Problematické bylo pouze měření při východu a západu Slunce, což shodně uvádí McCaughey & Brintnell, (1984) na základě měření v roce 1981 v Ontariu. Jarvis et al. (in Monteith, 1976) zjistil, že pro většinu jehličnatých lesů střední denní hodnota Bowenova poměru, počítáno z hodinových průměrů od 8.00 do 16.00 hodin se pohybuje od 0,1 do 1,5 pro suchý povrch a od -0,7 do 0,4 pro vlhký povrch. Těmto výsledkům odpovídá rozsah našich měření Bowenova poměru v lužním lese (denní průměr -0,1 až 1,2). Vysoká hodnota na konci září je způsobena nepřesností metody při existenci malého gradientu vlhkosti v atmosféře. Kelliher et al (1992) zjistil v jasném dni hodnotu Bowenova poměru mezi 1 a 2 s nižší, i zápornou, hodnotou kolem úsvitu a soumraku. Po dešti byly naměřeny hodnoty nižší, kolem 0,8, a relativně konstantní v průběhu dne.

K ověření vlivu nepřesnosti měření na stanovení β jsem upravil teplotu nejprve vlhkého, poté suchého teploměru v horním patře (tj. 40,5m) o 0,1 °C. K menšímu ovlivnění hodnoty β dochází úpravou teploty suchého teploměru, což vyplývá z rovnic (29) a (30). V tomto případě činí změna asi 15% neupravené hodnoty β (pův. hod.) průměrného dne v červenci (viz obr.69), v případě úpravy teploty vlhkého teploměru je tato hodnota asi 30%. Příklad ovlivnění průběhu Bowenova poměru touto úpravou v průměrném dni v měsíci červenci nejlépe ilustrují obrázky 70 - 73 a tabulka XII.

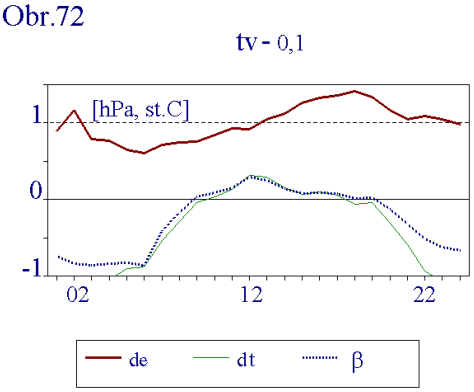
Obr.70



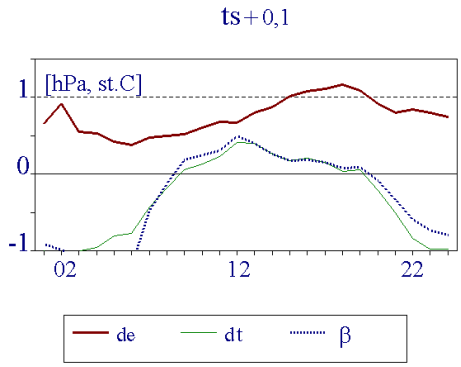
Obr.71



Obr.72



Obr.73



Tab.č.XII. Vliv úpravy teploty suchého (ts) a vlhkého (tv) teploměru na průměrné hodnoty de [hPa], dt [°C] a β na příkladu průměrného dne v červenci.

	ϕ de	ϕ dt	ϕ β	%
pův.hod.	0,82	-0,436	-0,348	0
tv + 0,1	0,645	-0,436	-0,483	-39
tv - 0,1	0,995	-0,436	-0,275	21
ts + 0,1	0,887	-0,536	-0,394	-13
ts - 0,1	0,754	-0,336	-0,294	16

K vyšším nepřesnostem stanovení Bowenova poměru tedy dochází při nekorektním měření vlhkého teploměru, zvláště v případě navýšení vlhkosti vzduchu v horní úrovni (snížení vlhkosti v dolní úrovni) měření, vedoucího k snížení gradientu vlhkosti vzduchu. Tedy udává-li vlhký teploměr v horní úrovni měření teplotu vyšší (ve spodní úrovni nižší) než je skutečná teplota korektního měření vlhkého teploměru.

Předpokládáme-li použitou metodu eliminace vzájemných odchylek teploměrů

obou psychrometrů, popsanou v kapitole 3.1.4., za dostatečnou, potom by možným zdrojem chyb měření teplot vlhkých teploměrů mohl být systém jejich vlhčení a jeho údržba. Ta byla prováděna se vší pečlivostí každý týden (kontrola psychrometrů, čištění teploměrů, dolévání destilované vody), výměna vlhčené látky (tzv. punčošek) každých čtrnáct dní. Rovněž rychlost obtékání teploměrů obou psychrometrů byla totožná a více jak dostatečná (kolem 8 m s^{-1}).

Ve své práci (Pivec, 1992) uvádím trend sezonního průběhu albeda lužního lesa - tzv. tvrdého luhu, vzniklý poměrem polynomické náhrady odraženého a dopadajícího záření. Ukazuje na souvislost albeda a vývoje listové plochy průměrného listu a také vliv žloutnutí listí a výšky Slunce nad obzorem na průběh albeda. To zaznamenalo dvě vývojové vlny během vegetační sezóny: první jarní vlna byla doprovázena změnou albeda z 10 na 15% v odezvu na rašení listí, druhá podzimní se změnou albeda ze 14 na 18% v důsledku stárnutí listí a zmenšení výšky Slunce nad obzorem. Stanhill (1969) uvádí hodnoty albeda z ambulantních měření ve smíšeném listnatém lese v Tennessee dne 19.8. 11% (úhel Slunce 67° nad obzorem, insolace 4,4 J/cm^2/min), kdy byly stromy olistěny, dne 25.10. 13% (úhel Slunce 44°, insolace 0,5 J/cm^2/min) na vrcholu podzimního zbarvení listí a dne 1.4. 10% (úhel Slunce 58°, insolace 1,5 J/cm^2/min) když les nebyl olistěn. McCaughey (1987) uvádí, že denní průměrná hodnota albeda v Ontariu kolísala od 12% do 15% v době plného olistění v létě, v zimě v období bez sněhové pokrývky klesla na 10% (naopak s ní stoupla na 50%). Změna v albedu zjara a na podzim byla velmi dobře patrná v souvislosti s vývojem listů. Jako příčinu rychlého snížení albeda uvádí opad listí během pouhých čtyř dnů (ze 14% na 10%) a naopak zvýšení albeda podmiňuje rozvoj listové plochy mezi 142. a 160. dnem v roce. Od tohoto dne albedo udržovalo sezónní průměr 15% až do 290. dne. Navíc uvádí, že zjistil závislost hodinových průměrů albeda na zenitálním úhlu Slunce, atmosferické transmisivitě a vlhkosti. Při částečné oblačnosti a hlavně při jasné obloze zjistil změnu albeda od 12,1% kolem poledne na 34,2%, když zenitální úhel překročil 85°. Uvádí, že je to největší změna, zaznamenaná v jemu známých pracích. Vlhkost měla vliv na změnu albeda až od zenitálního úhlu Slunce nad 65°, kdy vlhký po-

vrch odrážel více. Hodinové hodnoty závisely na zenitálním úhlu Slunce tím více, čím byla obloha jasnější a povrch sušší. De Walle & Guir (1973) nenalezli závislost mezi změnou albeda a změnou barvy listů. Albedo se však rychle měnilo při opadu listí (ze 17% na 14,5%).

Lesy mají menší odrazivost než bylinné porosty, a proto dostávají (pohlcují) větší množství zářivé energie. Největší rozdíly jsou v zimě, když leží na volné ploše sněhová pokrývka. Přesto má les nižší povrchové teploty. To je způsobeno tím, že aktivní povrch lesa je velmi členitý a mnoho tepla se spotřebuje na výpar - intercepční výpar a transpiraci. Je-li potenciální výpar pro holou půdu 100%, pak je pro lesní porost 200% a pro zemědělské rostliny 178% (Pobědinskij a Krečmer, 1984). Evapotranspirace dosahuje maxima ve 12-14 hodin a minima před východem Slunce (Petrík a kol., 1986). Rutter (in Sopper & Lull, 1967) uvádí, že množství vypařené vody z intercepce je průměrně 4x větší než transpirační tok za stejných podmínek a činí 1-3 mm za den v zimě a 7-10 mm v létě. Toto množství převyšuje radiační bilanci na zemském povrchu. Rutter stanovil, že dodatečná energie je získána z tepla vzduchu. U zapojených porostů je převládající složkou transpirace.

McCaughey (1981) zjistil, že tok tepla do půdy nabývá ve slunečných dnech kladných hodnot při východu Slunce, rychle roste až do 9.00, kdy dosahuje vrcholu. Další vrchol nastává kolem poledne. Potom tok tepla do půdy klesá a kolísá mezi malými kladnými a zápornými hodnotami až do 16.00, kdy se ustálí na záporných hodnotách. Při oblačnosti se velikost toku redukuje a oba vrcholy se zpožďují.

Podle Monteithe (1975) je tok tepla do půdy maximální kolem poledne, kdy je maximální i teplota vzduchu a tok radiační bilance. Pod velmi hustými porosty je tok tepla do půdy menší než 5 W/m^2a může být zanedbán. V řidších porostech za jasného počasí je tok tepla do půdy nezanedbatelná složka radiační bilance.

Podle McCaugheye & Saxtona (1988) se relativní hodnota tepla akumulovaného vegetací blíží 1-3% Rn během jasného dne. Ve dne byla vzácně vyšší než 5% Rn a v noci vždy vyšší než 16% Rn. Za jasných nocí přesáhla akumulace energie v porostu -60 Wm^{-2},

i když obecně bývá -35 a -50 Wm^{-2}. Déšť a oblačnost velikost akumulace energie v porostu redukují. Po východu Slunce nastal rychlý růst, který překročil i 100 Wm^{-2} v 9.00 hodin. Vysoký tok trval do poledne, potom začal klesat. Uvolnění energie začalo mezi 14.00 - 16.00 hodinou. Zanedbání akumulace energie v porostu v energetické bilanci limituje přesnost stanovení zjevného a latentního toku tepla metodou Bowenova poměru. McIlroy & Dunin (1982) odvodili akumulaci energie v porostu rovnu 10% Rn. McCaughey & Saxton (1988) uvádí jiné výsledky: při jasné obloze byla akumulace energie v porostu během noci větší než 50% Rn, při východu Slunce často větší než 100% Rn. Dopoledne byla větší než 20% Rn, v poledne klesla pod 10% Rn a tak zůstala až do západu Slunce, kdy dosahovala opět hodnot vyšších než 100% Rn. Naopak za oblačného dne zůstala větší než 10% Rn i během dne. Jarvis et al. (1976) uvádí, že u hustých porostů je množství tepla ve vegetaci malé, protože většina dopadu záření a výměny energie se odehrává v horních částech porostu. Pro smrk sitku ve Fetteressu byl tento akumulační tok menší než 1% Rn v poledne, ale byl i větší než 15% v 8.00 hodin. Celodenní suma akumulovaného toku představovala jen 1-4% Rn.

V minulosti se objevil problém, jaká má být vzdálenost jednotlivých mikrometeorologických měření nad drsnými povrchy, ale stále chybí obecné kvantitativní výsledky. Lettauův postup podle přibližného odhadu (Fritchen et al., 1973) doporučuje výšku čidel nad povrchem nejméně 5x vyšší, než je drsnostní koeficient. Garattova zjištění (1978) udávají, při platnosti logaritmického zákona, minimální výšku rovnu 4,5 násobku výšky porostu pro přenos hybnosti a 3 násobku výšky porostu pro tepelný přenos. Cellier a Olioso (1993) uvádějí, že metoda Bowenova poměru umožňuje měření při relativně malém poměru fetch vzdálenosti (což je délka dráhy větru nad povrchem s homogenní aerodynamickou drsností, měřená od okraje tohoto povrchu) ku výšce. Limitující je pouze výskyt silného toku tepla advekcí.

Z četných měření vyplynula odpovídající fetch vzdálenost pro les nejméně 1 km a to hlavně díky vlivu advekce na energetickou bilanci. Protože turbulentní vrstva roste rychleji, když je drsnost větší, zdá se, že doporučený poměr výšky ke vzdálenosti fetch se

pro lesy jeví vyšší než pro povrchy s menší drsností (Tajchman, 1981).

Věže, které jsou osazeny schody a rameny s přístroji, produkují vlastní mikroklima. Eliminaci chyb, způsobených vlivem věže, by mohlo přispět oddělení věží s přístroji pro měření jednotlivých veličin. Takové uspořádání bylo použito Tajchmanem (1973), kdy byla čidla na měření záření, teploty a anemometry na různých stožárech. V našem případě nebylo takové uspořádání technicky možné. Dabberdt (1968) popisuje snížení rychlosti větru až o 35% v závětří třístranné věže a zvýšení až o 19% podél jejích stran. Wucknitz (1977) uvádí, že k redukci věží způsobených chyb asi na 1% rychlosti větru je třeba, aby byla vzdálenost mezi věží a anemometrem rovna 40ti násobku poloměru věže. Vezmeme-li uvedená čísla jako rozsah chyb měřené rychlosti větru a za předpokladu, že chyba 1% v rychlosti větru může způsobit chybu 10% v gradientu rychlosti větru, je zřejmé, že obdržená data s uvedenou přesností, měřená obvykle používanými anemometry, jsou pro analýzu větrných profilů nad lesy obtížně použitelná.

Srovnání výsledků měření v obou letech vycházejí z předpokladu, že technické vybavení bylo na srovnatelné úrovni. V roce 1979 (v tzv. druhé variantě) - jak uvádí Židek (1991) - bylo použito k měření psychrometrické diference termočlánků, teplotního gradientu nad porostem pak dlouhého termočlánku, spojujícího suché teploměry psychrometrů vlastní konstrukce, osazených odporovými platinovými teploměry Ptk 100. Záznam byl prováděn linearizovaným zapisovačem, s rozsahem pro psychrometrické diference 0 - 10 (12)°C, teplotní gradient nad porostem pak ±3 (5)°C s nulou uprostřed záznamu. V roce 1988 byly paralelně měřeny absolutní teploty suchého a vlhkého teploměru továrními psychrometry THIES (BRD), osazenými skleněnými odporovými platinovými teploměry. Takto získané hodnoty byly dodatečně korigovány na základě vzájemné korelace teplot, produkovaných teploměry vedle sebe měřících psychrometrů bez vlhčení po dobu asi 14 dní v teplotním rozsahu 5 - 25 °C. Registrace měřených hodnot probíhala automatickou multikanálovou měřící ústřednou konstrukce Veit, Kučera, tedy odpadl problém digitalizace dat. Další technickou odlišností byly použité typy bilancoměrů. V roce 1979 malé bilancoměry Schenk, typ 8110, měřící bilanci přímo na výstupu. V roce

1988 velké bilancoměry Schenk, typ 8111, měřící odděleně dopadající i odraženou složku radiační bilance.

Z metodického hlediska pak odlišnost představuje stanovení toku tepla do půdy. V roce 1979 byl vypočten z hodinových změn teplot půdy v jednotlivých hloubkách 2, 5, 10, 20 a 50 cm s použitím hodnot objemového tepla pro vrstvu 0 - 25 cm a 25 - 50 cm v závislosti na měnící se objemové vlhkosti půdy. V roce 1988 bylo toto stanovení prováděno přímo pomocí tzv. heat flux plate, jejíž princip spočívá v propojení množství (v případě použitého typu 800) termočlánků, schopných zaznamenat teplotní rozdíl na obou stranách destičky, cca 10 mm tlusté, v níž jsou tyto zality (Lukopren S). Přímé měření tepelného toku je přesnější než jeho stanovení na základě více méně podloženého odhadu jednotlivých ovlivňujících půdních činitelů. Instalace čidla však nesmí významně změnit fyzikální charakteristiky půdy nad ani pod čidlem a to samo v místě instalace nesmí usnadňovat tok tepla v půdě ani se chovat jako tepelný odpor.

Další odlišnost představuje použitý algoritmus výpočtu tlaku vodní páry, v roce 1979 dle Tetensova vzorce (Weiss 1977). V roce 1988 byly použity vzorce (29) a (30). Rozdíl stanovení mezi oběma algoritmy činí 0,4% v rozsahu teplot 10 - 40°C a je tudíž zanedbatelný.

Měření některých vstupů je tedy možno v roce 1979 považovat za přesnější (např. gradient teplot vzduchu nad porostem díky použití dlouhého termočlánku), jiné méně přesné (digitalizace záznamu, výpočet toku tepla do půdy) než v roce 1988. V každém případě nedošlo k řádovému rozdílu u žádné z měřených veličin mezi oběma měřeními.

Při analýze vztahu potenciálního a skutečného výparu byly v obou případech vybrány jak dny jasné a polojasné, tak dny zatažené a deštivé, aby platnost dosažených výsledků byla obecnější.

Naznačená možnost porovnání stanovení evapotranspirace metodou Bowenova poměru s aerodynamickou metodou (viz str.16) nebyla využita z důvodů uvedených Novákem (Novák, 1995). Porovnání s měřeními transpiračních průtoků bude ale nemohlo být prozatím učiněno díky absenci dosud nepublikovaných výsledků dlouhodobě připra-

vované syntézy veškerých měření na dané lokalitě, na jejímž vydání se intenzivně pracuje. V této syntéze bude již řešen přepočet transpirace jednotlivých stromů na celý porost (Čermák, ústní sdělení).

Za posledních dvacet let došlo k poklesu průtoku vody v řece Dyji (ze 47 m^3s^{-1} v roce 1970 na 34 m^3s^{-1} v roce 1988, v roce 1978 činil 22 m^3s^{-1}), hladiny spodní vody (byť v roce 1978 činila 172cm od povrchu půdy, v roce 1988 142 cm, v roce 1970 94 cm) a poklesu zásoby půdní vody (1970 391mm, 1978 364mm, 1988 345mm) v půdním profilu do hloubky 1m od povrchu (Černý, 1990). Lze očekávat, že zamezení přirozeným záplavám a snížení zásoby půdní vody povede ke zvýšení přechodového odporu při uvolňování vody z ekosystému lužního lesa do atmosféry.

O vysychání stanoviště svědčí změna množství, struktury a životních procesů půdní mikroflory, rapidní vzrůst provzdušněnosti půdy po roce 1973, rychlý nárůst respirace CO_2 a aerobních bakterií a mikromycet a s tím spojená amonifikace a nitrifikace (Grunda et al., 1991), pokles porostní hustoty a nad i podzemní biomasy dominantních i subdominantních druhů bylinného patra (ze 140 g m^{-2} v neretardovaném stavu na 64 g m^{-2} po sedmi a na 50 g m^{-2} po deseti letech od počátku změn) (Vašíček, 1991a). Současnou situaci změn bylinného patra lze charakterizovat jako vývojovou změnu struktury směrem k suchým společenstvím (Vašíček, 1991b). Rovněž po deseti letech od počátku změn došlo k poklesu produkce biomasy keřového patra o více než 25% ve srovnání s obdobím záplav, u svídy krvavé, jejíž kořenový systém byl lépe přizpůsoben povrchovým záplavám, až fatálnímu (Vašíček, 1991c). Čermák (Čermák et al., 1991) upozorňuje, že ačkoliv nebyl žádný z předpokládaných projevů vodního stresu v roce 1979 zjevný, částečný pokles sklonu křivky závislosti transpirace na potenciální evapotranspiraci (dle Penmana - Penman, 1948) spolu s mírným poklesem amplitudy denního průběhu transpirace těsně před koncem růstové sezóny indikuje jisté omezení zásobování porostu vodou. Tato situace se zdála být výrazná u druhů s mělkým kořenovým systémem, což by nasvědčovalo větší pravděpodobnosti změn vlhkosti pouze v povrchové vrstvě půdy. Transpirační tok před a po úpravách vykazoval malý (10%) rozdíl, kolísající v průběhu

roku, dub transpiroval mnohem efektivněji po úpravě vodního režimu stanoviště než před ní. Všechny tyto změny neprobíhaly za ustálených podmínek, jejichž dosažení autor předpovídal po uplynutí kolem 15 let od posledního periodického zaplavení.

Ve stromovém patře došlo k redukci celkového počtu jedinců v roce 1984 oproti roku 1979 o 11%, zejména negativní selekcí podúrovňových stromů nejmenších průměrů (zvláště jasanů), celková hektarová zásoba dřevní hmoty vzrostla o 10%, výčetní základna o 9%, byl zaznamenán lehký nárůst poměrného zastoupení jasanu a lípy za současného poklesu zastoupení dubu (Vyskot, 1991). Největší roční přírůsty v letech 1976-1984 byly stejným autorem zaznamenány u dominantních a úrovňových jasanů (téměř 5mm a 3.6mm ve výčetní tloušťce), menší u dubu (téměř 1,6 u dominantních a 1,4 u úrovňových jedinců), obojí s kulminací v červnu.

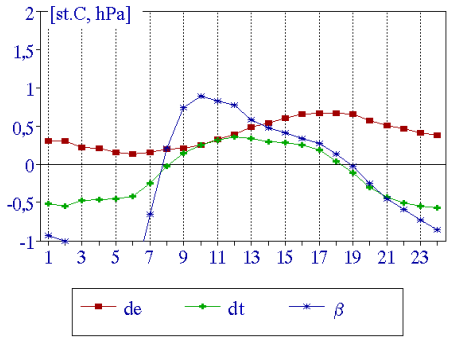
Ke změnám došlo rovněž v zoocenózách lužního lesa, kdy došlo např. u hmyzu k redukci až vymizení hydro a hygrofilních druhů (Křístek, 1991). Vysychání stanoviště mělo nepříznivý vliv i na složení a populační hustotu hmyzožravých savců (Zejda, 1991) a na vodu vázaných druhů ptactva (Bauer, 1991).

Příčiny poklesu směrnice přímky závislosti skutečného a potenciálního výparu oproti roku 1979 lze přisoudit vysychání stanoviště. Nelze vyloučit ani vliv výše prokázaného vyššího srážkového deficitu v roce 1988. Dalším spotřebu vody ovlivňujícím faktorem mohlo být odlišné věkové i druhové složení porostu, tedy snížení počtu jedinců (zejména jasan, lípa), které mohlo být na druhé straně kompenzováno nárůstem produkce biomasy (porostní zásoby).

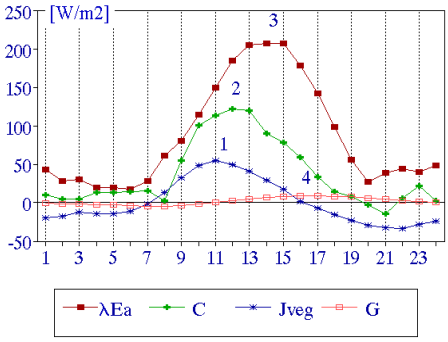
3.4. Závěr

Skutečná evapotranspirace byla danou metodou měřitelná podstatnou část sezóny. Od počátku září jsme zaznamenali pokles evapotranspirace i přes dostatečný příkon energie slunečního záření, zhruba od poloviny října indikuje v denním průběhu spíše neutrální gradient vlhkosti vzduchu nad porostem minimální evapotranspiraci, danou metodou prakticky neměřitelnou. Dosahovala maxima cca 0,9 mm $m^{-2}h^{-1}$ asi jednu hodinu po kulminaci radiační bilance. V průběhu průměrného dne celé sezóny se gradient vlhkosti vzduchu nad porostem, většinu období kladný po celý den, asi 5 - 6 hodin opožďoval za gradientem teploty vzduchu, průběh Bowenova poměru vzhledem k poledni byl levostranně asymetrický (obr.74).

Obr.74 Průběh de, dt a β



Obr.75 Průběh λEa, C, Jveg a G



Jednotlivé toky energie v průběhu průměrného dne celé sezóny kulminují v pořadí J_{veg}, C, λEa a G (viz obr.75). Časový posun kulminace prvního a posledního toku činí 6 - 7 hodin.

Ve vztahu skutečné evapotranspirace a evapotranspiračních požadavků prostředí, vyjádřených empirickým algoritmem dle Turca, byla zjištěna výrazná změna závislosti Ep na Ea oproti roku 1979 - pokles směrnice asi o 22% a osmi až devítinásobné zvýšení absolutního členu. Příčina je daná zřejmě poklesem hladiny a zásob půdní vody v důsledku vodohospodářských úprav, nelze vyloučit ani vliv většího srážkového deficitu v roce posledního měření, či vliv změn věkové i druhové skladby porostu.

Poměr měsíční sumy toku latentního a zjevného tepla k radiační bilanci (λEa/Rn a C/Rn) činil v červnu až srpnu kolem 70%, respektive 24%, v září a zejména pak říjnu se

podíl obou toků na radiační bilanci počal vyrovnávat. Zbývajících maximálně 6% radiační bilance představovala měsíční suma toku tepla pod aktivní povrch porostu (B).

Při použití stejné metody i přes odlišné technické vybavení byly naměřeny po desetileté pauze nižší hodnoty skutečné evapotranspirace. Uvedenému poznatku nasvědčuje i zpožďování gradientu vlhkosti (resp. náběžné části křivky a kulminace skutečné evapotranspirace) oproti gradientu teploty (resp. náběžné části křivky a kulminaci radiační bilance) v denním průběhu. Příčinou bylo pravděpodobně vysychání stanoviště částečně v kombinaci s větším srážkovým deficitem oproti roku předchozího měření, kdy výpar byl v období IV-X pokryt srážkami asi z 52% (tj. o téměř 10% více než v roce 1988) a změnou věkové a druhové skladby porostu. Danou změnu v odezvě fytocenózy na okolní prostředí z hlediska výparu lze považovat za potvrzení hypotézy (Čermák et al., 1991) o dlouhodobém ustalování podmínek na daném stanovišti od poslední pravidelné záplavy.

Tab.XIII Denní průběh vybraných veličin v jasném (4.červen) dni

hod	de (hPa)	dT (st.C)	Bowen	Ea (g/m2/s)	lEa (W/m2)	C (W/m2)	Rn (W/m2)	Jveg (W/m2)	G (W/m2)
1	0,4	-1,4	-2,3				-1,4	-39,2	0,4
2	0,1	-0,9	-6,9				-3,0	-23,2	-0,8
3	0,0	-1,0	-38,8				-5,4	-34,9	-2,2
4	0,0	-1,4	-69,8				-6,0	-17,2	-3,4
5	0,1	-1,0	-6,3				2,7	-19,8	-4,4
6	0,3	-0,3	-0,4	0,045	111,2	-47,2	79,0	19,8	-4,8
7	0,4	0,2	0,6	0,029	71,0	43,8	159,2	48,2	-3,8
8	0,2	0,5	1,6	0,037	90,2	146,0	329,5	94,7	-1,3
9	0,3	0,7	1,5	0,053	129,5	195,1	440,3	112,8	2,9
10	0,5	0,7	1,1	0,082	201,0	219,5	524,2	96,4	7,3
11	0,6	1,0	1,2	0,090	221,4	273,1	583,6	77,5	11,6
12	0,7	1,0	1,0	0,103	251,7	262,8	589,4	59,0	16,0
13	0,7	0,8	0,8	0,117	286,8	243,0	591,6	42,2	19,7
14	0,8	0,9	0,8	0,109	266,5	219,0	540,6	32,7	22,4
15	1,0	0,8	0,6	0,109	265,8	164,9	455,7	1,3	23,8
16	0,9	0,6	0,5	0,085	208,4	107,8	329,9	-9,9	23,5
17	1,0	0,5	0,4	0,060	146,9	61,1	215,9	-14,6	22,6
18	0,8	0,2	0,2	0,027	64,7	15,3	73,8	-27,6	21,4
19	0,7	-0,2	-0,1	0,005	11,2	-1,4	-5,5	-34,4	19,2
20	0,6	-0,3	-0,3	0,013	32,0	-9,2	-5,0	-44,3	16,6
21	0,5	-0,3	-0,2	0,011	27,7	-6,8	-3,4	-38,3	14,0
22	0,5	-0,3	-0,3	0,007	16,6	-4,2	-3,4	-28,0	12,2
23	0,5	-0,1	0,0	0,012	29,4	-0,9	-3,5	-43,5	11,5
24	0,4	-0,1	0,1	0,002	5,9	0,3	-3,6	-22,4	12,6

Tab.XIV Denní průběh vybraných veličin v zataženém (5.červen) dni

hod	de (hPa)	dT (st.C)	Bowen	Ea (g/m2/s)	lEa (W/m2)	C (W/m2)	Rn (W/m2)	Jveg (W/m2)	G (W/m2)
1	0,3	0,0	0,2				-3,3	-10,8	11,3
2	0,4	0,0	0,2	0,007	16,7	3,6	-3,4	-33,1	9,5
3	0,4	0,0	0,2	0,003	7,1	1,2	-3,9	-20,2	8,0
4	0,4	0,0	0,1	0,003	6,5	0,9	-4,4	-18,5	6,7
5	0,4	0,0	0,2	0,000	0,3	0,0	-3,5	-9,5	5,6
6	0,4	0,0	0,2	0,006	15,1	2,5	3,1	-19,4	4,9
7	0,4	0,0	0,2	0,005	12,7	2,1	20,3	1,3	4,2
8	0,3	0,0	0,3	0,018	44,1	12,5	61,6	0,9	4,1
9	0,3	0,1	0,5	0,013	32,6	15,2	63,9	11,6	4,4
10	0,3	0,1	0,4	0,013	32,2	14,4	48,1	-3,4	4,9
11	0,3	0,1	0,5	0,014	34,5	17,8	55,0	-2,2	4,9
12	0,3	0,2	0,6	0,023	55,7	32,4	90,0	-3,0	4,9
13	0,3	0,1	0,4	0,023	55,7	22,3	69,6	-13,3	4,9
14	0,4	0,1	0,3	0,028	68,9	24,0	84,9	-12,5	4,5
15	0,3	0,1	0,3	0,014	33,8	11,3	42,1	-6,9	3,9
16	0,3	0,1	0,4	0,019	45,8	19,9	73,2	4,3	3,2
17	0,3	0,1	0,3	0,007	18,5	6,1	28,2	0,4	3,2
18	0,3	0,1	0,3	0,002	4,9	1,7	9,4	0,0	2,8
19	0,2	0,1	0,4	0,000	0,9	0,4	5,4	1,7	2,4
20	0,3	0,0	0,2				-1,7	0,4	2,1
21	0,3	-0,1	0,1	0,001	1,6	0,1	-4,2	-7,7	1,8
22	0,3	0,0	0,1	0,001	1,5	0,1	-4,0	-6,9	1,3
23	0,3	0,0	0,2				-4,0	-3,0	0,8
24	0,3	0,0	0,1	0,001	2,4	0,3	-4,1	-7,7	0,9

Tab.XV Denní průběh vybraných veličin v jasném (24.červenec) dni

hod	de (hPa)	dT (st.C)	Bowen	Ea (g/m2/s)	lEa (W/m2)	C (W/m2)	Rn (W/m2)	Jveg (W/m2)	G (W/m2)
1	0,7	-1,7	-1,5				-0,1	-26,7	9,8
2	0,7	-1,9	-1,8				0,0	-30,6	8,6
3	0,6	-1,4	-1,4				-0,5	-29,7	7,3
4	0,3	-0,7	-1,4				-1,3	-19,4	6,3
5	0,2	-0,6	-1,5	0,006	15,1	-22,5	-5,8	-3,9	5,5
6	0,3	-0,5	-1,1				35,6	16,4	5,2
7	0,3	-0,3	-0,5	0,079	193,2	-90,7	151,2	42,6	6,1
8	0,4	0,0	0,1	0,077	186,7	19,9	269,3	54,7	8,0
9	0,6	0,1	0,2	0,096	233,0	40,2	362,3	78,4	10,7
10	0,6	0,2	0,3	0,100	242,2	71,5	417,3	89,5	14,2
11	0,7	0,3	0,4	0,111	268,4	104,3	515,9	125,7	17,5
12	0,8	0,3	0,3	0,145	351,0	109,9	555,1	73,6	20,6
13	1,0	0,2	0,2	0,165	398,8	81,1	541,3	37,5	23,9
14	1,1	0,2	0,2	0,162	390,8	65,0	504,1	22,8	25,5
15	1,3	0,3	0,2	0,141	341,7	60,6	420,8	-7,3	25,9
16	1,3	0,1	0,1	0,123	297,3	25,9	314,1	-34,9	25,7
17	1,2	0,0	0,0	0,078	187,8	6,0	190,6	-28,0	24,7
18	1,1	-0,2	0,0	0,032	76,5	-3,5	68,2	-28,0	23,3
19	1,0	-0,4	-0,2	0,008	18,9	-4,2	-4,1	-40,5	21,7
20	0,9	-0,5	-0,3	0,021	50,2	-16,9	-2,0	-55,1	19,8
21	0,8	-0,4	-0,3	0,018	44,0	-13,3	-2,2	-50,8	17,9
22	0,8	-0,1	0,0	0,001	3,2	-0,1	-1,8	-20,7	15,8
23	0,6	0,0	0,1	0,037	90,7	5,9	-3,1	-113,2	13,5
24	0,5	0,0	0,1	0,023	56,1	4,4	-3,7	-74,0	9,9

Tab.XVI Denní průběh vybraných veličin v jasném (25.červenec) dni

hod	de (hPa)	dT (st.C)	Bowen	Ea (g/m2/s)	lEa (W/m2)	C (W/m2)	Rn (W/m2)	Jveg (W/m2)	G (W/m2)
1	0,4	0,0	0,1	0,002	4,8	0,7	-3,1	-15,9	7,4
2	0,4	0,0	0,2	0,001	1,7	0,3	-2,7	-11,2	6,4
3	0,4	0,0	0,2	0,003	8,1	1,5	-2,5	-17,7	5,6
4	0,4	0,0	0,2	0,007	17,0	3,0	-3,3	-28,0	4,6
5	0,3	0,0	0,2	0,007	16,5	3,5	-4,7	-28,0	3,2
6	0,3	0,0	0,2	0,006	15,3	2,5	15,0	-5,2	2,3
7	0,3	0,0	0,2	0,056	137,2	22,2	170,0	8,6	2,0
8	0,3	0,1	0,5	0,069	168,3	85,1	276,6	20,7	2,6
9	0,4	0,2	0,5	0,095	232,1	127,4	397,7	34,4	3,7
10	0,5	0,2	0,4	0,126	309,1	119,9	471,0	37,0	5,0
11	0,6	0,3	0,4	0,150	366,8	150,6	575,8	52,1	6,3
12	0,7	0,3	0,4	0,165	402,3	141,0	601,7	50,8	7,6
13	0,8	0,2	0,2	0,181	442,4	102,8	588,8	33,1	10,4
14	0,9	0,2	0,2	0,172	420,8	86,9	545,1	26,3	11,1
15	1,1	0,2	0,2	0,156	381,4	63,7	466,8	10,3	11,5
16	1,0	0,1	0,1	0,129	314,3	44,7	362,1	-8,6	11,7
17	1,1	0,0	0,1	0,092	225,3	19,2	240,8	-15,1	11,4
18	1,0	-0,1	0,0	0,047	115,2	0,0	97,9	-28,0	10,7
19	1,0	-0,3	-0,2	0,014	34,8	-6,1	1,3	-37,0	9,6
20	1,2	-1,1	-0,6	0,044	107,8	-61,7	-1,7	-56,0	8,2
21	1,1	-1,5	-0,9				0,0	-87,0	5,9
22	0,6	-1,1	-1,1				-0,9	-81,8	2,8
23	0,6	-0,8	-0,8	0,056	138,6	-111,0	-0,5	-28,4	0,3
24	0,4	-0,9	-1,4				-0,4	-41,3	-1,5

Tab.XVII Denní průběh vybraných veličin v jasném (26.červenec) dni

hod	de (hPa)	dT (st.C)	Bowen	Ea (g/m2/s)	lEa (W/m2)	C (W/m2)	Rn (W/m2)	Jveg (W/m2)	G (W/m2)
1	0,3	-0,9	-1,9				-0,8	-28,8	-3,1
2	0,2	-1,2	-3,5				-0,6	-32,3	-4,1
3	0,3	-1,4	-3,5				0,0	-25,8	-5,2
4	0,2	-1,7	-6,3				0,0	-28,4	-6,0
5	0,1	-1,4	-7,1				-3,3	-15,5	-7,0
6	0,0	-0,4	-4,8				44,3	3,4	-7,7
7	0,1	0,0	0,7	0,032	78,2	52,9	163,9	40,0	-7,2
8	0,2	0,2	1,0	0,045	111,3	106,9	286,3	73,2	-5,1
9	0,5	0,4	0,7	0,073	178,8	125,5	400,9	98,2	-1,6
10	0,7	0,4	0,5	0,101	248,0	122,3	495,5	122,7	2,5
11	0,7	0,4	0,4	0,141	343,0	139,4	563,6	74,9	6,2
12	1,0	0,6	0,5	0,140	342,1	171,9	592,1	68,4	9,5
13	0,9	0,5	0,4	0,150	365,2	152,8	582,0	50,8	13,2
14	1,3	0,5	0,3	0,154	374,2	120,2	534,2	25,0	14,9
15	1,3	0,4	0,2	0,140	341,2	80,6	455,4	17,7	16,0
16	1,4	0,2	0,2	0,120	292,2	45,1	350,4	-3,4	16,5
17	1,6	0,1	0,1	0,088	214,7	19,9	229,4	-21,5	16,3
18	2,0	-0,4	-0,1	0,049	118,7	-12,4	92,8	-28,8	15,4
19	1,4	-0,8	-0,3	0,014	33,7	-11,0	0,5	-36,2	14,0
20	1,3	-2,1	-1,0				-0,2	-62,4	12,1
21	0,8	-2,5	-1,9				0,0	-77,1	9,7
22	0,3	-2,4	-4,8				0,0	-57,7	7,2
23	0,8	-2,1	-1,7				0,0	-68,0	4,4
24	0,4	-2,1	-3,0				-0,3	-28,8	2,5

Tab.XVIII Denní průběh vybraných veličin v jasném (27.červenec) dni

hod	de (hPa)	dT (st.C)	Bowen	Ea (g/m2/s)	lEa (W/m2)	C (W/m2)	Rn (W/m2)	Jveg (W/m2)	G (W/m2)
1	0,4	-1,7	-2,5				-2,3	-44,3	0,7
2	0,9	-2,2	-1,6				-0,4	-18,1	-0,9
3	0,9	-1,9	-1,4				0,0	-36,2	-2,2
4	0,8	-1,7	-1,4				-0,4	-25,4	-3,4
5	0,4	-1,3	-2,2				-2,7	-22,0	-4,4
6	0,6	-0,9	-1,0				48,7	9,0	-5,1
7	0,2	-0,2	-0,4	0,089	219,3	-89,8	164,0	39,2	-4,7
8	0,4	0,2	0,4	0,061	149,4	66,4	283,1	70,2	-2,8
9	0,2	0,2	0,9	0,062	150,8	128,7	392,7	112,4	0,8
10	0,5	0,2	0,5	0,100	245,0	116,4	483,5	117,1	5,1
11	0,8	0,5	0,5	0,125	304,5	148,0	545,1	83,1	9,5
12	0,8	0,4	0,4	0,143	347,4	142,7	571,0	67,2	13,7
13	0,8	0,1	0,2	0,167	406,6	74,2	562,4	63,7	17,8
14	0,9	0,1	0,1	0,167	405,4	54,8	509,6	29,7	19,6
15	1,3	0,2	0,2	0,142	343,9	57,2	430,7	9,0	20,5
16	1,6	0,1	0,1	0,128	311,2	23,8	336,2	-19,4	20,6
17	1,3	-0,1	0,0	0,075	181,5	-3,4	176,1	-22,0	20,0
18	0,7	-0,1	0,0	0,027	65,8	-2,2	22,4	-59,8	18,5
19	0,6	-0,1	0,0	0,015	37,3	1,3	-2,2	-56,8	15,9
20	0,5	0,0	0,1	0,041	99,6	6,0	-3,0	-122,3	13,6
21	0,4	-0,1	0,0	0,047	115,0	2,0	-3,4	-128,7	8,3
22	0,3	-0,1	0,1	0,007	16,9	0,9	-3,1	-25,8	4,9
23	0,2	-0,1	-0,3				-3,3	-6,5	3,5
24	0,3	0,0	0,1				-3,8	-3,0	3,1

Tab.XIX Denní průběh vybraných veličin v jasném (28.červenec) dni

hod	de (hPa)	dT (st.C)	Bowen	Ea (g/m2/s)	lEa (W/m2)	C (W/m2)	Rn (W/m2)	Jveg (W/m2)	G (W/m2)
1	0,3	-0,1	-0,1	0,032	78,0	-5,0	-5,0	-80,1	2,1
2	0,2	-0,1	0,0	0,013	31,2	1,5	-4,4	-36,6	-0,5
3	0,1	0,0	0,5	0,003	7,0	3,5	-4,2	-12,1	-2,6
4	0,1	0,0	0,6	0,005	12,3	7,0	-4,2	-19,4	-4,0
5	0,1	0,0	0,7	0,003	7,0	5,2	-8,1	-15,1	-5,2
6	-0,1	-0,1	0,6	0,009	21,3	12,8	27,8	-0,4	-5,9
7	-0,1	0,1	-1,0				148,3	17,2	-5,9
8	0,1	0,2	2,0	0,030	73,3	144,7	244,5	31,4	-5,0
9	0,2	0,2	1,0	0,071	174,6	179,4	397,0	46,1	-3,1
10	0,3	0,3	0,8	0,100	246,0	197,3	499,1	56,4	-0,7
11	0,4	0,3	0,7	0,122	298,3	205,7	562,9	57,3	1,7
12	0,6	0,3	0,4	0,160	391,0	168,0	608,8	45,6	4,2
13	0,6	0,2	0,3	0,171	417,7	144,8	604,6	34,9	7,3
14	0,7	0,2	0,3	0,144	352,0	90,3	459,9	8,6	8,9
15	0,8	0,2	0,2	0,125	306,3	68,4	376,5	-7,3	9,1
16	0,9	0,3	0,3	0,095	232,1	65,0	308,6	2,6	8,9
17	0,9	0,2	0,2	0,081	198,3	36,2	236,5	-6,9	8,9
18	1,4	0,0	0,0	0,038	92,9	1,8	88,9	-14,2	8,3
19	1,4	-0,8	-0,3	0,014	33,5	-11,7	1,2	-28,0	7,4
20	1,1	-1,5	-0,8				-0,4	-59,0	5,6
21	0,8	-1,7	-1,3				0,0	-68,4	3,3
22	0,7	-1,8	-1,5				0,0	-34,4	0,8
23	0,7	-1,8	-1,6				-2,4	-50,8	-1,4
24	0,7	-1,9	-1,8				-4,2	-34,4	-3,3

Tab.XX Denní průběh vybraných veličin v oblačném (5.srpen) dni

hod	de (hPa)	dT (st.C)	Bowen	Ea (g/m2/s)	lEa (W/m2)	C (W/m2)	Rn (W/m2)	Jveg (W/m2)	G (W/m2)
1	0,1	-0,1	0,1				-4,8	-2,2	-7,0
2	0,1	-0,1	0,2				-4,2	8,6	-6,8
3	0,2	-0,1	0,0				-4,1	4,7	-6,5
4	0,2	-0,1	0,0				-4,2	3,0	-6,4
5	0,1	0,0	0,6	0,001	1,4	0,9	-3,0	0,9	-6,1
6	0,1	0,0	0,8	0,000	1,1	0,9	-2,2	1,7	-5,9
7	0,1	0,1	0,7	0,009	22,9	17,0	43,0	8,6	-5,6
8	0,1	0,1	1,1	0,024	58,6	64,6	141,5	23,2	-4,9
9	0,2	0,2	0,8	0,074	183,1	137,8	342,7	25,4	-3,5
10	0,3	0,3	0,8	0,095	232,7	175,5	467,0	60,3	-1,5
11	0,5	0,3	0,5	0,127	310,6	146,3	528,9	71,0	1,0
12	0,6	0,2	0,3	0,115	281,1	85,4	425,7	55,1	4,1
13	0,5	0,1	0,3	0,112	274,2	75,0	366,8	11,2	6,4
14	0,6	0,1	0,2	0,104	253,6	48,4	331,6	22,0	7,6
15	0,7	0,1	0,2	0,117	286,1	43,1	367,6	29,7	8,6
16	0,7	0,1	0,2	0,101	246,1	45,2	306,1	5,2	9,6
17	0,6	0,0	0,1	0,049	120,0	10,9	128,1	-12,1	9,3
18	0,5	0,0	0,1	0,016	39,7	2,9	30,2	-20,7	8,3
19	0,5	-0,2	-0,1	0,009	22,8	-2,2	2,8	-25,0	7,2
20	0,5	-0,4	-0,4				-2,3	-58,1	5,8
21	0,4	-0,5	-0,6				-1,6	-56,0	3,8
22	0,4	-0,5	-0,7				-2,3	-40,0	1,7
23	0,4	-0,5	-0,7				-1,5	-24,1	0,1
24	0,4	-0,4	-0,6				-1,0	7,7	-1,0

Tab.XXI Denní průběh vybraných veličin v jasném (6.srpen) dni

hod	de (hPa)	dT (st.C)	Bowen	Ea (g/m2/s)	lEa (W/m2)	C (W/m2)	Rn (W/m2)	Jveg (W/m2)	G (W/m2)
1	0,3	-0,5	-1,0				-1,1	-0,9	-1,4
2	0,2	-0,3	-0,8				-2,0	-18,5	-1,7
3	0,2	-0,2	-0,5				-2,8	-28,8	-2,5
4	0,2	-0,2	-0,4				-3,3	-4,7	-3,4
5	0,2	-0,1	0,0				-4,2	3,4	-3,9
6	0,2	-0,1	-0,2	0,013	30,9	-6,3	17,2	-3,4	-4,0
7	0,2	-0,1	0,0	0,054	133,2	-5,4	131,9	8,2	-4,1
8	0,3	0,2	0,6	0,059	145,1	92,7	261,8	27,6	-3,5
9	0,4	0,2	0,5	0,087	213,7	103,7	371,6	56,0	-1,7
10	0,5	0,3	0,5	0,110	270,5	137,2	474,1	65,9	0,5
11	0,6	0,2	0,4	0,131	321,7	126,3	488,6	38,3	2,3
12	0,6	0,3	0,5	0,135	330,5	149,7	526,3	41,8	4,3
13	0,6	0,3	0,4	0,150	366,4	150,0	572,4	49,5	6,4
14	0,7	0,2	0,3	0,134	327,5	83,8	442,6	23,2	8,0
15	0,7	0,1	0,2	0,132	322,6	68,5	412,1	12,1	9,1
16	0,7	0,1	0,1	0,089	218,2	28,0	255,0	-0,9	9,7
17	0,7	0,0	0,1	0,080	195,5	19,9	220,3	-4,7	9,6
18	0,6	0,0	0,1	0,034	84,0	11,2	80,6	-23,7	9,1
19	0,5	-0,1	0,0	0,009	21,5	0,8	-2,4	-32,7	8,1
20	0,5	-0,2	-0,1	0,011	26,5	-2,6	-3,0	-33,6	6,8
21	0,4	-0,4	-0,5	0,032	79,8	-38,7	-3,0	-49,5	5,3
22	0,3	-0,5	-0,9				-3,1	-55,1	3,7
23	0,3	-0,4	-0,7	0,015	38,1	-26,5	-2,4	-15,9	1,9
24	0,3	-0,7					-1,1	-33,6	0,4

Tab.XXII Denní průběh vybraných veličin v jasném (7.srpen) dni

hod	de (hPa)	dT (st.C)	Bowen	Ea (g/m2/s)	lEa (W/m2)	C (W/m2)	Rn (W/m2)	Jveg (W/m2)	G (W/m2)
1	0,1	-0,8					-2,7	-42,2	-0,7
2	0,0	-0,8					-0,4	-18,1	-2,1
3	0,1	-0,3					-2,6	-13,3	-3,2
4	0,1	-0,3					-2,6	-5,6	-3,9
5	0,1	-0,4					-1,4	0,0	-4,2
6	0,1	-0,1	0,1	0,002	5,2	0,7	22,4	20,7	-4,1
7	0,1	-0,1	0,0	0,038	94,0	-2,6	110,5	22,4	-3,3
8	0,1	0,0	0,7	0,050	123,8	87,4	243,4	34,4	-2,2
9	0,3	0,1	0,5	0,081	199,1	99,5	363,9	65,0	0,2
10	0,4	0,2	0,6	0,099	242,6	139,2	469,9	84,8	3,2
11	0,5	0,4	0,7	0,117	287,4	202,5	551,5	55,5	6,0
12	0,6	0,4	0,5	0,136	332,6	175,9	563,5	46,5	8,5
13	0,8	0,4	0,4	0,138	338,0	131,4	518,5	38,3	10,8
14	0,8	0,3	0,3	0,146	356,4	119,4	512,5	24,1	12,6
15	1,0	0,3	0,3	0,131	319,5	85,1	434,4	15,9	13,9
16	1,0	0,1	0,1	0,117	285,0	27,6	327,8	0,9	14,3
17	0,9	-0,1	0,0	0,085	207,2	0,1	210,1	-11,2	14,0
18	1,5	-0,2	0,0	0,033	80,7	-2,4	77,3	-14,2	13,2
19	1,3	-1,0	-0,5	0,011	27,2	-13,4	-0,3	-26,3	12,2
20	1,0	-1,4	-0,9				0,0	-58,5	10,7
21	0,9	-1,6	-1,1				0,0	-49,1	8,6
22	0,7	-1,3	-1,2				-0,1	-36,2	6,7
23	0,7	-1,5	-1,4				-1,4	-44,8	4,9
24	0,5	-1,7	-2,4				-1,4	-36,2	3,4

Tab.XXIII Denní průběh vybraných veličin v oblačném (24.září) dni

hod	de (hPa)	dT (st.C)	Bowen	Ea (g/m2/s)	lEa (W/m2)	C (W/m2)	Rn (W/m2)	Jveg (W/m2)	G (W/m2)
1	0,1	-0,3	-1,8	0,003	6,2	-11,0	-1,8	6,0	-3,1
2	0,1	-0,3	-1,2				-1,8	9,5	-2,9
3	0,1	-0,1	-0,5				-1,6	6,9	-2,7
4	0,1	0,0	1,5				-1,3	6,9	-2,5
5	0,1	-0,1	0,0				-2,1	6,0	-2,2
6	0,1	-0,1	-0,2	0,006	13,7	-2,7	-3,0	-12,1	-2,0
7	0,1	-0,1	-0,5	0,023	56,5	-26,5	24,8	-3,0	-2,2
8	0,1	0,1	0,7	0,007	18,1	12,8	56,3	27,1	-1,7
9	0,1	0,2	1,2	0,017	41,5	50,3	133,5	42,2	-0,5
10	0,2	0,3	1,1	0,042	104,3	112,9	262,7	43,9	1,5
11	0,4	0,2	0,6	0,058	142,2	80,6	267,3	40,9	3,5
12	0,4	0,2	0,5	0,088	215,1	113,4	378,0	44,3	5,2
13	0,5	0,3	0,6	0,089	218,6	121,4	411,1	63,7	7,3
14	0,6	0,3	0,4	0,099	243,6	99,9	357,3	5,2	8,6
15	0,7	0,2	0,3	0,080	195,5	60,9	255,0	-10,3	8,9
16	0,6	0,2	0,3	0,045	111,5	32,7	125,4	-26,7	7,9
17	0,5	0,0	0,1	0,018	44,7	6,6	17,5	-40,5	6,7
18	0,6	-0,7	-0,7				-2,9	-53,0	5,3
19	0,5	-0,9	-1,2				-1,0	-52,5	3,6
20	0,3	-0,8	-1,6				-0,9	-17,7	1,7
21	0,3	-0,6	-1,3				-3,0	-24,5	0,2
22	0,2	-0,3	-0,6				-3,2	-24,5	-1,0
23	0,2	-0,3	-0,6				-2,1	0,9	-1,5
24	0,2	-0,7	-1,9				-1,9	-4,3	-2,0

Tab.XXIV Denní průběh vybraných veličin v zataženém (25.září) dni

hod	de (hPa)	dT (st.C)	Bowen	Ea (g/m2/s)	lEa (W/m2)	C (W/m2)	Rn (W/m2)	Jveg (W/m2)	G (W/m2)
1	0,2	-0,4	-1,1				-2,9	-21,1	-2,6
2	0,1	-0,4	-1,7				-2,8	-27,1	-3,3
3	0,2	-0,8	-2,1				-2,6	-11,2	-4,2
4	0,2	-0,7	-1,7				-0,9	-12,9	-4,7
5	0,2	-0,2	-0,5				-2,2	-1,3	-5,2
6	0,2	-0,1	0,1				-2,9	10,8	-5,4
7	0,2	0,0	0,3				5,2	21,5	-5,0
8	0,2	0,1	0,7	0,003	7,0	5,2	41,6	33,6	-4,1
9	0,2	0,1	0,7	0,006	14,2	10,4	59,1	37,0	-2,6
10	0,2	0,1	0,7	0,015	37,8	25,9	88,9	26,3	-1,0
11	0,3	0,2	0,7	0,035	87,1	60,0	197,6	49,5	0,9
12	0,3	0,2	0,5	0,032	79,7	41,5	157,2	32,7	3,4
13	0,4	0,2	0,4	0,049	119,3	49,8	196,4	22,4	4,9
14	0,4	0,2	0,4	0,034	84,2	34,6	140,8	15,9	6,0
15	0,4	0,1	0,4	0,028	69,4	27,4	84,0	-18,9	6,1
16	0,3	0,1	0,4	0,013	31,4	12,4	31,7	-17,7	5,6
17	0,4	0,0	0,2	0,014	34,9	5,9	23,5	-22,0	4,7
18	0,3	0,0	0,1	0,004	8,9	1,2	-1,4	-15,1	3,6
19	0,2	-0,1	0,1				-2,3	-31,9	2,5
20	0,3	-0,2	-0,3				-1,9	-20,2	1,3
21	0,2	0,0	0,2				-1,1	-1,3	0,6
22	0,2	0,0	0,4				-1,6	0,4	0,3
23	0,2	0,0	0,5				-1,4	-0,4	0,3
24	0,2	0,0	0,4				-1,7	-2,2	0,3

Tab.XXV Denní průběh vybraných veličin v oblačném (26.září) dni

hod	de (hPa)	dT (st.C)	Bowen	Ea (g/m2/s)	lEa (W/m2)	C (W/m2)	Rn (W/m2)	Jveg (W/m2)	G (W/m2)
1	0,2	0,0	0,3				-1,4	-2,2	0,2
2	0,2	0,0	0,4				-1,8	1,7	0,0
3	0,2	0,0	0,5				-1,3	3,4	0,0
4	0,2	-0,1	0,0				-1,6	-2,2	0,1
5	0,2	-0,1	0,2				-1,3	-0,4	0,1
6	0,1	0,1	1,0	0,001	1,6	1,7	-1,9	-5,2	-0,1
7	0,1	0,1	1,9	0,001	1,3	2,4	3,4	0,0	-0,2
8	0,1	0,1	1,8	0,015	37,8	66,4	125,6	21,5	-0,1
9	0,1	0,3	2,6	0,018	43,8	114,1	205,0	46,1	1,0
10	0,2	0,3	1,2	0,042	103,4	122,9	268,4	39,2	2,9
11	0,2	0,4	1,3	0,042	102,9	136,4	295,2	50,8	5,0
12	0,3	0,4	1,1	0,073	178,8	201,1	437,3	49,9	7,5
13	0,5	0,2	0,4	0,051	125,0	48,6	223,0	38,7	10,6
14	0,4	0,1	0,3	0,061	150,5	47,7	195,1	-14,6	11,6
15	0,5	0,1	0,2	0,034	82,3	18,0	120,8	8,6	11,9
16	0,5	0,0	0,2	0,029	70,8	11,0	65,3	-28,0	11,5
17	0,5	0,0	0,1	0,013	32,4	3,2	37,8	-8,2	10,3
18	0,4	-0,4	-0,4	0,000	0,2	-0,1	-4,2	-13,8	9,4
19	0,4	-0,4	-0,5				-1,3	-41,8	7,9
20	0,3	-0,3	-0,4				-2,3	-39,2	6,1
21	0,3	-0,4	-0,8				-2,5	-15,1	4,8
22	0,3	-0,6	-1,3				-2,2	-26,7	3,7
23	0,2	-1,1	-3,3				-1,0	-30,6	2,5
24	0,1	-0,7	-3,2				-1,5	-29,3	1,1

Tab.XXVI Denní průběh vybraných veličin v jasném (27.září) dni

hod	de (hPa)	dT (st.C)	Bowen	Ea (g/m2/s)	lEa (W/m2)	C (W/m2)	Rn (W/m2)	Jveg (W/m2)	G (W/m2)
1	0,1	-0,6	-4,5				-1,9	-18,9	0,1
2	0,1	-0,7	-7,3				-1,8	-14,2	-1,0
3	0,1	-0,5	-4,8				-2,6	-15,1	-1,8
4	0,1	-0,9	-7,2	0,0	0,4	-2,7	-3,0	1,7	-2,5
5	0,0	-1,4	19,7	0,0	0,8	16,6	-1,8	-16,4	-2,9
6	-0,1	-0,7	3,6	0,0	5,5	19,5	-2,8	-24,1	-3,7
7	-0,1	-0,4	3,7	0,0	10,2	37,6	29,3	-13,8	-4,7
8	0,0	-0,3	10,9	0,0	8,4	91,5	116,2	21,1	-4,8
9	0,0	0,2	15,4	0,0	10,3	158,8	234,4	68,9	-3,7
10	0,2	0,2	1,2	0,0	87,3	108,3	276,7	81,8	-0,7
11	0,2	0,2	0,8	0,1	175,3	145,7	383,8	59,8	3,0
12	0,3	0,3	0,8	0,1	187,8	149,1	412,6	69,3	6,4
13	0,5	0,3	0,6	0,1	189,2	109,3	349,5	41,3	9,7
14	0,5	0,3	0,4	0,1	176,6	75,2	268,0	4,7	11,4
15	0,8	0,3	0,3	0,0	119,0	35,8	161,1	-5,6	11,9
16	1,1	0,0	0,1	0,0	82,8	6,2	82,7	-17,7	11,3
17	0,9	-0,4	-0,2	0,0	26,2	-6,3	12,0	-18,1	10,2
18	0,5	-0,8	-0,9				-1,7	-26,3	8,8
19	0,4	-1,0	-1,4				-0,6	-40,9	7,0
20	0,5	-1,4	-1,8				-0,5	-41,8	5,3
21	0,4	-1,2	-1,8				-3,4	-34,9	3,5
22	0,2	-1,1	-3,8				-2,2	-29,3	1,9
23	-0,4	-1,3	1,9				-2,6	-31,0	0,7
24	-0,6	-1,8	1,9				-1,7	-42,6	-0,9

Tab.XXVII Denní průběh vybraných veličin v jasném (3.říjen) dni

hod	de (hPa)	dT (st.C)	Bowen	Ea (g/m2/s)	lEa (W/m2)	C (W/m2)	Rn (W/m2)	Jveg (W/m2)	G (W/m2)
1	0,1	-0,9	-3,6				-1,8	-30,0	-9,7
2	0,0	-0,9	-16,4				-1,9	-22,4	-10,6
3	0,0	-0,8	19,6	0,001	1,4	26,9	-2,2	-19,1	-11,3
4	0,0	-0,7	-10,8				-1,5	-5,2	-11,9
5	0,2	-0,5	-1,8	0,005	12,7	-23,0	0,3	22,7	-12,1
6	0,0	-0,6	-10,7				-1,8	3,3	-11,7
7	0,1	-0,2	-0,5	0,023	56,7	-29,3	13,9	-1,9	-11,6
8	0,2	0,2	0,8	0,015	36,3	30,4	87,0	31,3	-11,0
9	0,2	0,3	1,3	0,028	68,6	90,2	196,1	47,0	-9,6
10	0,2	0,5	1,7	0,035	86,9	145,3	287,8	63,1	-7,4
11	0,3	0,6	1,5	0,042	103,7	154,2	329,5	76,2	-4,6
12	0,4	0,6	1,2	0,055	136,6	164,8	367,1	67,2	-1,4
13	0,5	0,6	0,9	0,065	159,4	143,5	349,3	44,3	2,0
14	0,6	0,6	0,8	0,061	149,9	125,6	290,9	12,1	3,4
15	0,6	0,6	0,8	0,050	123,3	92,9	209,6	-9,9	3,3
16	0,6	0,5	0,6	0,028	69,9	44,2	94,3	-22,4	2,6
17	0,6	0,1	0,2	0,009	21,4	4,0	-5,2	-31,9	1,3
18	0,6	-0,8	-0,8				-1,2	-48,2	-0,8
19	0,4	-0,5	-0,7				-1,2	-61,6	-2,8
20	0,3	-0,3	-0,5				-2,1	-43,5	-4,7
21	0,2	-0,2	-0,5				-1,9	-7,7	-6,2
22	0,3	-0,5	-1,0				-2,2	-30,8	-7,0
23	0,2	-0,4	-0,9				-2,2	-9,6	-8,2
24	0,3	-0,5	-0,9				-2,2	-16,0	-8,5

Tab.XXVIII Denní průběh vybraných veličin v jasném (4.říjen) dni

hod	de (hPa)	dT (st.C)	Bowen	Ea (g/m2/s)	lEa (W/m2)	C (W/m2)	Rn (W/m2)	Jveg (W/m2)	G (W/m2)
1	0,2	-0,3	-0,8				-2,6	-9,6	-9,2
2	0,2	-0,2	-0,5				-2,8	-18,1	-9,7
3	0,3	-0,7	-1,3				-1,9	-38,4	-10,7
4	0,1	-0,4	-1,9				-2,2	-52,5	-12,0
5	0,2	-1,5	-5,2				-1,9	-30,3	-13,6
6	0,1	-1,0	-5,2				-0,5	-18,6	-14,6
7	0,1	-0,2	-1,2				-4,2	24,3	-15,3
8	0,2	0,0	0,2	0,011	28,2	6,1	77,8	57,7	-14,2
9	0,1	0,3	2,8	0,013	32,4	91,4	186,3	74,6	-12,1
10	0,1	0,5	4,4	0,015	36,7	159,6	278,5	91,2	-9,0
11	0,2	0,6	3,0	0,026	62,9	186,5	334,0	90,0	-5,4
12	0,2	0,6	2,2	0,035	87,2	189,5	349,0	74,0	-1,9
13	0,4	0,6	1,2	0,048	118,8	144,6	330,0	64,1	2,4
14	0,4	0,6	1,1	0,049	121,2	131,1	278,0	21,5	4,1
15	0,5	0,5	0,9	0,040	99,3	88,3	185,0	-6,9	4,4
16	0,5	0,3	0,6	0,024	58,7	33,0	73,4	-22,4	4,1
17	0,4	0,0	0,2	0,004	10,8	1,8	-6,0	-22,0	3,4
18	0,4	-0,6	-0,8				-1,5	-37,5	2,2
19	0,3	-0,6	-1,0				-1,0	-45,2	0,5
20	0,3	-0,4	-0,8				-1,9	-30,1	-1,0
21	0,2	-0,4	-0,8				-2,2	-25,0	-2,0
22	0,2	-0,4	-1,0				-2,3	-19,8	-3,2
23	0,2	-0,3	-0,8				-2,6	-16,4	-3,8
24	0,2	-0,3	-0,8				-2,5	-9,0	-4,3

Tab.XXIX Denní průběh vybraných veličin v jasném (5.říjen) dni

hod	de (hPa)	dT (st.C)	Bowen	Ea (g/m2/s)	lEa (W/m2)	C (W/m2)	Rn (W/m2)	Jveg (W/m2)	G (W/m2)
1	0,1	-0,2	-0,7				-2,6	-20,2	-4,6
2	0,1	-0,2	-0,7				-2,4	-15,9	-5,2
3	0,1	-0,1	-0,4				-2,9	-23,0	-5,9
4	0,3	-0,7	-1,6				-2,5	-22,7	-6,7
5	0,1	-0,9	-5,5				-2,2	-42,7	-7,9
6	0,1	-0,4	-4,0				-2,0	-28,4	-9,1
7	0,0	-0,3	-4,0				-6,6	1,5	-10,0
8	0,1	0,0	0,6	0,008	20,5	13,0	55,3	31,7	-9,9
9	0,1	0,3	4,5	0,007	17,5	78,2	161,9	74,6	-8,4
10	0,1	0,5	5,7	0,010	23,8	135,7	251,3	97,3	-5,5
11	0,1	0,6	3,3	0,021	51,3	171,5	310,5	90,0	-2,3
12	0,2	0,6	2,1	0,034	84,4	180,8	327,6	61,6	0,8
13	0,4	0,5	1,1	0,052	128,1	135,8	303,6	34,9	4,8
14	0,4	0,5	1,0	0,048	118,0	120,6	258,8	14,6	5,6
15	0,4	0,5	0,9	0,038	93,0	84,6	180,9	-2,2	5,4
16	0,4	0,4	0,7	0,020	48,6	33,8	74,1	-13,3	5,0
17	0,4	0,1	0,4	0,005	13,0	5,1	-4,9	-27,1	4,0
18	0,3	-0,1	0,0	0,014	35,7	-1,0	-2,8	-40,0	2,5
19	0,3	-0,2	-0,2	0,018	45,1	-11,1	-2,8	-37,9	1,1
20	0,2	-0,3	-0,5				-3,2	-40,9	-0,1
21	0,2	-0,1	-0,1				-3,1	-20,2	-1,3
22	0,2	-0,2	-0,3				-3,0	-9,0	-2,1
23	0,2	-0,1	0,0				-2,7	-10,3	-2,5
24	0,1	0,0	0,6				-2,1	2,6	-2,4

4. Přehled literatury:

BALDOCCHI, D.D., VOGEL, C.A.: Energy and CO_2 flux densities above and below a temperate broad-leaved forest and a boreal pine forest. Tree Physiology 16: 1-2, p. 5-16, 1996

BAUER, Z.: Changes in the structure of the avian community. In: PENKA et al., p. 523-531, 1991

BAUMGARTNER, A.: Arid zone research. Vol.XXV, p.495-512, UNESCO, Paris, 1965. In: THOM, 1976

BERNHOFER, CH., GAY, L.W.: Evapotranspiration from an oak forest infested by mistletoe. Agricultural and Forest Meteorology, 48, p. 205-223, 1989

BLACK, T.A., McNAUGHTON, K.G.: Psychrometric apparatus for Bowen ratio determination over forests. Boundary-Layer Meteorology, 2, p. 246-254, 1971

CAMPBELL, G.S.: An introduction to environmental biophysics. Springer-Verlag New York Inc., pp. 159, 1977

CELLIER, P., OLIOSO, A.: A Simple System for Automated Long-Term Bowen Ratio Measurement. Agricultural and Forest Meteorology 66: 1-2, p. 81-92, 1993

ČERMÁK, J., KUČERA, J., ŠTĚPÁNKOVÁ, M.: Water consumption of full-grown oak (Quercus robur L.) in a floodplain forest after the cessation of flooding. In: PENKA et al., p. 397-415, 1991

ČERNÝ, D.: Vliv změn vlhkostního režimu na stabilitu a produktivitu lužních lesů jižní Moravy. ZZSE VI-4-3/01-4, ÚEL VŠZ LF Brno, stran 67, 1990

DABBERDT, W.F.: Tower induced errors in wind profile measurements. J.Appl.Meteorol., 7, p. 359-366, 1968

DENMEAD, O.T.: Evaporation and photosynthesis in wheat and Pinus radiata - A study in micrometeorology. Proc. Ecol. Soc. Aust., 3, p. 61-69, 1968

DENMEAD, O.T., BRADLEY, E.F.: Flux-gradient relationships in a forest canopy. In: HUTCHINSON, B.A., HICKS, B.B.,: The forest-atmosphere interaction. D.Riedel Publishing Company, p. 421-442, 1985

DeWALLE, D.R., McGUIRE, S.G.: Albedo variations of an oak forest in Pennsylvania. Agric. Meteorol., 11, p. 107-113, 1973

FRITSCHEN, L.J., GAY, L., HOLBO, R.: Estimating evapotranspiration from forests by meteorological and lysimetric methods. Paper presented at the AGU Symposium on evaporation and transpiration from natural terrain, San Francisco, 12 December 1973

FUCHS, M., TANNER, C.B.: Error analysis of Bowen ratios measured by differential psychrometry. Agr.Meteorol., 7, p. 329-334, 1970

GARRATT, J.R.: Flux profile relations above tall vegetation. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 104, p. 199-211, 1978

GAY, L.W., FRITSCHEN, L.J.: An exchange system for precise measurements of temperature and humidity gradients in the air near the ground. Proc.Hydrol. Water Res. of Arizona and the Southwest, 9, p. 37-42, 1979

GRUNDA, B., PRAX, A., KLIMO, E., 1991: Recent soil processes in the floodplain forest. In: PENKA et al., p. 133-140, 1991

GUTIERREZ, M.V., MEINZER, F.C.: Energy balance and latent heat flux partitioning in coffee hedgerows at different stages of canopy development. Agricultural and Forest Meteorology 68: 3-4, p.173-186, 1994

HAVLÍČEK, V. a kol.: Agrometeorologie. SZN Praha, stran 260, 1986

HEILMAN, J.L., BRITTIN, C.L., NEALE, C.M.U.: Fetch requirements for Bowen ratio measurements of latent and sensible heat fluxes. Agricultural and Forest Meteorology, 44, p. 261-273, 1989

HOGG, E.H.: Temporal scaling of moisture and the forest-grassland boundary in western Canada. Agricultural and Forest Meteorology, 84 (1-2), p.115-122, 1997

HOLMES, J.W., WRONSKI, E.B.: The influence of plant communities upon the hydrology of catchments. Agricultural Water Management, 4, p. 19-34, 1981

IRITZ, Z., LINDROTH, A.: Night-time evaporation from a short-rotation willow stand. Journal of Hydrology 157: 1-4, p. 235-245, 1994

JARVIS, P.G., JAMES, G.B., LANDSBERG, J.J.: Coniferous forests. In: MONTEITH, p. 171-240, 1976

JONES, H.G.: Plants & Microclimate. Alden press, Oxford, pp. 323, 1986

KELLIHER, F.M., KOSTNER, B.M.M., HOLLINGER, D.Y., BYERS, J.N., HUNT, J.E., MCSEVENY, T.M., MESERTH, R., WEIR, P.L., SCHULZE, E.D.: Evaporation, xylem sap flow, and tree transpiration in a New-Zealand broad-leaved forest. Agricultural and Forest Meteorology 62: 1-2, p. 53-73, 1992

KŘÍSTEK, J.: Selected groups of insects and harvestmen. In: PENKA et al., 1991, p. 451-468, 1991

LARCHER, W.: Fyziologická ekologie rostlin. Akademia Praha, stran 361, 1988

LINDROTH, A.: Seasonal and diurnal variation of energy budget components in coniferous forests. Journal of Hydrology, 82, p. 1-15, 1985

LINDROTH, A., HALLDIN, S.: Gradient measurements with fixed and reversing temperature and humidity sensors above a thin forest. Agricultural and forest meteorology, 53, p. 81 - 103, 1990

LOWRY, W.P.: Weather and life. Academic Press, London, pp. 305, 1970

LLOYD, C.R., SHUTTLEWORTH, W.J., GASH, J.H.C., TURNER, M.: A mikroprocessor system for eddy-correlation. Agric. Forest.Meteorol., 33, p. 67-80, 1984

MAKI, T.: Methods for estimating evapotranspiration under wet and arid field conditions. Jarq, Vol.25, No.3, p. 214-221, 1991

MALEK, E., BINGHAM, G.E.: Comparison of the Bowen ratio energy balance and the water balance methods for the measurement of evapotranspiration. Journal of Hydrology 146: 1-4, p. 209-220, 1993

MASINOVSKIJ, Z., VĚCHET, B.: Evoluční aspekty fotobiologie. Academia Praha, stran 248, 1986

MATEJKA, F., HUZULÁK J.: Analýza mikroklímy porastu. Veda-SAV Bratislava, stran 228, 1987

McCAUGHEY, J.H.: A reversing temperature-difference measurement system for Bowen ratio determination. Boundary-Layer Meteorology, 21, p. 41-55, 1981

McCAUGHEY, J.H., BRINTNELL, D.M.: Evaluation of a Bowen ratio measurement system over forest and clear-cut sites at Petawawa, Ontario. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 1, No. 3, 1984

McCAUGHEY, J.H.: A radiation and energy balance study of mature forest and clear-cut sites. Boundary-Layer Meteorology, 32, p. 1-24, 1985

McCAUGHEY, J.H.: The albedo of a mature mixed forest and clear site at Petawawa, Ontario. Agricultural and Forest Meteorology, 40, p. 251-263, 1987

McCAUGHEY, J.H., SAXTON, W.L.: Energy balance storage terms in a mixed forest. Agricultural and Forest Meteorology, 44, p. 1-18, 1988

McILROY, I.C., DUNIN, F.X.: A forest evaporation technique comparison experiment. In: O'LOUGHLIN, E.M. & BREN, L.K.,: The first national symposium on forest hydrology. Inst.Eng.(Australia) and Aust.For.Counc., Melbourne, p. 12-17, 1982

MONTEITH, J.L.: Principles of environmental physics. Edward Arnold, Kent, pp. 241, 1975

MONTEITH, J.L.: Vegetation and the atmosphere. Academic Press, II, London, pp. 343, 1976

NETOPIL, R. a kol.: Fyzická geografie. Praha, SPN, stran 272, 1984

NOVÁK, V.:Vyparovanie vody v prírodě a metódy jeho určovania. Veda Bratislava, stran 253, 1995

PENKA, M., VYSKOT, M., KLIMO, E., VAŠÍČEK, F.: Floodplain forest ecosystem I. Before water management measures. Academia Praha, pp. 459, 1985

PENKA, M., VYSKOT, M., KLIMO, E., VAŠÍČEK, F.: Floodplain forest ecosystem II. After water management measures. Academia Praha, Elsevier, pp. 629, 1991

PENMAN, H.L.: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Royal Society of London, serie A - Mathematical and Physical, 193, p. 120-145, 1948

PETRÍK, M. a kol.: Lesnická bioklimatológia. Príroda Bratislava, stran 140, 1986

PITACCO, A., GALLINARO, N.: Micrometeorological assessment of sensitivity of canopy resistance to vapour pressure deficit in a Mediterranean oak forest. Annales of Scientific Forest 53: 2-3, p. 513-520, 1996

PIVEC, J.: Seasonal course of albedo as an indicator of leaf development in a floodplain forest. Ekológia (ČSFR), Vol.11, No.1, p. 13-19, 1992

PIVEC, J.: Utilization of energy disposable for the floodplain forest ecosystem within the growing season. Ekológia (Bratislava), Vol.13, No.3, p. 263-282, 1994

POBĚDINSKIJ, A.V., KREČMER, V.: Funkce lesů v ochraně vod a půdy. SZN Praha, stran 247, 1984

RAUNER, J.L.: Deciduous forest. In: MONTEITH, p. 241- 262, 1976

RUTTER, A.J.: An analysis of evaporation from a stand of Scots Pine. In: SOPPER, W.E., LULL, H.W.,: Forest hydrology. Pergamon Press, p. 403-417, 1967

SALISBURY, F.B., ROSS, C.W.: Plant physiology. Wadsworth Publishing Company, Belmont, California 94002, USA, pp. 540, 1985

SARGENT, D.H., TANNER, C.B.: A simple psychrometric apparatus for Bowen ratio determinations. J.Appl.Meteorol., 6, p. 414-418, 1967

SCHNEIDER, S.H.: The changing climate. Scientific American, Vol. 260, No. 9, p. 70-79, 1989

SPITTLEHOUSE, D.L., BLACK, T.A.: Evaluation of the Bowen ratio/energy balance method for determining forest evapotranspiration. Atmos.Ocean, 18, p. 98-116, 1980

STANHILL, G.: Some results of helicopter measurements of the albedo of different land surfaces. Solar Energy, Vol. 13, p. 59-66, 1969

TAJCHMAN, S.J.: On vertical profiles of meteorological parameters above a layer of rough vegetation. J.Geophys.Res., 78, p. 6381-6385, 1973

TAJCHMAN, S.J.: Comments on measuring turbulent exchange within and above forest canopy. Bulletin American Meteorological Society, Vol. 62, No. 11, p. 1550-1559, 1981

THOM, A.S.,: Momentum, mass and heat exchange of plant communities. In: MONTEITH, p. 57-109, 1976

UNVIN, D.M.: Microclimate measurement for ecologists. Academic Press, pp. 97, 1980

VAŠÍČEK, F., a): Changes in the structure and biomass of the herb layer under the conditions of a medium moisture gradient. In: PENKA et al., p.197-227, 1991

VAŠÍČEK, F., b): Changes in herbal vegetation along the topographical moisture gradient. In: PENKA et al., p. 355-385, 1991

VAŠÍČEK, F., c): The reaction of the shrub layer. In: PENKA et al., p.229-242, 1991

VYSKOT, M.: The tree layer. In: PENKA et al., p. 243-263, 1991

WEISS, A.: Algorithms for the calculation of moist air properties on a hand calculator. Transactions of the ASAE, Vol. 20, p. 1133 - 1136, 1977

WENDLING, U.: Zur Messung und Schatzung der potentiellen Verdunstung. Zeitschrift fur Meteorologie, 25 (2), p. 103-111, 1975

WOODWARD, F.I., SHEEHY, J.E.: Principles and measurements in environmental biology. Butterworth & Co, Ltd, pp. 263, 1983

WUCKNITZ, J.: Disturbance of wind profile measurements by a slim mast. Boundary-Layer Meteorology, 11, p. 155-169, 1977

ZEJDA, J.: A community of small terrestrial mammals. In: PENKA et al., p. 505-521, 1991

ZELITCH, I.: Photosynthesis, photorespiration, and plant productivity. Academic Press, London, pp. 347, 1971

ŽIDEK, V.: Actual and potential evapotranspiration in the floodplain forest. In: PENKA et al., p. 103-119, 1991