

Univerza  
v Ljubljani

Fakulteta  
za gradbeništvo  
in geodezijo



Jamova cesta 2  
1000 Ljubljana, Slovenija  
<http://www3.fgg.uni-lj.si/>

**DRUGG** – Digitalni repozitorij UL FGG  
<http://drugg.fgg.uni-lj.si/>

To je izvirna različica zaključnega dela.

Prosimo, da se pri navajanju sklicujete na bibliografske podatke, kot je navedeno:

Žugelj, M., 2016. Izračun evapotranspiracije z uporabo Penman-Monteith-ove enačbe. Diplomaska naloga. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo. (mentorica Šraj, M.): 81 str.

Datum arhiviranja: 05-07-2016

University  
of Ljubljana

Faculty of  
*Civil and Geodetic  
Engineering*



Jamova cesta 2  
SI – 1000 Ljubljana, Slovenia  
<http://www3.fgg.uni-lj.si/en/>

**DRUGG** – The Digital Repository  
<http://drugg.fgg.uni-lj.si/>

This is original version of final thesis.

When citing, please refer to the publisher's bibliographic information as follows:

Žugelj, M., 2016. Izračun evapotranspiracije z uporabo Penman-Monteith-ove enačbe. B.Sc. Thesis. Ljubljana, University of Ljubljana, Faculty of civil and geodetic engineering. (supervisor Šraj, M.): 81 pp.

Archiving Date: 05-07-2016

Univerza  
v Ljubljani

Fakulteta za  
*gradbeništvo in  
geodezijo*



Jamova 2  
1000 Ljubljana, Slovenija  
telefon (01) 47 68 500  
faks (01) 42 50 681  
fgg@fgg.uni-lj.si

UNIVERZITETNI ŠTUDIJSKI  
PROGRAM VODARSTVO IN  
KOMUNALNO INŽENIRSTVO

Kandidat:

**MARKO ŽUGELJ**

**IZRAČUN EVAPOTRANSPIRACIJE Z UPORABO  
PENMAN-MONTEITH-OVE ENAČBE**

Diplomska naloga št.: 291/VKI

**CALCULATION OF EVAPOTRANSPIRATION USING  
THE PENMAN-MONTEITH EQUATION**

Graduation thesis No.: 291/VKI

**Mentorica:**

doc. dr. Mojca Šraj

Ljubljana, 20. 06. 2016

## **STRAN ZA POPRAVKE**

<b>Stran z napako</b>	<b>Vrstica z napako</b>	<b>Namesto</b>	<b>Naj bo</b>
-----------------------	-------------------------	----------------	---------------

Spodaj podpisani/-a študent/-ka \_\_\_\_\_, vpisna številka \_\_\_\_\_, avtor/-ica  
pisnega zaključnega dela študija z naslovom: \_\_\_\_\_

### IZJAVLJAM

1. *Obkrožite eno od variant a) ali b)*

a) da je pisno zaključno delo študija rezultat mojega samostojnega dela;

b) da je pisno zaključno delo študija rezultat lastnega dela več kandidatov in izpolnjuje pogoje, ki jih Statut UL določa za skupna zaključna dela študija ter je v zahtevanem deležu rezultat mojega samostojnega dela;

2. da je tiskana oblika pisnega zaključnega dela študija istovetna elektronski obliki pisnega zaključnega dela študija;

3. da sem pridobil/-a vsa potrebna dovoljenja za uporabo podatkov in avtorskih del v pisnem zaključnem delu študija in jih v pisnem zaključnem delu študija jasno označil/-a;

4. da sem pri pripravi pisnega zaključnega dela študija ravnal/-a v skladu z etičnimi načeli in, kjer je to potrebno, za raziskavo pridobil/-a soglasje etične komisije;

5. soglašam, da se elektronska oblika pisnega zaključnega dela študija uporabi za preverjanje podobnosti vsebine z drugimi deli s programsko opremo za preverjanje podobnosti vsebine, ki je povezana s študijskim informacijskim sistemom članice;

6. da na UL neodplačno, neizključno, prostorsko in časovno neomejeno prenašam pravico shranitve avtorskega dela v elektronski obliki, pravico reproduciranja ter pravico dajanja pisnega zaključnega dela študija na voljo javnosti na svetovnem spletu preko Repozitorija UL;

7. da dovoljujem objavo svojih osebnih podatkov, ki so navedeni v pisnem zaključnem delu študija in tej izjavi, skupaj z objavo pisnega zaključnega dela študija.

V/Na: \_\_\_\_\_

Datum: \_\_\_\_\_

Podpis študenta/-ke:

\_\_\_\_\_

## BIBLIOGRAFSKO – DOKUMENTACIJSKA STRAN IN IZVLEČEK

<b>UDK:</b>	<b>551.573:556.13(497.4)(043.2)</b>
<b>Avtor:</b>	<b>Marko Žugelj</b>
<b>Mentor:</b>	<b>doc. dr. Mojca Šraj</b>
<b>Naslov:</b>	<b>Izračun evapotranspiracije z uporabo Penman–Monteithove enačbe</b>
<b>Tip dokumenta:</b>	<b>Diplomska naloga - Univerzitetni študij</b>
<b>Obseg in oprema:</b>	<b>81 str., 5 pregl., 17 sl., 52 en., 27 graf.</b>
<b>Ključne besede:</b>	<b>Evapotranspiracija, izhlapevanje, transpiracija, Penman–Monteithova enačba, sončno obsevanje, temperatura zraka, vlažnost zraka, hitrost vetra, zračni tlak</b>

### Izveleček

Diplomska naloga najprej predstavi definicije in razlage osnovnih pojmov pri procesu evapotranspiracije in natančneje Penman–Monteithovo metodo za izračun le-te.

V nalogi je predstavljen izračun referenčne evapotranspiracije z uporabo Penman–Monteith-ove enačbe za območje merilne meteorološke postaje Ljubljana-Bežigrad. Izračun  $ET_0$  smo naredili na več možnih načinov, kot so izračuni z različnimi časovnimi koraki podatkov (urni, dnevni, desetdnevni, mesečni) in izračuni za primere, ko nimamo na voljo vseh potrebnih meteoroloških podatkov.

Med izračuni z uporabo različnih časovnih korakov (dnevni, desetdnevni, mesečni), ne prihaja do bistvenih razlik. Pri načinu izračuna, ko uporabimo alternativne načine izračuna evapotranspiracije, ko nimamo na voljo vseh potrebnih vhodnih podatkov, pa lahko s pravilno izbiro metod izračuna dobimo zadovoljive rezultate.

## **BIBLIOGRAPHIC – DOCUMENTALISTIC INFORMATION AND ABSTRACT**

**UDC:** 551.573:556.13(497.4)(043.2)  
**Author:** Marko Žugelj  
**Supervisor:** Assist. Prof. Mojca Šraj, PhD.  
**Title:** Calculation of evapotranspiration using the Penman–Monteith equation  
**Document type:** Graduation Thesis - University studies  
**Notes:** 81 p., 5 tab., 17 fig., 52 eq., 27 graph.  
**Key words:** Evapotranspiration, evaporation, transpiration, Penman–Monteith equation, solar radiation, air temperature, air humidity, wind speed

### **Abstract**

This thesis is presenting the most important facts in the process of evapotranspiration, with some definitions and Penman–Monteith equation, which is a standard equation for evapotranspiration calculation.

In this work a calculation of reference evapotranspiration is presented, using Penman–Monteith equation, for Ljubljana-Bežigrad meteorological station. Several calculation procedures are presented, such as calculation using different time steps of the data (hourly, daily, ten days, monthly) and calculation in case of missing climatic data.

During calculations using different time steps (daily, ten-days, monthly), no significant differences were found. When using various calculation methods for calculating evapotranspiration in case of missing data, the correct choice of calculation methods can give satisfactory results.

## **ZAHVALA**

V diplomski nalogi bi se rad zahvalil mentorici doc. dr. Mojci Šraj, ki mi je s strokovno pomočjo pomagala pri izvedbi te naloge.

Zahvaljujem se tudi moji družini, ker me je vsa leta študija spodbujala in mi bila v pomoč ter oporo. Hvala tudi moji puncu Tini.

»Ta stran je namenoma prazna«



## KAZALO VSEBINE

<b>KAZALO VSEBINE</b> .....	<b>VII</b>
<b>KAZALO SLIK</b> .....	<b>X</b>
<b>KAZALO PREGLEDNIC</b> .....	<b>XI</b>
<b>KAZALO GRAFIKONOV</b> .....	<b>XII</b>
<b>OKRAJŠAVE IN SIMBOLI</b> .....	<b>XIV</b>
<b>1 UVOD</b> .....	<b>1</b>
<b>2 EVAPOTRANSPIRACIJA</b> .....	<b>2</b>
2.1 Enote evapotranspiracije.....	5
2.2 Faktorji, ki vplivajo na evapotranspiracijo.....	6
2.3 Koncepti evapotranspiracije.....	7
2.3.1 Referenčna (primerjalna) evapotranspiracija rastlin ( $ET_0$ ).....	8
2.3.2 Evapotranspiracija rastlin pod standardnimi pogoji ( $ET_c$ ).....	9
2.3.3 Evapotranspiracija rastlin pod nestandardnimi pogoji ( $ET_{c\ adj}$ ).....	9
2.4 Meritve ET – Lizimetri.....	10
2.5 Energijska bilanca in mikroklimatske metode.....	11
2.6 Vodna bilanca prsti.....	12
<b>3 PENMAN–MONTEITHOVA METODA</b> .....	<b>14</b>
3.1 Penman–Monteithova enačba.....	14
3.1.1 Aerodinamična upornost $r_a$ .....	15
3.1.2 Površinska upornost $r_s$ .....	17
3.1.3 Referenčna površina.....	18
3.1.4 FAO Penman–Monteithova enačba.....	19
3.1.4.1 Postopek izračuna.....	20
3.1.4.2 $ET_0$ izračunana z različnimi časovnimi koraki.....	21
3.1.4.3 Desetdnevni ali mesečni koraki.....	21
3.1.4.4 Dnevni časovni korak.....	21
3.1.5 Urni časovni korak.....	22
3.1.5.1 Postopek izračuna, če nimamo vseh podatkov.....	23
<b>4 METEOROLOŠKI PODATKI</b> .....	<b>25</b>
4.1 Temperatura.....	25

4.2	Vlažnost.....	26
4.2.1	Parni tlak.....	27
4.2.2	Temperatura rosišča.....	27
4.2.3	Relativna vlažnost.....	28
4.3	Sončno obsevanje .....	28
4.3.1	Zunajzemeljsko sevanje za dnevna obdobja ( $R_a$ ) .....	31
4.3.2	Zunajzemeljsko sevanje za urne ali krajše vrednosti ( $R_a$ ) .....	32
4.3.3	Sončno ali kratkovalovno sevanje ( $R_s$ ).....	34
4.3.4	Sončno sevanje pri jasnem nebu ( $R_{so}$ ) .....	35
4.3.5	Relativno kratkovalovno sevanje ( $R_s R_{so}$ ) .....	36
4.3.6	Dolžina dneva ( $N$ ).....	36
4.3.7	Relativno sončno obsevanje ( $n/N$ ).....	37
4.3.8	Albedo ( $\alpha$ ) in neto sončno obsevanje ( $R_{ns}$ ) .....	37
4.3.9	Neto dolgovalovno sevanje ( $R_{nl}$ ) .....	38
4.3.10	Neto sevanje ( $R_n$ ) .....	39
4.3.11	Zemeljski toplotni tok ( $G$ ) .....	40
4.4	Hitrost vetra .....	42
4.5	Atmosferski parametri .....	43
4.5.1	Zračni tlak ( $P$ ).....	43
4.5.2	Latentna izparilna toplota ( $\lambda$ ).....	44
4.5.3	Psihometrična konstanta ( $\gamma$ ) .....	44
4.6	Srednji zasičeni parni tlak ( $e_s$ ) .....	45
4.7	Naklon krivulje zasičenega parnega tlaka ( $\Delta$ ) .....	45
4.8	Dejanski parni tlak ( $ea$ ) izpeljan iz temperature rosišča .....	46
4.9	Dejanski parni tlak ( $ea$ ) izpeljan iz psihometričnih podatkov.....	46
4.10	Dejanski parni tlak ( $ea$ ) izpeljan iz podatkov o relativni vlažnosti .....	47
4.11	Razlika parnih tlakov ( $e_s - ea$ ).....	48
4.12	Manjkajoči klimatski podatki .....	48
4.12.1	Ocenjevanje manjkajočih podatkov o vlažnosti .....	49
4.12.2	Ocenjevanje manjkajočih podatkov o sevanju .....	50
4.12.3	Podatki o sončnem sevanju z bližnje klimatološke postaje .....	50

4.12.4	Podatki o sončnem sevanju, izpeljani iz razlik temperature zraka .....	51
4.12.5	Podatki o hitrosti vetra z bližnje vremenske postaje .....	53
4.12.6	Empirične ocene mesečnih hitrosti vetra.....	53
4.13	Minimalno potrebni podatki.....	54
4.13.1	Alternativna enačba za $ET_0$ , če nimamo klimatskih podatkov .....	54
<b>5</b>	<b>REZULTATI IN IZRAČUNI.....</b>	<b>55</b>
5.1	Podatki in opis postaje Lj.-Bežigrad .....	55
5.2	Izračun za urni časovni korak.....	56
5.3	Izračun za dnevni časovni korak .....	57
5.4	Izračun za desetdnevni časovni korak .....	59
5.5	Izračun za mesečni časovni korak .....	59
5.6	Izračun za primer manjkajočih podatkov .....	60
<b>6</b>	<b>PRIMERJAVA IN ANALIZA REZULTATOV .....</b>	<b>62</b>
6.1	Primerjava vsote urnih z dnevnimi vrednostmi.....	62
6.2	Primerjava vsote dnevnih vrednosti z desetdnevnimi in mesečnimi .....	63
6.3	Primerjava izračunanih mesečnih vrednosti $ET_0$ z variantami izračunov z manjkajočimi podatki .....	64
6.4	Spreminjanje $ET_0$ s časom (tekem dneva, tekem meseca, tekem leta) .....	66
6.5	Analiza vplivov posameznih spremenljivk na evapotranspiracijo .....	68
6.5.1	Vpliv sončnega sevanja.....	69
6.5.2	Vpliv temperature zraka .....	71
6.5.3	Vpliv relativne vlažnosti .....	73
6.5.4	Vpliv hitrosti vetra .....	75
<b>7</b>	<b>ZAKLJUČKI .....</b>	<b>77</b>
	<b>VIRI.....</b>	<b>79</b>
	<b>KAZALO PRILOG.....</b>	

## KAZALO SLIK

Slika 1: Osnovni elementi prestrezanja in izhlapevanja padavin (prirejeno po Musy in sod., 2011).....	2
Slika 2: Spreminjanje izhlapevanja in transpiracije tekom rastnega obdobja poljščin (prirejeno po Allen in sod., 1998) .....	4
Slika 3: Faktorji evapotranspiracije (prirejeno po Allen in sod., 1998) .....	5
Slika 4: Evapotranspiracija referenčnega pridelka ( $ET_0$ ) (Allen in sod., 1998) .....	7
Slika 5: Evapotranspiracija rastlin pod standardnimi pogoji ( $ET_c$ ) (Allen in sod., 1998).....	8
Slika 6: Evapotranspiracija rastlin pod nestandardnimi pogoji ( $ET_c$ adj) (Allen in sod., 1998).....	8
Slika 7: Lizimeter (ARSO, 2010).....	10
Slika 8: Evaporacijska posoda tip A (Evaporacijska posoda tip A, 2016) .....	11
Slika 9: Vodna bilanca prsti (prirejeno po Allen in sod., 1998) .....	13
Slika 10: Predstavitev površinske odpornosti in aerodinamične upornosti (prirejeno po Allen in sod., 1998).....	16
Slika 11: Lastnosti idealne referenčne površine (prirejeno po Allen in sod., 1998).....	19
Slika 12: Povprečno mesečno trajanje sončnega obsevanja za Ljubljano (obdobje 1961-2000) .....	29
Slika 13: Povprečja mesečnih vsot energije globalnega sončnega obsevanja za merilna mesta Kredarica, Ljubljana in Murska Sobota (obdobje 1961 - 2000) (ARSO, 2005).....	30
Slika 14: Različne komponente sevanja (Allen in sod., 1998).....	30
Slika 15: Faktorji pretvorbe za hitrosti vetra, merjene na določeni višini nad tlemi, v hitrost vetra na standardni višini 2 m (Allen in sod., 1998) .....	43
Slika 16: Meteorološka postaja Ljubljana Bežigrad (Nadbath, 2010).....	55
Slika 17: Dolgoletno povprečje potencialne evapotranspiracije v Ljubljani 1971-2000.....	66

**KAZALO PREGLEDNIC**

Preglednica 1: Aerodinamična upornost posameznih vrst vegetacije pri hitrosti vetra 2,5 m/s, merjena 10 m nad tlemi (Brilly in Šraj, 2005). .....	17
Preglednica 2: Površinska upornost za travo in gozd (Brilly in Šraj, 2005). .....	17
Preglednica 3: Vrednosti albeda za različne površine (prirejeno po Musy in sod., 2011). .....	38
Preglednica 4: Mesečni podatki o hitrosti vetra glede na razred. ....	53
Preglednica 5: Primerjava izračunanih mesečnih vrednosti $ET_0$ med različnimi načini izračuna Penman–Monteithove enačbe za postajo Ljubljana-Bežigrad. ....	65

## KAZALO GRAFIKONOV

Grafikon 1: Dnevne vrednosti evapotranspiracije za postajo Ljubljana-Bežigrad v mesecu juniju 2008, izračunane s FAO Penman-Monteithovo enačbo z uporabo urnega časovnega koraka .....	56
Grafikon 2: Urne vrednosti evapotranspiracije za postajo Ljubljana-Bežigrad na dan 25.6.2008 izračunane s FAO Penman-Monteithovo enačbo .....	57
Grafikon 3: Dnevne vrednosti evapotranspiracije za postajo Ljubljana-Bežigrad za mesec junij 2008, izračunane s FAO Penman-Monteithovo enačbo z uporabo dnevnega časovnega koraka.....	58
Grafikon 4: Spreminjanje mesečne vrednosti evapotranspiracije za postajo Ljubljana-Bežigrad za leto 2008, izračunane s FAO Penman-Monteithovo enačbo .....	58
Grafikon 5: Mesečne vrednosti evapotranspiracije za postajo Ljubljana-Bežigrad za leto 2008 izračunane s FAO Penman-Monteithovo enačbo z uporabo desetdnevnega časovnega koraka .....	59
Grafikon 6: Mesečne vrednosti evapotranspiracije za postajo Ljubljana-Bežigrad za leto 2008 izračunane s FAO Penman-Monteithovo enačbo z uporabo mesečnega časovnega koraka .....	60
Grafikon 7: Mesečne vrednosti evapotranspiracije za postajo Ljubljana-Bežigrad za poletne mesece leta 2008, računane s pomočjo metod izračuna za primer manjkajočih podatkov .....	61
Grafikon 8: Primerjava izračuna dnevnih vrednosti evapotranspiracije za postajo Ljubljana-Bežigrad za mesec junij 2008 z uporabo urnega in dnevnega časovnega koraka.....	62
Grafikon 9: Primerjava izračuna mesečnih vrednosti evapotranspiracije za postajo Ljubljana-Bežigrad za leto 2008 z uporabo dnevnega, 10-dnevnega in mesečnega časovnega koraka.....	63
Grafikon 10: Primerjava vsote $ET_0$ za leto 2008 pri različnih časovnih korakih izračuna (dnevni, desetdnevni, mesečni korak) .....	64
Grafikon 11: Primerjava rezultatov mesečnih vrednosti $ET_0$ (junij, julij, avgust) med različnimi variantami izračunov z manjkajočimi podatki in izračuni za dnevni korak (mesečne vsote) .....	65
Grafikon 12: Prikazano spreminjanje $ET_0$ preko enega dneva (25. 6. 2008) .....	67
Grafikon 13: Spreminjanje $ET_0$ za postajo Ljubljana-Bežigrad v mesecu juniju 2008.....	67
Grafikon 14: Spreminjanje $ET_0$ za postajo Ljubljana-Bežigrad preko leta 2008 .....	68
Grafikon 15: Urne vrednosti sončnega sevanja za postajo Ljubljana-Bežigrad, na dan 25. 6. 2008 ....	69
Grafikon 16: Dnevne vrednosti sončnega sevanja za postajo Ljubljana-Bežigrad, za mesec junij 2008 .....	70
Grafikon 17: Korelacija med $ET_0$ in $R_s$ za postajo Ljubljana-Bežigrad, za mesec junij 2008 .....	70
Grafikon 18: Prikaz različnih oblik sončnega sevanja za postajo Ljubljana-Bežigrad, za leto 2008 ....	71
Grafikon 19: Urne vrednosti povprečne temperature ( $T_{povp}$ ) za postajo Ljubljana-Bežigrad, na dan.	71
Grafikon 20: Dnevne vrednosti povprečne temperature za Ljubljano, za mesec junij 2008.....	72

Grafikon 21: Korelacija med $ET_0$ in povprečno temperaturo ( $T_{povp}$ ) za postajo Ljubljana-Bežigrad, za mesec junij 2008 .....	72
Grafikon 22: Urne vrednosti srednje relativne vlažnosti za postajo Ljubljana-Bežigrad, na dan 25. 6. 2008.....	73
Grafikon 23: Dnevne vrednosti relativne srednje vlažnosti za postajo Ljubljana-Bežigrad za mesec junij 2008 .....	74
Grafikon 24: Korelacija med $ET_0$ in relativno srednjo vlažnost za postajo Ljubljana-Bežigrad v mesecu juniju 2008 .....	74
Grafikon 25: Urne vrednosti hitrosti vetra ( $u_2$ ) za postajo Ljubljana-Bežigrad, na dan 25.6.2008.....	75
Grafikon 26: Dnevne vrednosti povprečne hitrosti vetra ( $u_2$ ) za Ljubljano, za mesec junij 2008 .....	75
Grafikon 27: Korelacija med $ET_0$ in hitrostjo vetra ( $u_2$ ) za postajo Ljubljana-Bežigrad, za mesec junij 2008.....	76

## OKRAJŠAVE IN SIMBOLI

ARSO	Agencija Republike Slovenije za okolje
FAO	Organizacija za prehrano in kmetijstvo
ET	Evapotranspiracija
$ET_0$	Referenčna evapotranspiracija
$ET_c$	Evapotranspiracija pod standardnimi pogoji
$ET_{c_{adj}}$	Evapotranspiracija pod nestandardnimi pogoji
$\lambda ET$	Latentni toplotni tok izhlapevanja
$k_c$	Faktor rastline
$k_p$	Koeficient evaporacijske posode
$R_n$	Neto radiacija kratkovalovnega in dolgovalovnega sevanja (razlika med sprejeto in odbito radiacijo)
$G$	Segrevanje tal
$\rho$	Povprečna gostota zraka pri konstantnem pritisku
$c_p$	Specifična toplota pri konstantnem tlaku
$e_s$	Nasičeni zračni parni tlak
$e_a$	Dejanski zračni parni tlak
$(e_s - e_a)$	Deficit zračnega parnega tlaka
$\Delta$	Naklon krivulje nasičenega parnega tlaka pri temperaturi T
$r_a$	Aerodinamična upornost
$r_s$	Površinska upornost
$\gamma$	Psihrometrična konstanta
$z_m$	Višina merske točke vetra
$z_h$	Višina merske točke vlažnosti in temperature
$d_0$	Višinski odmik osnove ravnine
$z_{om}$	Parameter hrapavosti, ki vpliva na proces zaradi vetra
$z_{oh}$	Parameter hrapavosti, ki vpliva na proces toplote in vlage
$k_0$	Karmanova konstanta = 0,41
$u_z$	Hitrost vetra na višini $z_m$
$r_l$	Stomatalna upornost listov
$LAI_{active}$	Indeks listne površine (leaf area index)
$T$	Srednja dnevna temperatura zraka na višini 2 m
$u_2$	Hitrost vetra na 2 m



---

$\rho_a$	Srednja gostota zraka pri konstantnem tlaku
$P$	Zračni tlak
$R$	Plinska konstanta = 0,287 [kJ/kgK]
$\lambda$	Latentna izparilna toplota
$\varepsilon$	Razmerje med molekulsko maso vodne pare in suhim zrakom = 0,622
$z$	Nadmorska višina
$e^\circ(T)$	Zasičeni parni tlak pri temperaturi zraka T
$\exp\sigma[..]$	2,7183 (osnova naravnega logaritma)
$e^\circ(T_{mokr})$	Zasičeni parni tlak pri omočenem steklu termometra
$\gamma_{psi}$	Psihrometrična konstanta instrumenta
$T_{suh} - T_{mokr}$	Temperaturna razlika med suhim in mokrim termometrom
$e^\circ(T_{min})$	Zasičeni parni tlak pri minimalni dnevni temperaturi
$e^\circ(T_{maks})$	Zasičeni parni tlak pri maksimalni dnevni temperaturi
$RV_{maks}$	Maksimalna relativna vlažnost
$RV_{min}$	Minimalna relativna vlažnost
$\rho_w$	Gostota vode [1000 $\frac{kg}{m^3}$ ]
$R_a$	Zunajzemeljsko sevanje
$G_{sc}$	Solarna konstanta = 0,0820 $\left[\frac{MJ}{m^2min}\right]$
$d_r$	Inverzna relativna razdalja Zemlja – Sonce
$\omega_s$	Kot sonca v določenem času
$\varphi$	Zemljepisna širina
$\delta$	Sončna deklinacija
$\omega_1$	Vpadni kot sonca na začetku intervala
$\omega_2$	Vpadni kot sonca na koncu intervala
$\omega$	Vpadni kot sonca na sredini intervala (urnega ali krajšega)
$t_1$	Dolžina časovnega intervala [ura] npr. 1 za urni interval, 0,5 za polurni interval.
$t$	Standardni urni čas sredine intervala [ura], npr. za interval med 14.00 in 15.00 uro, $t = 14,5$
$L_z$	Sredinski poldnevnik lokalnega časovnega pasu [stopinj zahodno od Greenwicha], npr. $L_z = 0^\circ$ (Greenwich), $330^\circ$ Kairo in $255^\circ$ Bangkok
$L_m$	Poldnevnik na merilnem mestu [stopinj zahodno od Greenwicha]
$S_c$	Sezonski popravek za sončni čas

$R_s$	Sončno ali kratkovalovno sevanje
$n$	Dejansko trajanje sončnega obsevanja
$N$	Maksimalno možno trajanje sončnega obsevanja ali dolžina dneva
$n/N$	Relativno sončno obsevanje
$a_s$	Regresijska konstanta, ki izraža delež zunajzemeljskega sevanja, ki doseže zemeljsko površino na oblačen dan ( $n = 0$ )
$a_s + b_s$	Delež zunajzemeljskega sevanja, ki doseže zemeljsko površino na jasen dan ( $n = N$ )
$R_{s0}$	Sončno sevanje pri jasnem nebu
$a_s$ in $b_s$	Delež zunajzemeljskega sevanja, ki doseže zemeljsko površino na jasen dan ( $n = N$ )
$R_{ns}$	Neto sončna ali kratkovalovna radiacija
$\alpha$	Albedo ali odbojni koeficient, ki je enak 0,23 za hipotetično referenčno travno površino
$R_{nl}$	Neto izhodno dolgovalovno sevanje
$\sigma$	Stefan – Boltzmannova konstanta [ $4,903 \cdot 10^{-9} \frac{MJ}{K^4 m^2 dan}$ ],
$T_{maks, K}$	Absolutna maksimalna temperatura v intervalu 24 ur [ $K = ^\circ C + 273,16$ ]
$T_{min, K}$	Absolutna minimalna temperatura v intervalu 24 ur [ $K = ^\circ C + 273,16$ ]
$R_s/R_{s0}$	Relativno kratkovalovno sevanje (omejeno $z \leq 1,0$ )
$c_s$	Zemeljska toplotna kapaciteta
$T_i$	Temperatura zraka v času $i$
$T_{i-1}$	Temperatura zraka v času $i - 1$
$\Delta t$	Dolžina časovnega intervala
$\Delta z$	Efektivna globina zemljine
$T_{mesec, i}$	Srednja temperatura zraka za mesec $i$
$T_{mesec, i-1}$	Srednja temperatura zraka za predhodni mesec
$T_{mesec, i+1}$	Srednja temperatura zraka za naslednji mesec
$R_{s, reg}$	Sončno sevanje na lokalnem območju
$R_{a, reg}$	Zunajzemeljsko sevanje na lokalnem območju
$T_{maks}$	Maksimalna temperatura zraka
$T_{min}$	Minimalna temperatura zraka
$k_{R_s}$	Koeficient prilagoditve (0,16.. 0,19)
$b$	Empirična konstanta, enaka $4 \frac{MJ}{m^2 dan}$

$T_{hr}$	Srednja urna temperatura zraka
$e^{\circ}(T_{hr})$	Zasičeni parni tlak pri temperaturi $T_{hr}$
$RH_{hr}$	Povprečna urna relativna vlažnost
$W/m^2$	Wat na kvadratni meter
kPa	Kilopaskal
MJ/kg	Megajoulov na kilogram
$kg/m^3$	Kilogram na kubični meter
Pa/K	Paskal na Kelvin
$^{\circ}C$	Stopinja Celzija
m	Meter
m/s	Meter na sekundo
s/m	Sekunda na meter
%	Procent
MJ/kg $^{\circ}C$	Megajoulov na kilogram, stopinj Celzija
$\frac{MJ}{m^2 dan}$	Megajoulov na kvadratni meter, dan
$kPa^{\circ}C^{-1}$	Kilopascal na stopinjo Celzija
$\frac{MJ}{m^3^{\circ}C}$	Megajoulov na kubični meter, stopinj Celzija
kJ/kgK	Kilojoulov na kilogram, Kelvin
$m^2/m^2$	Kvadratni meter na kvadratni meter

»Ta stran je namenoma prazna«

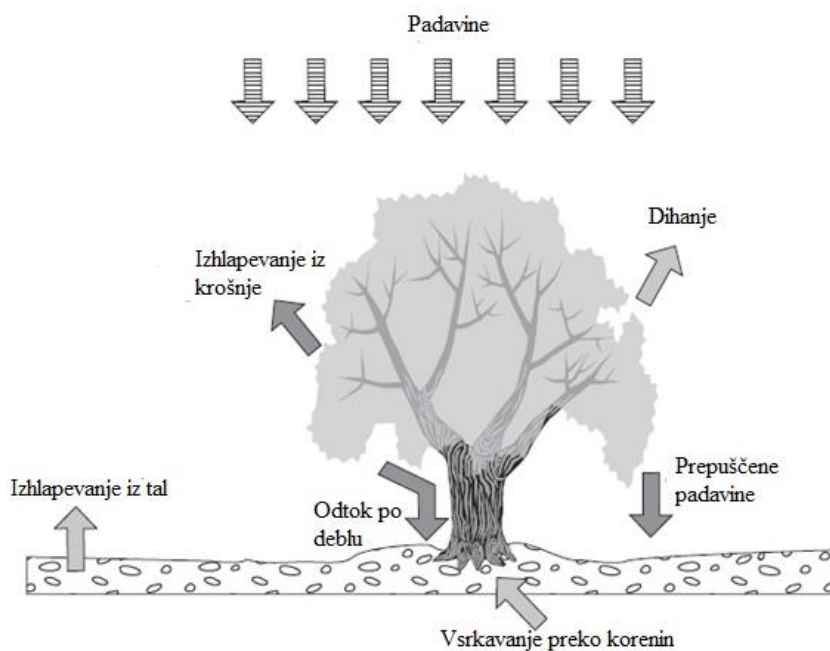
## 1 UVOD

Pomemben del vodnega kroga predstavlja evapotranspiracija, ki je sestavljena iz dveh pomembnih procesov, in sicer evaporacije in transpiracije. Oba procesa sta med seboj tesno povezana in prepletena. Evaporacija predstavlja izhlapevanje iz mokrih površin in je v bistvu fizikalni proces, transpiracija pa predstavlja dihanje rastlin. V diplomski nalogi je predstavljena uporaba najbolj učinkovite metode za računanje evapotranspiracije. Ta metoda se imenuje Penman–Monteithova metoda. Je standardna metoda za izračun evapotranspiracije in je primerna za uporabo v različnih klimatskih območjih. V nalogi so predstavljeni bistveni parametri, ki so potrebni za izračun te enačbe. Sončno sevanje, hitrost vetra, vlažnost zraka, temperatura zraka, faktor rastline in okoljski pogoji močno vplivajo na evapotranspiracijo.

Namen diplomske naloge je predstavitev osnovnih pojmov, povezanih z evapotranspiracijo in natančneje Penman–Monteithove metode, kot standardne metode za izračun le-te. V nalogi je predstavljen izračun evapotranspiracije za izbrano območje merilne meteorološke postaje Ljubljana-Bežigrad, z uporabo Penman–Monteithove enačbe. Pri izračunih smo uporabili več različnih načinov izračuna, ki jih omogoča ta enačba. V nalogi so predstavljeni izračuni evapotranspiracije z uporabo različnih časovnih korakov razpoložljivih podatkov (urni, dnevni, desetdnevni, mesečni) in izračuni za primere, ko nimamo na voljo vseh potrebnih meteoroloških podatkov. Tako dobimo za območje istega merilnega mesta različne rezultate, ki jih lahko med sabo primerjamo, analiziramo in poskušamo ovrednotiti, kateri možen ali potreben način izračuna bi nam najbolj ustrezal. Predstavljen je tudi vpliv, ki ga imajo posamezne vhodne spremenljivke (temperatura zraka, sončno obsevanje, zračna vlaga, hitrost vetra) na velikost izračunane evapotranspiracije.

## 2 EVAPOTRANSPIRACIJA

Evapotranspiracija (ET) je proces, ki povezuje izhlapevanje (**evaporacijo**) z neporaslega zemeljskega površja in vodnih površin ter **transpiracijo** z rastlin (Bat in sod., 2008). Izhlapevanje (evaporacija) je postopek, pri katerem se tekoča voda pretvori v vodno paro in se izloči z izhlapevanjem s površine tal ali vegetacije (parno odstranjevanje). Voda izhlapeva z različnih površin, kot so jezera, reke, pločniki, mokra tla, vegetacija. Za spremembo stanja molekule vode iz tekočega v plinasto je potrebna energija. Energijo zagotavlja predvsem temperatura zraka, v manjši meri pa tudi direktno sončno obsevanje. Gonilna sila, da se odstranijo vodne pare iz izhlapevne površine, je razlika med tlakom vodne pare na površini in v ozračju. Ko se razlika zmanjša, se zmanjša tudi izhlapevanje. Menjavanje nasičenih zračnih plasti je v veliki meri odvisno od hitrosti vetra. Sončno sevanje, temperatura zraka, vlažnost zraka in hitrost vetra so klimatski parametri, ki jih moramo upoštevati, ko določamo evapotranspiracijo (Allen in sod., 1998).



Slika 1: Osnovni elementi prestrežanja in izhlapevanja padavin (prirejeno po Musy in sod., 2011)

Kjer je površina izhlapevanja enaka površini tal, je pomembno tudi samo senčenje rastline oziroma pridelka in količina vode, dostopne na tej površini. Torej sta to tudi pomembna dejavnika, ki vplivata na proces izhlapevanja. Pogosto deževje, namakanje in voda, ki moči prst preko podtalnice, močijo prst. Kjer je prst sposobna dovajati vodo dovolj hitro, da zadovolji izgubo zaradi izhlapevanja, je

izhlapevanje iz prsti določeno samo z vremenskimi pogoji. Kadar je obdobje med deževjem in namakanjem preveliko in je sposobnost prsti za močenje iz tal majhna, vlažnost zemljine pade in se vrhnja plast prsti izsuši. V teh okoliščinah omejene razpoložljivosti vode deluje kontrolni vpliv pri izparevanju tal. Brez vodnega namakanja površine tal, izhlapevanje hitro pade in lahko preneha skoraj v celoti v nekaj dneh (Allen in sod., 1998).

Izhlapevanje padavin s krošenj določajo zgradba krošenj in površinske lastnosti listov in iglic. Vodo zadržujeta v krošnjah dve sili – adhezija in površinska napetost. Količina in delež prestrežene zadržane in nato izhlapele padavinske vode sta odvisne od vrste naravnih okoliščin. Najvažnejše so (Rejic in Smolej, 1988):

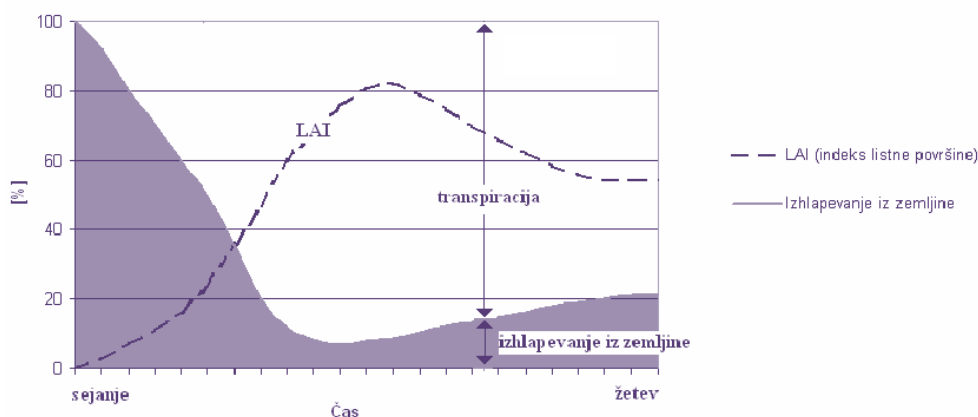
1. Površina krošenj oz. celotna površina listja v krošnji. Čim večja je površina, več padavin ostane v krošnji.
2. Hrapavost listne površine. Hrapavi listi imajo večjo površinsko napetost, zato na takih listih ostane več vode kot na gladkih.
3. Velikost listov. Na velike liste pade več padavin, ki se nato hitreje zlivajo na robove in kapljajo na tla. Na majhnih listih voda ostaja, ker redkeje doseže velikost kapelj.
4. Število, razpored in elastičnost listov. Čim večje je število listov, tem več je listnih osi, ob katerih se kaplje še posebej močno zadržijo. Elastični listi, ki se pod težo vode upognejo, zadržijo manj padavin.
5. Vrsta in temperatura padavin. Manjše kapljice se bolj zadržujejo med iglicami, ob listnih pecljih in na drugih ozkih mestih, velike kaplje pa stresajo liste in otesajo vodo z njih. S temperaturo je povezana tudi vizkoznost padavin. Ta je večja pri nižji temperaturi, zato se pri nižji temperaturi zmanjša zlivanje vode na listne robove, zadrževanje pa poveča.
6. Veter. V zatišju je prestrezanje največje, v vrtinčastem vetru pa majhno. Zaradi vrtincev odpadejo dežne kaplje naenkrat kot plohe z vej.
7. Vodni deficit listov. Nekaj vode lahko rastlina sprejme tudi skozi povrhnjico. Čim večje je pomanjkanje, več padavinske vode lahko prodre skozi površino (Rejic in Smolej, 1988).

Pridelki pretežno izgubijo vodo skozi listne reže. To so majhne odprtine na spodnji površini listov, skozi katere izhajajo plini in vodna para. Voda se prenaša po rastlini navzgor in se izloča preko rež (Allen in sod., 1998). Kadar ima rastlina zadostno količino vode, so listne reže odprte, v nasprotnem primeru pa se listne reže zaprejo. Takrat se proces transpiracije prekine in listi postanejo ohlapni. Zapiranje listnih rež vpliva tudi na zmanjšanje fotosinteze in same rasti rastline (Cesar, 2011).

Rastline so sposobne absorbirati vodo iz tal, kadar je vodni potencial absorptivnega dela korenin bolj negativen od vodnega potenciala v tleh (Trošt Sedej, 2005). Uparjanje se pojavi v listih, in sicer v medceličnih prostorih, parna izmenjava z atmosfero pa je pod nadzorom stomatalne odprtine. Skoraj vsa voda, ki jo rastlina posrka preko korenin, se izgubi preko izhlapevanja in samo majhen del se porabi znotraj rastline.

Izhlapevanje je odvisno od oskrbe z energijo, parnega tlaka in vetra. Pri ocenjevanju izhlapevanja je treba upoštevati sevanje, temperaturo zraka, vlažnost zraka in veter. Vsebnost vode v prsti in sposobnost prsti, da prevaja vodo do korenin, prav tako določajo stopnjo izhlapevanja, kot tudi zasičenost tal z vodo in slanost prsti. Stopnja izhlapevanja je odvisna tudi od lastnosti rastline, okoljskih pogojev in vrste obdelovanja. Različne vrste rastlin imajo lahko različne stopnje transpiracije. Ne samo vrsta pridelka, temveč tudi razvoj pridelka, okolje in upravljanje je treba upoštevati pri oceni transpiracije.

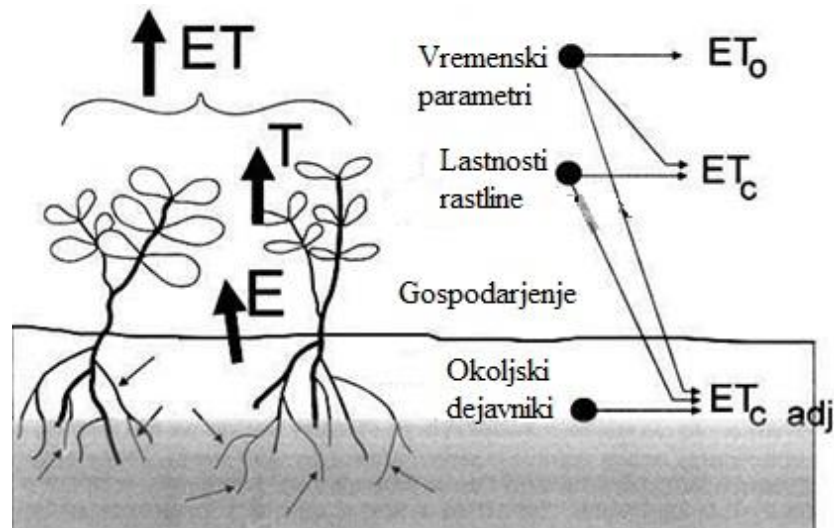
Izhlapevanje in transpiracija se pojavljata sočasno in ne obstaja enostaven način za razlikovanje med obema procesoma. Poleg razpoložljivosti vode v vrhnjih plasteh zemljine, izhlapevanje s tal v glavnem določa delež sončnega sevanja, ki doseže površino tal. Ta delež se zmanjšuje v obdobju rasti, ko se pridelek razvija in krošnje pridelka senčijo tla. Ko je pridelek majhen, se voda pretežno izgubi z izhlapevanjem iz zemljine, ko pa se pridelek dobro razvije in v celoti prekrije tla, transpiracija postane glavni proces. Na sliki 2 je predstavljena porazdelitev evapotranspiracije na izhlapevanje in transpiracijo v odvisnosti od listne površine na enoto površine tal pod njim (*LAI*). Pri setvi skoraj 100 % ET nastane zaradi izhlapevanja, medtem ko so rastline največje, več kot 90 % ET nastane zaradi transpiracije (Allen in sod., 1998).



Slika 2: Spreminjanje izhlapevanja in transpiracije tekom ravnega obdobja poljščin (prirejeno po Allen in sod., 1998)



- ( $ET_0$ ) predstavlja referenčno evapotranspiracijo rastline,
- ( $ET_c$ ) evapotranspiracijo pridelka v standardnih pogojih,
- ( $ET_{c\ adj}$ ) je odvisen od različnih vrst upravljanja in okoljskih pogojev (slika 3).



Slika 3: Faktorji evapotranspiracije (prirejeno po Allen in sod., 1998)

## 2.1 Enote evapotranspiracije

Mera izhlapevanja je običajno izražena v milimetrih (mm) na časovno enoto. Stopnja izraža količino izgubljene vode iz obdelane površine v enotah globine vode. Časovna enota je lahko ura, dan, teden, mesec ali celo celotno obdobje rasti ali leto. En hektar ima površino  $10000\text{ m}^2$  in  $1\text{ mm}$  je enak  $0.001\text{ m}$ , izguba  $1\text{ mm}$  vode ustreza izgubi  $10\text{ m}^3$  vode na hektar. Z drugimi besedami,  $1\text{ mm dan}^{-1}$  je enak  $10\text{ m}^3\text{ ha}^{-1}\text{ dan}^{-1}$ . Vodna globina je lahko izražena tudi v energetskega smislu v prejeti energiji na enoto površine. Energija se nanaša na energijo ali toploto potrebno za izhlapevanje proste vode. Ta energija, znana kot latentna toplota izparevanja ( $\lambda$ ), je odvisna od temperature vode. Na primer, pri  $20^\circ\text{C}$  je  $\lambda$  približno  $2.45\text{ MJ kg}^{-1}$ . Z drugimi besedami,  $2.45\text{ MJ}$  potrebujemo za izhlapevanje  $1\text{ kg}$  oziroma  $0.001\text{ m}^3$  vode. Zato je vnos energije v višini  $2.45\text{ MJ na m}^2$  potreben za izhlapevanje  $0.001\text{ m}$  ali  $1\text{ mm}$  vode, in zato  $1\text{ mm}$  vode je enaka  $2.45\text{ MJ m}^{-2}$ . Mera evapotranspiracije, izražena v enotah  $\text{MJ m}^{-2}\text{ dan}^{-1}$ , predstavlja  $\lambda ET$ , latentno toplotni tok (Allen in sod., 1998).

## 2.2 Faktorji, ki vplivajo na evapotranspiracijo

Meteorološki parametri, lastnosti pridelka, upravljanje in okoljski vidiki so dejavniki, ki vplivajo na izhlapevanje in transpiracijo.

Glavni meteorološki parametri, ki vplivajo na izhlapevanje so sončno sevanje, temperatura zraka, vlažnost zraka in hitrost vetra. Več postopkov je bilo razvitih za ocenjevanje izhlapevanja s temi parametri. Moč izhlapevanja je izražena z referenčno evapotranspiracijo pridelka ( $ET_0$ ). Referenčna evapotranspiracija pridelka pomeni izhlapevanje iz standardizirane poraščene površine.

Pri oceni izhlapevanja iz rastlin je treba upoštevati vrsto pridelka, sorto, razvojno fazo in področje pridelave. Razlike v odpornosti na transpiracijo, višina pridelka, odpornost pridelka, refleksija, pokrovnost tal in koreninjenje pridelkov privedejo do različnih vrednosti ET za različne vrste rastlin pod enakimi okoljskimi pogoji. Evapotranspiracija rastlin v standardnih pogojih ( $ET_c$ ) se nanaša na izhlapevanje iz rastlin, ki jih gojijo v velikih poljih in imajo optimalne pogoje talne vode, so dobro oskrbovane, imajo odlične okoljske pogoje ter dosegajo polno proizvodnjo v okviru danih klimatskih pogojev (Allen in sod., 1998).

Dejavniki, kot so slanost tal, slaba rodovitnost tal, omejena uporaba gnojil, prisotnost trdega ali nepropustnega sloja tal, odsotnost nadzora nad boleznimi in škodljivci in slabo upravljanje tal, lahko omejijo razvoj pridelka in zmanjšajo izhlapevanje (Allen in sod., 1998). Stres kot stresni dejavnik je pogosto definiran kot značilen odklon od optimalnih življenjskih razmer za izbran organizem. Stresni dejavnik na vseh ravneh učinkuje na zgradbe in delovanje organizma (Trošt Sedej, 2005). Drugi dejavniki, ki jih je treba upoštevati pri ocenjevanju ET so pokrovnost tal, gostota rastlin in vsebnost vode v tleh. Vpliv vode v tleh na ET je predvsem pogojena z višino primanjkljaja vode in tipa tal. Po drugi strani pa preveč vode povzroči visoko podtalnico, ki lahko poškoduje korenine in omeji vnos vode z zaviranjem dihanja (Allen in sod., 1998).

Pri ocenjevanju stopnje ET, je treba dodatno pozornost nameniti vrstam upravljanja, ki vpliva na klimatske in pridelovalne dejavnike, ki vplivajo na proces ET. Praksa gojenja in vrsta metode namakanja lahko spremeni mikroklimo, vpliva na lastnosti pridelka ali vpliva na močenje površine tal in nasadov. Vetrobran zmanjšuje hitrosti vetra in zmanjšuje stopnjo ET neposredno za pregrado. Učinek je lahko pomemben zlasti v vetrovnih, toplih in suhih pogojih, čeprav izhlapevanje iz dreves lahko samo nadomesti vsakršno zmanjšanje na tem področju. Evaporacijo iz tal v mladih sadovnjakih, kjer so drevesa razmaknjena, je mogoče zmanjšati s pomočjo dobro zasnovanega kapljičnega ali

sistema kapljičnega namakanja. Kapljalniki dovajajo vodo neposredno v tla blizu drevesa, zaradi česar je večji del zemeljske površine suh in tako omejimo izgube zaradi izhlapevanja. Uporaba zastirk, še posebej, če je pridelek majhen, je še en način za bistveno zmanjšanje evaporacije iz tal. Anti-transpiranti, kot so zapiralo listnih rež, filmski ali reflektivni material, zmanjšajo izgubo vode iz rastlin in s tem stopnjo izhlapevanja.

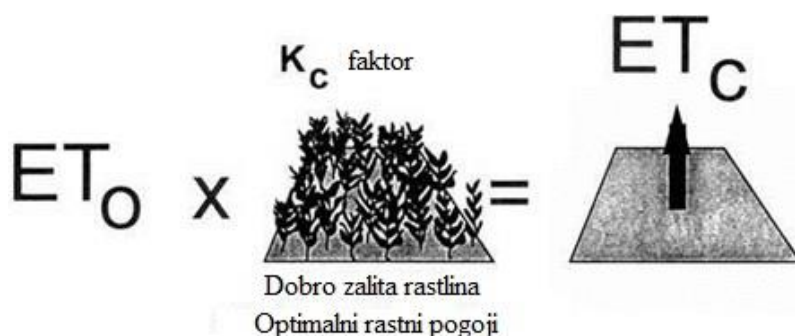
Če se pogoji zemljišča razlikujejo od standardnih pogojev, so potrebni korekcijski faktorji za prilagoditev  $ET_c$ . Popravek odraža učinek na evapotranspiracijo rastlin glede na okoljske pogoje in pogoje gospodarjenja na tem področju (Allen in sod., 1998).

### 2.3 Koncepti evapotranspiracije

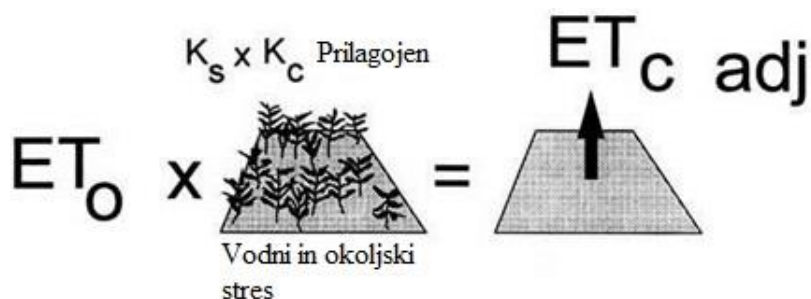
Razlike v konceptih izračuna evapotranspiracije so prikazane na slikah 4, 5 in 6 in sicer med evapotranspiracijo referenčnega pridelka ( $ET_0$ ), pridelka, ki je rasel v optimalnih pogojih - standardnih pogojih ( $ET_c$ ) in izhlapevanje iz rastlin, ki so rastle v realnih pogojih ( $ET_{c\ adj}$ ).  $ET_0$  izraža potencialno evapotranspiracijo,  $ET_c$  se nanaša na izhlapevanje iz rastlin, ki so rastle v optimalnih pogojih. Zaradi dejanskih omejitev pridelka in gospodarjenja z okoljem, ki vplivajo na rast rastlin, moramo  $ET_c$  popraviti z določenim faktorjem (Allen in sod., 1998).



Slika 4: Evapotranspiracija referenčnega pridelka ( $ET_0$ ) (Allen in sod., 1998)



Slika 5: Evapotranspiracija rastlin pod standardnimi pogoji ( $ET_c$ ) (Allen in sod., 1998)



Slika 6: Evapotranspiracija rastlin pod nestandardnimi pogoji ( $ET_c \text{ adj}$ ) (Allen in sod., 1998)

### 2.3.1 Referenčna (primerjalna) evapotranspiracija rastlin ( $ET_0$ )

Pojem referenčna evapotranspiracija predstavlja izhlapevanje iz zemljine in referenčne rastline. Referenčne rastline so običajno trave oz. stročnice alfalfa. Razlog za izbor teh rastlin je predvsem v tem, da s svojimi listi dobro prekrivajo zemljino (Ward in Trimble, 2004).

Pojem referenčne evapotranspiracije so uvedli, da bi proučevali izhlapevanje iz tal, neodvisno od vrste rastline, njene rasti in načina obdelovanja. Predpostavili so, da je v zemljini dovolj vode, tako da na izhlapevanje ne vpliva vrsta zemljine. S povezavo  $ET$  na specifično površino dobimo referenco, s katero lahko povežemo  $ET$  na drugih površinah. To lahko naredimo za vsako rastlino posebej in za vsako obdobje razvoja rastline posebej. S tem lahko primerjamo  $ET$  merjene ali izračunane na različnih lokacijah in različnih sezonah.

Privzeta referenčna površina (določena pri FAO) je aktivno rastoča trava, ki popolnoma prekriva tla in je zadostno preskrbljena z vodo, ter ima višino 0,12 m, površinsko upornost 70 s/m in albedo 0,23 (Referenčna evapotranspiracija, 2012).

$ET_0$  lahko izračunamo iz klimatskih podatkov. Penman–Monteithova metoda je od leta 1990 standardna metoda za definicijo in izračun referenčne evapotranspiracije. Penman–Monteithova metoda zahteva sončno radiacijo, temperaturo zraka, vlažnost zraka in hitrost vetra. Postopki izračuna v tej publikaciji nam omogočajo oceno  $ET_0$  po Penman–Monteithovi metodi pod vsemi pogoji celo v primeru, ko nam nekateri vremenski podatki manjkajo (Allen in sod., 1998).

### 2.3.2 Evapotranspiracija rastlin pod standardnimi pogoji ( $ET_c$ )

Evapotranspiracija pridelka pod standardnimi pogoji je določena kot  $ET_c$  pridelka, ki nima bolezni, je dobro pognojen, raste na velikih poljih, ima dovolj vode in dosega polno proizvodnjo v danih vremenskih razmerah.

Evapotranspiracija pridelka se lahko izračuna iz klimatskih podatkov in z vključitvijo odpornosti pridelka, albeda in dejavnikov upora zraka po Penman–Monteithovi metodi. Eksperimentalno določena razmerja  $ET_c / ET_0$ , imenujemo koeficienti rastlin ( $K_c$ ), ki ga lahko zapišemo z enačbo  $ET_0$  ali  $ET_c = K_c ET_0$  (Allen in sod., 1998).

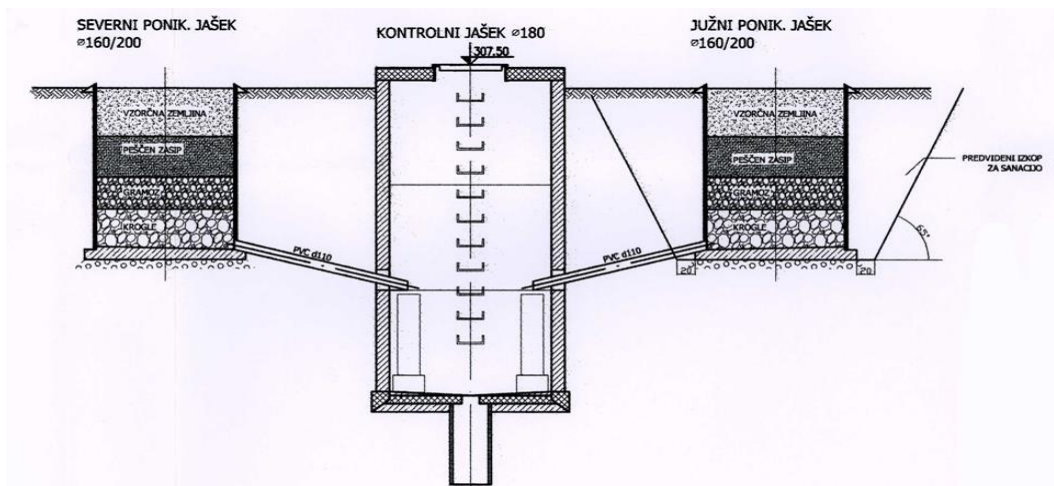
Na razliko  $ET_c$  od  $ET_0$  vplivajo razlike v strukturi listov, značilnosti por, aerodinamične lastnosti rastline in celo albedo, čeprav rastejo pod enakimi vremenskimi pogoji.

### 2.3.3 Evapotranspiracija rastlin pod nestandardnimi pogoji ( $ET_{c\text{adj}}$ )

Izhlapevanje z rastlin, ki niso rasle pod standardnimi pogoji ( $ET_{c\text{adj}}$ ) je izhlapevanje z rastlin, gojenih pod realnimi pogoji, ki se razlikujejo od standardnih pogojev. Pri gojenju pridelkov na poljih, lahko realno izhlapevanje pridelka odstopa od  $ET_c$  zaradi ne-optimalnih pogojev, kot so prisotnost škodljivcev in bolezni, slanost tal, nizka rodovitnost tal ali pomanjkanje vode. To lahko povzroči počasnejšo rast rastlin, nizko gostoto sadik in lahko zmanjša stopnjo izhlapevanja pod  $ET_c$ . Izhlapevanje z rastlin, ki niso rasle pod standardnimi pogoji, se izračuna s koeficientom  $K_s$  in/ali s prilagajanjem  $K_c$  za vse vrste drugih pogojev in okoljskih omejitev na izhlapevanje pridelka (Allen in sod., 1998).

## 2.4 Meritve ET – Lizimetri

Evapotranspiracijo kot celoten proces lahko merimo z lizimetri. Vendar pa je zaradi drage izvedbe in zahtevnega upravljanja njihova uporaba omejena (Allen in sod., 1998). Lizimetri so instrumenti, s katerimi lahko merimo evapotranspiracijo, ter količino in kakovost vode, ki pronica skozi talni profil proti podtalnici. Neposredne meritve parametrov, ki nam jih omogočajo lizimetri, so natančnejše kot posredni izračuni le-teh preko ostalih merjenih parametrov. Lizimetri so zato primerne naprave za raziskave v kmetijski, vodarski in okoljevarstveni stroki, še posebej v primeru ekstremnih vremenskih dogodkov, ki vplivajo na bilanco vode v tleh (Lizimetri, 2012). Primer lizimetra je predstavljen na sliki 7.



Slika 7: Lizimeter (ARSO, 2010)

$ET_0$  lahko ocenimo tudi iz izhlapevanja iz posode. Posode so se izkazale kot zelo uporabne in so bile uspešno uporabljene za oceno  $ET_0$ . Z opazovanjem izgube vode iz posode in uporabo empiričnih koeficientov za povezavo izhlapevanja iz posode z  $ET_0$ , lahko  $ET_0$  ocenimo. Vseeno je potrebno upoštevati določene postopke, da so meritve uporabne (Allen in sod., 1998). Na sliki 8 je predstavljen tipičen primer postavitve evaporacijske posode tipa A.



Slika 8: Evaporacijska posoda tip A (Evaporacijska posoda tip A, 2016)

Meritve v naravi so drage, zahtevajo veliko dela in so lahko uporabne le z dobro usposobljenim kadrom. Za določanje evapotranspiracije so potrebne posebne naprave in točne meritve različnih fizikalnih parametrov. Stopnja evaparacije, ki jo izmerimo v evaporimetru, je ponavadi večje kot tista, ki jo izmerimo v večjih vodnih telesih. Razmerje med obema imenujemo koeficient posode. Tako za oceno evaparacije večjega vodnega telesa uporabimo evaparacijo posode, pomnoženo s koeficientom posode (Allen in sod., 1998).

## 2.5 Energijska bilanca in mikroklimatske metode

Izhlapevanje vode zahteva relativno velike količine energije, bodisi v obliki toplote ali sevalne energije. Zato je izhlapevanje proces, ki ga ureja izmenjava energije na poljsko površino in je omejena s količino energije, ki je na voljo. Zaradi te omejitve, je mogoče napovedati stopnjo evapotranspiracije z uporabo načela pretoka energije. Energija, ki prihaja na površino, mora biti enaka energiji, ki zapusti površino v enakem časovnem obdobju.

Vse tokove energije je treba upoštevati pri izpeljavi enačbe energetske bilance. Enačbo za izparilno površino lahko zapišemo kot (Allen in sod., 1998):

$$R_n - G - \lambda ET - H = 0, \quad (1)$$

kjer je  $R_n$  neto sevanje,  $H$  občutena toplota,  $G$  toplotni tok tal in  $\lambda ET$  latentni toplotni tok. Enačba se uporablja na velikih, obsežnih poljih homogene vegetacije. Enačba je omejena na štiri komponente:

$R_n$ ,  $\lambda ET$ ,  $H$  in  $G$ . Drugi energetske vnosi, kot npr. energija v presnovni aktivnosti se ne štejejo in jih je mogoče obravnavati kot zanemarljive.

Latentni toplotni tok ( $\lambda ET$ ), ki predstavlja frakcijo evapotranspiracije  $ET$ , lahko izračunamo iz enačbe 1, če poznamo ostale spremenljivke. Neto sevanje ( $R_n$ ) in toplotni tok tal ( $G$ ) lahko merimo ali ocenimo iz vremenskih parametrov. Meritve občutene toplote ( $H$ ) so kljub temu kompleksne in jih ne moremo preprosto pridobiti.  $H$  zahteva točne meritve temperaturnih gradientov nad površino tal (Allen in sod., 1998).

## 2.6 Vodna bilanca prsti

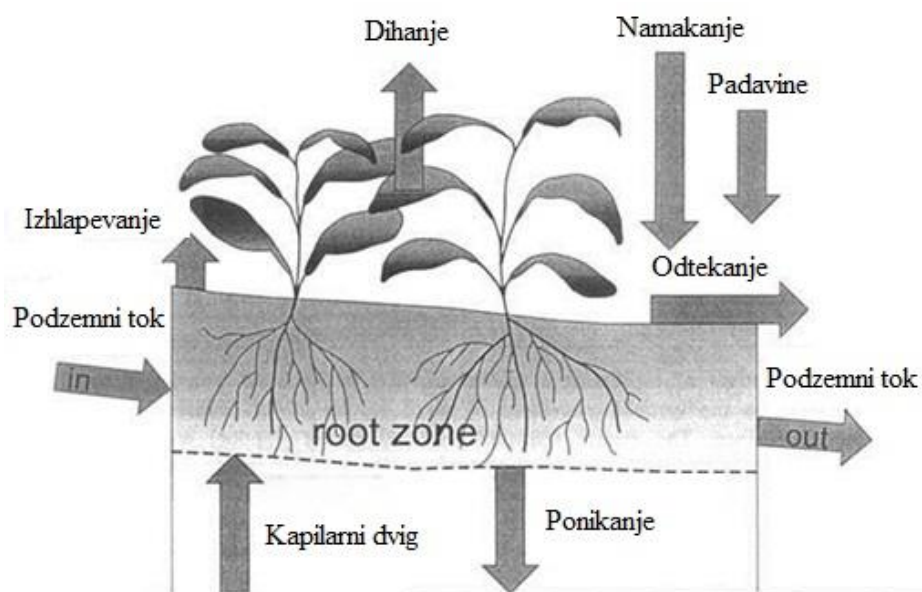
Evapotranspiracijo se lahko določa tudi preko meritev komponent, ki določajo vodno bilanco prsti (slika 9). Metodo sestavlja ocena o vnosih in izhodih vode iz prsti v določenem času. Namakanje ( $I$ ) in padavine ( $P$ ) vnašajo vodo v prst. Del tega se izgubi s površinskim odtokom ( $RO$ ) in s ponikanjem ( $DP$ ). Voda se lahko prenaša navzgor tudi s kapilarnim dvigom ( $CR$ ) iz podtalnice ( $SF$ ) ali podvodnih tokov ( $SW$ ). Izhlapevanje iz prsti in dihanje rastlin odstranjujeta vodo iz prsti. Če lahko vse tokove vode ocenimo razen evapotranspiracije, lahko njo ocenimo iz spremembe vlažnosti zemljine v določenem času (Allen in sod., 1998):

(2)

$$ET = I + P - RO - DP + CR \pm \Delta SF \pm \Delta SW$$

Nekatere tokove, kot so podvodni tok, globoko pronicanje in kapilarni dvig težko ocenimo, še posebej pri kratkih časovnih intervalih. Metoda vodne bilance prsti nam po navadi da ocene  $ET$ -ja preko daljših časovnih obdobjih, ki se merijo v tednih ali nekaj tednih (Allen in sod., 1998).





Slika 9: Vodna bilanca prsti (prirejeno po Allen in sod., 1998)

### 3 PENMAN–MONTEITHOVA METODA

V strokovni javnosti se je dolgo kazala potreba po standardni metodi za določanje referenčne evapotranspiracije, ki bi nam omogočala njeno čim širšo uporabo.

Veliko bolj ali manj empiričnih metod je bilo razvitih v zadnjih 70 letih za oceno  $ET_0$  iz različnih klimatskih parametrov. Velika večina teh je bila uporabna le za lokalne razmere in neuporabna za splošno rabo. Zato se je pokazala potreba po uvedbi standardne metode. Modificirana Penmanova metoda je bila sprejeta kot metoda, ki daje najboljše rezultate z najmanjšim odstopanjem v razmerju z referenčno travno površino. Tudi ostale metode, kot na primer: »Pan method«, metoda radiacije, metoda Blaney-Criddle, se niso pokazale kot primerne za standardno metodo (Allen in sod., 1998).

Bistveni poudarki različnih metod (Allen in sod., 1998):

- Penmanova metoda zahteva kalibracijo vetra glede na lokalne razmere, da dobimo ustrezne rezultate.
- Metoda radiacije daje dobre rezultate v vlažnih podnebjih, v suhih podnebjih pa podcenjuje ET.
- Temperaturne metode so empirične in zahtevajo lokalno kalibracijo, da bi dobili zadovoljive rezultate.
- »Pan metoda« nam odraža pomanjkljivosti v predvidevanju ET pridelka za razliko od izhlapevanja iz vodne površine. Metoda je zelo odvisna od mikroklimatskih pogojev, v katerih posoda deluje in od skrbi zanjo.
- Relativna natančnost in zanesljivost Penman–Monteithove metode, tako v suhih in vlažnih podnebjih, je bila prikazana v več študijah (Allen in sod., 1998).

#### 3.1 Penman–Monteithova enačba

Od leta 1990 je Penman–Monteithova enačba predlagana kot standardna metoda izračuna potencialne evapotranspiracije. Enačbo zapišemo tako (Allen in sod., 1998):

(3)

$$\lambda ET = \frac{\Delta \cdot (R_n - G) + \rho \cdot c_p \cdot (e_s - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_s / r_a)},$$

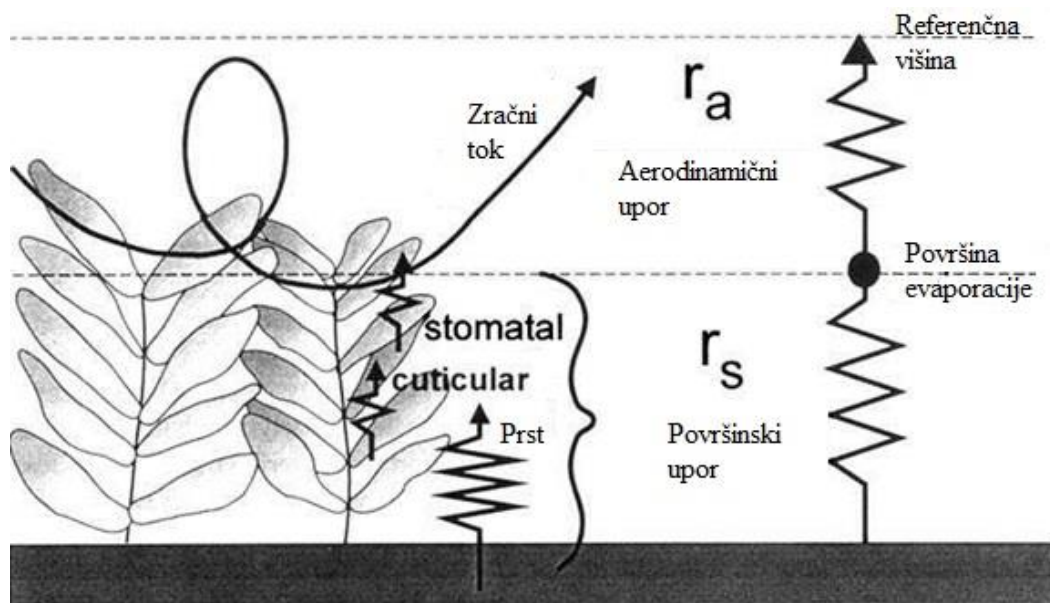
kjer posamezne oznake pomenijo:

$\lambda ET$	Latentni toplotni tok izhlapevanja [ $\text{W}/\text{m}^2$ ],
$R_n$	Neto radiacija kratkovalovnega in dolgovalovnega sevanja (razlika med sprejeto in odbito radiacijo) [ $\text{W}/\text{m}^2$ ],
$G$	Segrevanje tal [ $\text{W}/\text{m}^2$ ],
$\rho$	Povprečna gostota zraka pri konstantnem pritisku [ $\text{kg}/\text{m}^3$ ],
$c_p$	Specifična toplota zraka [ $\text{J}/\text{kg}/\text{K}$ ],
$e_s$	Nasičeni zračni parni tlak [Pa],
$e_a$	Dejanski zračni parni tlak [Pa],
$(e_s - e_a)$	Deficit zračnega parnega tlaka [Pa],
$\Delta$	Nagib krivulje nasičenega parnega tlaka pri temperaturi T [ $\text{Pa}/\text{K}$ ],
$r_a$	Aerodinamična upornost [s/m],
$r_s$	Površinska upornost [s/m],
$\gamma$	Psihometrična konstanta [ $\text{Pa}/\text{K}$ ].

Zgornja oblika Penman–Monteithove enačbe vključuje vse parametre, ki določajo pretok energije in na to navezano evapotranspiracijo za neko vegetacijo. Večina parametrov je pridobljena z meritvami ali jih lahko pridobimo z izračunom iz vremenskih podatkov. Enačbo lahko uporabimo za direkten izračun evapotranspiracije rastline, ker sta površina in aerodinamična upornost za rastlino znani (Allen in sod., 1998).

### 3.1.1 Aerodinamična upornost $r_a$

Odpornost površine je pogosto združena v en parameter, to je parameter površinske odpornosti, ki deluje skupaj z aerodinamičnim uporom. Površinska odpornost  $r_s$  opisuje upor pretoka pare skozi listne pore, listne površine in površine tal (slika 10). Aerodinamična upornost  $r_a$  opisuje upor iz vegetacije navzgor in vključuje trenje zraka, ki teče čez vegetativno površino (slika 10).



Slika 10: Predstavitev površinske odpornosti in aerodinamične upornosti (prirejeno po Allen in sod., 1998)

Prenos energije in izhlapele vode z izhlapevajoče površine v zrak nad rastlino je opisan z aerodinamično upornostjo  $r_a$  (preglednica 1). Po navadi jo izračunamo iz hitrosti vetra in hrapavosti površine:

$$r_a = \frac{\left( \ln \left( \frac{z_m - d_0}{z_{om}} \right) \cdot \ln \left( \frac{z_h - d_0}{z_{oh}} \right) \right)^2}{k_0^2 \cdot u_z}, \quad (4)$$

kjer posamezne oznake pomenijo:

- $r_a$  Aerodinamična upornost [s/m],
- $z_m$  Višina merske točke vetra [m],
- $z_h$  Višina merske točke vlažnosti in temperature [m],
- $d_0$  Višinski odmik osnove ravnine [m],
- $z_{om}$  Parameter hrapavosti, ki vpliva na proces zaradi vetra [m],
- $z_{oh}$  Parameter hrapavosti, ki vpliva na proces toplote in vlage [m],
- $k_0$  Karmanova konstanta = 0,41 [-],
- $u_z$  Hitrost vetra na višini  $z_m$  [m/s].

Preglednica 1: Aerodinamična upornost posameznih vrst vegetacije pri hitrosti vetra 2,5 m/s, merjena 10 m nad tlemi (Brilly in Šraj, 2005).

Rastlina	$r_a$ [s/m]
Trava	115
Poljščine	50
Gozd	10 – 15

### 3.1.2 Površinska upornost $r_s$

Površinska upornost opisuje upornost pretoka vodnih hlapov skozi rastlino na določeni površini (preglednica 2). Kjer vegetacija ne pokriva celotne površine tal, se bolj upošteva evaporacija iz tal. Površinska upornost je tudi odvisna od namočenosti rastlin. Površinska upornost  $r_s$  vegetacije pa predstavlja upornost vlažnemu toku pri transpiraciji rastline in izhlapevanju z zemljine in je enaka (Allen in sod., 1998):

$$r_s = \frac{r_l}{LAI_{active}}, \quad (5)$$

kjer posamezne oznake pomenijo:

$r_s$	Površinska upornost [s/m],
$r_l$	Stomatalna upornost listov [s/m],
$LAI_{active}$	Indeks listne površine (leaf area index) [m <sup>2</sup> /m <sup>2</sup> ].

Preglednica 2: Površinska upornost za travo in gozd (Brilly in Šraj, 2005).

Rastlina	$r_s$ [s/m]
Trava	50 – 90
Gozd	70 – 120

$LAI$  oziroma indeks listne površine ( $LAI$ , angl. orig. Leaf area index) je definiran kot skupna enostranska površina zelenih listov na enoto površine tal [m<sup>2</sup>/m<sup>2</sup>]. Za  $LAI$  je značilna prostorska in časovna spremenljivost, ki je v največji meri odvisna od vrste vegetacije in podnebja (Šraj, 2003). Aktivni  $LAI$  je indeks listne površine, ki aktivno vpliva na temperaturo površine in transport hlapov. Običajno je to zgornji osončen del krošnje. Vrednost  $LAI$  za različne rastline se značilno razlikuje,

vendar je vrednost 3 – 5 običajna za mnoge odrasle rastline. Za določeno rastlino se  $LAI$  spreminja skozi rastno sezono in običajno doseže svoj maksimum malo pred cvetenjem ali med njim. Prav tako na  $LAI$  vpliva gostota in pestrost rastlin.

Stomatalna upornost listov  $r_l$  je povprečna upornost posameznega lista. Ta upornost je specifična za vsako rastlino posebej in se spreminja glede na vrsto rastline in njeno pridelavo (gospodarjenje). Po navadi narašča s starostjo rastline in kasneje upada. V literaturi je malo informacij o spreminjanju  $r_l$  - ja s časom za različne rastline.

Stomatalna upornost listov je odvisna od vremenskih pogojev in dostopnosti vode. Na vsako vrsto rastline to vpliva različno. Upornost narašča, ko je rastlina pod vodnim stresom in količina vode v tleh zavira evapotranspiracijo rastline. Nekatere študije kažejo, da je stomatalna upornost odvisna od intenzivnosti obsevanja, temperature, deficita zračnega parnega tlaka (Allen in sod., 1998).

Stomatalna upornost listov  $r_l$ , posameznega lista ima vrednost  $100 \frac{s}{m}$  v pogojih optimalne vlage. Če predpostavimo višino rastline 0,12 metra, je površinska upornost  $r_s [\frac{s}{m}]$  za referenčno travno površino naslednja (Allen in sod., 1998):

$$r_s = \frac{100}{0,5 \cdot 24 \cdot 0,12} \approx 70 \frac{s}{m}.$$

### 3.1.3 Referenčna površina

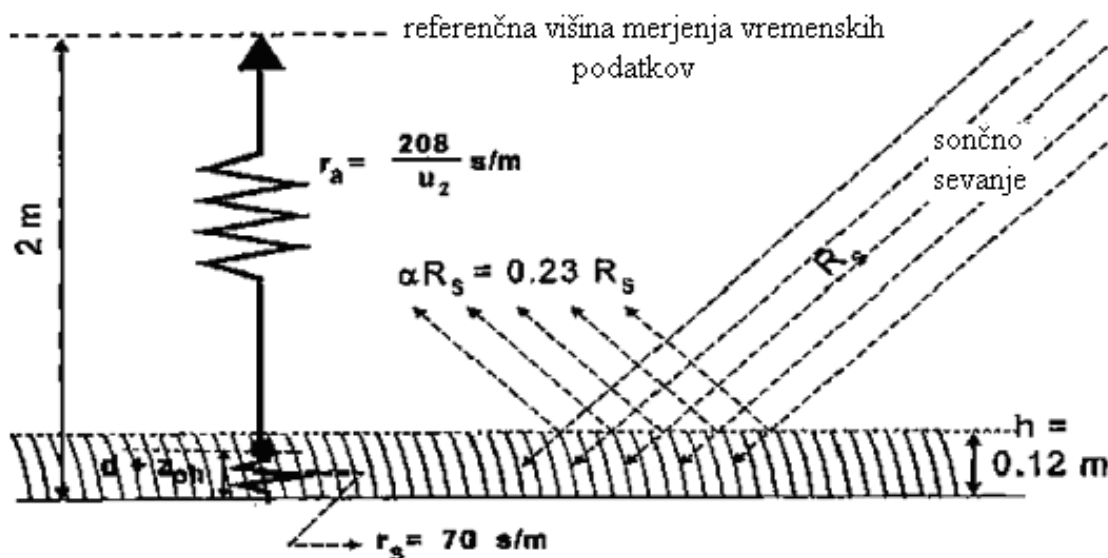
Da preprečimo opredelitev parametrov izhlapevanja za vsak posevek in fazo rasti posebej, je bil uveden koncept referenčne površine. Evapotranspiracija pridelka v različnih stopnjah rasti so povezane z evapotranspiracijo referenčne površine ( $ET_0$ ), s pomočjo koeficientov pridelka.

V preteklosti je bila odprta površinska voda predlagana kot referenčna površina. Vendar pa so bile razlike v aerodinamiki, nadzoru vegetacije in sevanja, prevelik izziv v zvezi z meritvami prostega izhlapevanja voda.  $ET_0$  na določen pridelok ima to prednost, da vključuje biološke in fizikalne procese.

Da bi se izognili težavam lokalnih kalibracij, ki bi zahtevale zahtevno in drago študijo, je bila izbrana trava, kot referenčna površina. Težava s travo je, da lahko različne trave in morfologije pomembno

vplivajo na stopnjo evapotranspiracije, še posebej v času največje porabe vode. Velike razlike lahko obstajajo med toplo in hladno sezono. Hladnejše obdobje ima pri travi nižjo stopnjo stomatalnega nadzora in s tem višje stopnje evapotranspiracije. V nekaterih sušnih območjih trava ne uspeva.

Referenčna evapotranspiracija, ki predstavlja evapotranspiracijo s hipotetične travnate površine višine 0,12 m, z albedom 0,23 in s konstantno površinsko upornostjo  $70 \frac{s}{m}$  (slika 11) (Allen in sod., 1998).



Slika 11: Lastnosti idealne referenčne površine (prirejeno po Allen in sod., 1998)

### 3.1.4 FAO Penman–Monteithova enačba

Iz Penman–Monteithove metode in enačbe aerodinamične upornosti in enačbe površinske upornosti, lahko izpeljemo enačbo, ki ocenjuje  $ET_0$  (Allen in sod., 1998).

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)}, \quad (6)$$

Kjer posamezne oznake pomenijo:

$ET_0$	Referenčna evapotranspiracija [mm/dan],
$R_n$	Neto radiacija kratkovalovnega in dolgovalovnega sevanja (razlika med sprejeto in odbito radiacijo) [ $MJ/m^2$ dan],
$G$	Segrevanje tal [ $MJ/m^2$ dan],
$T$	Srednja dnevna temperatura zraka na višini 2 m [ $^{\circ}C$ ],

$u_2$	Hitrost vetra na 2 m [m/s],
$e_s$	Nasičeni zračni parni tlak [kPa],
$e_a$	Dejanski zračni parni tlak [kPa],
$(e_s - e_a)$	Deficit zračnega parnega tlaka [kPa],
$\Delta$	Nagib krivulje nasičenega parnega tlaka pri temperaturi T [kPa/°C],
$\gamma$	Psihometrična konstanta [kPa/°C].

Referenčna  $ET_0$  nam omogoča:

- primerjavo ET v različnih letnih časih in med različnimi regijami,
- primerjavo ET pri različnih pridelkih.

Enačba uporablja standardne vremenske meritve sončne radiacije, temperature zraka, vlažnosti in hitrosti vetra. Da bi zagotovili pravilnost meritev, morajo biti te izmerjene na višini 2 m nad referenčno travno površino (Allen in sod., 1998).

### 3.1.4.1 Postopek izračuna

$ET_0$  lahko ocenimo z uporabo računske tabele predstavljene v box 11 (Allen in sod., 1998). Računska tabela se nanaša na tabele v aneksu 2 (Allen in sod., 1998) za določanje nekaterih klimatskih parametrov. Računski postopek je sestavljen iz naslednjih korakov:

- I. Izpeljava nekaterih klimatskih parametrov iz dnevne maksimalne  $T_{maks}$  in minimalne  $T_{min}$  temperature zraka, nadmorske višine  $z$  in srednje hitrosti vetra  $u_2$ .
- II. Izračun deficita parnega tlaka ( $e_s - e_a$ ). Zasičeni parni tlak  $e_s$  je izpeljan iz  $T_{maks}$  in  $T_{min}$ , medtem ko je dejanski parni tlak  $e_a$  izpeljan iz temperature rosišča ( $T_{ros}$ ), iz maksimalne ( $RH_{maks}$ ) in minimalne ( $RH_{min}$ ) relativne vlažnosti, iz maksimalne ( $RH_{maks}$ ) ali srednje relativne vlažnosti ( $RH_{srednje}$ ).
- III. Določanje neto radiacije ( $R_n$ ) kot razlike med neto kratkovalovno radiacijo ( $R_{ns}$ ) in neto dolgovalovno radiacijo ( $R_{nl}$ ). V tabeli izračuna je učinek zemeljskega toplotnega toka ( $G$ ) zanemarjen pri dnevni izračunih, ker je velikost toka v tem primeru relativno majhna. Neto radiacija izražena v  $\frac{MJ}{m^2 dan}$  je spremenjena v mm/dan (ekvivalentna evaporacija) v FAO Penman – Monteith enačbi z uporabo faktorja 0,408.
- IV.  $ET_0$  je pridobljena s kombinacijo rezultatov prejšnjih korakov.



### 3.1.4.2 $ET_0$ izračunana z različnimi časovnimi koraki

Izbor časovnih korakov s katerimi izračunamo  $ET_0$  je odvisen od namena izračuna, zahtevane točnosti izračuna in dostopnosti klimatskih podatkov (Allen in sod., 1998).

### 3.1.4.3 Desetdnevni ali mesečni koraki

Meteorološki podatki so sestavljeni iz:

- Temperature zraka: desetdnevna ali mesečna povprečna dnevna maksimalna ( $T_{maks}$ ) in povprečna dnevna minimalna temperatura ( $T_{min}$ ).
- Vlažnost zraka: desetdnevno ali mesečno povprečje dnevnega dejanskega parnega tlaka ( $e_a$ ) pridobljenega s pomočjo psihrometrov, temperature rosišča ali relativne vlažnosti.
- Hitrost vetra: desetdnevno ali mesečno povprečje hitrosti vetra merjenih na 2 m višine ( $u_2$ ).
- Sevanje: desetdnevno ali mesečno povprečje neto radiacije ( $R_a$ ) izračunane iz srednje desetdnevne ali mesečne kratkovalovne radiacije ali iz dejanskega trajanja sončnega obsevanja v urah ( $n$ ).

Ko se Zemlja ogreva (spomladi) ali ohlaja (jeseni), postane zemeljski toplotni tok ( $G$ ) relativno pomemben pri izračunu mesečnega  $R_n$ . V tem primeru  $G$  ne moremo zanemariti in njegova vrednost bi morala biti določena iz srednje mesečne temperature prejšnjega in naslednjega meseca (Allen in sod., 1998).

### 3.1.4.4 Dnevni časovni korak

Izračun  $ET_0$  z uporabo Penman – Monteithove enačbe na dnevni skali (24 ur) nam v splošnem daje točne rezultate. Potrebni meteorološki podatki so:

- Temperature zraka: Maksimalna ( $T_{maks}$ ) in minimalna ( $T_{min}$ ) temperatura zraka
- Vlažnost zraka: srednji dnevni parni tlak ( $e_a$ ) izpeljan iz psihrometra, temperature rosišča ali relativne vlažnosti zraka.
- Hitrost vetra: dnevno povprečje hitrosti vetra merjeno na 2m višine (preko celega dneva).
- Sevanje: Neto sevanje ( $R_n$ ) merjeno ali izračunano iz sončne ali dolgovalovne radiacije ali dejanskega trajanja sončnega obsevanja ( $n$ ). Zunajzemeljsko sevanje ( $R_a$ ) in trajanje dneva ( $N$ )

za določen dan meseca lahko izračunamo z uporabo enačb 11 in 28. Ker je odstopanje zemeljskega toplotnega toka ( $G$ ) pod referenčno travno površino v intervalu 24 ur relativno majhno, ga lahko zanemarimo.

### 3.1.5 Urni časovni korak

Na območjih, kjer so pomembne razlike v hitrosti vetra, temperaturi rosišča ali oblačnosti tekom enega dneva, je izračun  $ET_0$  z uporabo urnih časovnih korakov v splošnem boljši kot uporaba dnevnega (24 ur) časovnega koraka. Takšne vremenske spremembe lahko povzročijo, da nam 24-urna povprečja napačno predstavijo moč evaporacije okolja v določenih delih dneva in nam s tem vnesejo napake v izračune (Allen in sod., 1998). Vendar nam v večini pogojev uporaba Penman–Monteithove enačbe na podlagi 24-urnih podatkov daje dobre rezultate.

Z razvojem elektronskih, avtomatiziranih vremenskih postaj imamo vremenske podatke na urna ali še krajša obdobja. Zato je v situacijah, kjer so izračuni opravljeni z računalniki, Penman–Monteithova enačba z uporabo urnih korakov uporabna in daje dobre rezultate. Ko enačbo uporabljamo na podlagi urnih ali še krajših časovnih korakov, moramo enačbo in nekatere postopke za izračun vremenskih podatkov prilagoditi na krajše časovne korake. FAO Penman–Monteithova enačba za urne časovne korake se glasi (Allen in sod., 1998):

(7)

$$ET_0 = \frac{0,408\Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \frac{37}{T_{hr} + 273} u_2 (e^\circ(T_{hr}) - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34u_2)},$$

kjer je

$ET_0$	referenčna evapotranspiracija [mm/ur],
$R_n$	neto radiacija na travni površini [MJ/m <sup>2</sup> ur],
$G$	gostota zemeljskega toplotnega toka [MJ/m <sup>2</sup> ur],
$T_{hr}$	srednja urna temperatura zraka [°C],
$\Delta$	nagib krivulje nasičenega parnega tlaka pri temperaturi $T_{hr}$ [kPa/°C],
$\gamma$	psihometrična konstanta [kPa/°C].
$e^\circ(T_{hr})$	zasičeni parni tlak pri temperaturi $T_{hr}$ [kPa],
$e_a$	povprečni urni dejanski zračni parni tlak [kPa],
$u_2$	povprečna urna hitrost vetra [m/s],

Če imamo podane relativne podatke o vlažnosti je dejanski parni tlak določen z:

$$e_a = e^\circ(T_{hr}) \frac{RH_{hr}}{100} \quad (8)$$

kjer je

$e_a$	povprečni urni dejanski zračni parni tlak [kPa],
$e^\circ(T_{hr})$	zasičeni parni tlak pri temperaturi $T_{hr}$ [kPa],
$RH_{hr}$	povprečna urna relativna vlažnost [%].

Neto radiacija je razlika med neto kratkovalovno radiacijo ( $R_{ns}$ ) in neto dolgovalovno radiacijo ( $R_{nl}$ ) pri urnem časovnem koraku. Posledično velja:

- Če moramo izračunati  $R_{ns}$  in  $R_{nl}$ , je zunajzemeljsko sevanje ( $R_a$ ) za urno obdobje izračunano z uporabo enačbe 18.
- V izračunu  $R_{nl}$  z uporabo enačbe 29, je  $(\sigma T_{maks,K}^4 + \sigma T_{min,K}^4)/2$  zamenjano z  $\sigma T_{hr,K}^4$  in Stefan – Boltzmanova konstanta postane:

$$\sigma = \left(\frac{4,903}{24}\right) \cdot 10^{-9} = 2,043 \cdot 10^{-10} \frac{MJ}{ur}$$

Zemeljski toplotni tok ( $G$ ) je pomemben za urne izračune. Enačbi 35 in 36 lahko uporabimo za izračun  $G$  na urna obdobja. Potrebni meteorološki podatki so:

- Temperatura zraka: Srednja urna temperatura ( $T_{hr}$ ).
- Vlažnost zraka: povprečna urna relativna vlažnost ( $RH_{hr}$ ).
- Hitrost vetra: povprečna urna hitrost vetra merjena na 2m ( $u_2$ ).
- Sevanje: Celotno urno sončno ( $R_s$ ) ali neto sevanje ( $R_n$ ).

### 3.1.5.1 Postopek izračuna, če nimamo vseh podatkov

Meteorološki podatki, ki so potrebni za oceno  $ET_0$  s pomočjo Penman–Monteith enačbe so: temperatura zraka, vlažnost zraka, hitrost vetra in sevanje. Če nekateri od teh podatkov manjkajo ali jih ne moremo izračunati, se priporoča, da uporabnik oceni manjkajoče klimatske podatke z enim od

postopkov, predstavljenih v poglavju 3 in pri tem uporabi Penman–Monteithovo enačbo za izračun  $ET_0$ .

Pogosto se najdemo v situaciji, da nam določeni klimatski parametri manjkajo. Uporaba postopka, ki zahteva samo nekatere klimatske parametre, naj bi bila samo izjema. Rezultati, ki jih pridobimo s Penman–Monteithovo enačbo z uporabo omejenega nabora podatkov in na drugi strani s polnim naborom podatkov, imajo manjše odstopanje kot druge alternativne metode izračuna (Allen in sod., 1998).

## 4 METEOROLOŠKI PODATKI

Metode za računanje evapotranspiracije iz meteoroloških podatkov zahtevajo različne klimatske in fizikalne podatke in parametre. Nekateri podatke merimo neposredno na klimatoloških postajah, ostale podatke pa lahko izračunamo iz običajno merjenih podatkov, s pomočjo enačb. Različni primeri nam kažejo različne računске postopke. Primerni postopki za ocenjevanje manjkajočih podatkov so podani. Meteorološke podatke lahko izrazimo v različnih enotah (Allen in sod., 1998).

Meteorološki faktorji, ki določajo evapotranspiracijo so faktorji, ki zagotavljajo energijo za izhlapevanje in odstranjujejo vodne hlapne iz določene površine. Kot že rečeno so meteorološki faktorji, ki določajo ET naslednji:

- temperatura zraka,
- vlažnost zraka,
- sončno obsevanje,
- hitrost vetra.

### 4.1 Temperatura

Temperatura zraka ima največji vpliv na izhlapevanje in tudi neposredno na odtok, ko so negativne temperature vzrok za zadržek padavin v trdni obliki (Bat in sod., 2008). Potrebujemo povprečno dnevno maksimalno in minimalno temperaturo zraka v °C. Če imamo na voljo samo povprečno dnevno temperaturo, lahko še vedno opravimo izračune, a se bo pojavilo podcenjevanje  $ET_0$  zaradi nelinearnega razmerja med nasičenim zračnim parnim tlakom in temperaturo. Za uporabo srednje dnevne temperature namesto maksimalne in minimalne dnevne temperature dobimo nižji nasičeni zračni parni tlak  $e_s$  in zato manjšo razliko zračnih tlakov ( $e_s - e_a$ ) in s tem nižjo oceno referenčne evapotranspiracije (Allen in sod., 1998).

Sončno sevanje, ki ga absorbira atmosfera in toplota, ki jo oddaja Zemlja, povečujeta temperaturo zraka. Toplota okoliškega zraka prevaja energijo k rastlini in s tem daje kontrolni vpliv na stopnjo evapotranspiracije. V sončnem toplen vremenu je izguba vode skozi evapotranspiracijo značilno večja, kot v oblačnem in hladnem vremenu.

Zaradi nelinearnosti podatka o vlažnosti, ki ga zahteva Penman–Monteithova enačba, je parni tlak za določeno obdobje izračunan kot povprečje parnega tlaka pri dnevni maksimalni in minimalni temperaturah. Dnevna maksimalna temperatura zraka ( $T_{maks}$ ) in dnevna minimalna temperatura zraka ( $T_{min}$ ) sta dejansko maksimalna in minimalna temperatura zraka zabeležena v času 24 ur z začetkom ob polnoči.  $T_{maks}$  in  $T_{min}$  se za daljša obdobja, kot so teden, 10 dni ali mesec, izračuna tako, da vsoto dnevni vrednosti delimo s številom dni, ki smo jih zajeli. Povprečna dnevna temperatura  $T_{povp}$  se v Penman–Monteithovi enačbi uporablja za izračun naklona krivulj zasičenega parnega pritiska.  $T_{povp}$  za 24-urno obdobje je definirana kot povprečje dnevne maksimalne  $T_{maks}$  in minimalne temperature  $T_{min}$ , rajši kot povprečje urnih temperaturnih meritev (Allen in sod., 1998).

(9)

$$T_{povp} = \frac{T_{maks} - T_{min}}{2}$$

## 4.2 Vlažnost

Vlažnost podaja količino vodnih hlapov v zraku ali kakem drugem plinu. Vlažnost merimo z vlagomerom (higrometrom) (Vlažnost, 2012). Tu potrebujemo dejanski zračni parni tlak  $e_a$  [kPa]. Če tega podatka nimamo, ga lahko pridobimo iz maksimalne in minimalne relativne vlažnosti (%) (Allen in sod., 1998).

Medtem ko je glavna sila, ki zagotavlja hlapenje vode, dotok energije od sonca in okoliškega zraka, je razlika med parnim tlakom na ET površini in okoliškim zrakom določujoč faktor za hlapenje. Dobro namočena polja v vročem, suhem področju potrebujejo velike količine vode zaradi obilice energije in sušilne (izparilne) moči atmosfere. V vlažnih tropskih področjih, čeprav imamo velik vnos energije, je zaradi visoke vlažnosti zraka zmanjšana potreba po evapotranspiraciji. V takem okolju je vlažnost v zraku blizu zasičenosti, tako ta zrak lahko sprejme manj dodatne vode in zato je stopnja evapotranspiracije nižja kot v suhih področjih.

Zračna vlaga v zraku je lahko izražena na več načinov. V agrometeorologiji so to parni tlak, temperatura rosišča in relativna vlažnost.

#### 4.2.1 Parni tlak

Vodni hlapi so del zraka in so voda v plinastem stanju, ki prispeva k celotnemu zračnemu tlaku. Količina vode v zraku je neposredno povezana s parnim tlakom v zraku in je zato neposredna meritev vode v zraku.

V standardnih S.I. enotah, pritisk nič več ne izražamo v barih, atmosferah, itd., ampak v Paskalih (Pa).

Nad vodno površino, ki izhlapeva, se s časom ustvari ravnotežje med molekulami, ki izhajajo iz vode in prehajajo vanjo nazaj iz zraka nad vodo. V tem trenutku pravimo, da je zrak nad vodno površino zasičen, ker ne more sprejeti dodatnih molekul. Ta tlak imenujemo zasičeni parni tlak ( $e^{\circ}(T)$ ). Število molekul, ki jih zrak lahko sprejme, je odvisno od temperature ( $T$ ). Višja je temperatura zraka, več molekul lahko sprejme in višji je zasičeni parni tlak.

Naklon krivulje se spreminja eksponentno s temperaturo. Pri nizkih temperaturah je naklon majhen in se le malo spreminja, ko temperatura narašča. Pri visokih temperaturah je naklon velik in že majhna sprememba temperature pomeni veliko spremembo v naklonu. Naklon zasičenega parnega tlaka,  $\Delta$ , je pomemben parameter, ki opisuje izhlapevanje in ga potrebujemo v enačbah za izračun  $ET_0$  iz klimatskih parametrov.

Dejanski parni tlak ( $e_a$ ) je parni tlak, ki ga povzroča voda v zraku. Ko zrak še ni zasičen, je dejanski parni tlak nižji kot zasičeni parni tlak. Razlika med zasičenostjo in dejanskim parnim tlakom se imenuje deficit parnega tlaka ali deficit zasičenosti in je točen indikator dejanske izhlapilne kapacitete zraka (Allen in sod., 1998).

#### 4.2.2 Temperatura rosišča

Temperatura rosišča je temperatura, na katero moramo ohladiti zrak, da ta postane zasičen. Dejanski parni tlak zraka je zasičeni parni tlak pri temperaturi rosišča. Bolj suh je zrak, večja je razlika med temperaturo zraka in temperaturo rosišča (Allen in sod., 1998).

### 4.2.3 Relativna vlažnost

Relativna vlažnost ( $RH$ ) izraža stopnjo zasičenosti zraka kot razmerje dejanskega ( $e_a$ ) in zasičenega parnega tlaka ( $e^\circ(T)$ ), pri enaki temperaturi (Allen in sod., 1998).

(10)

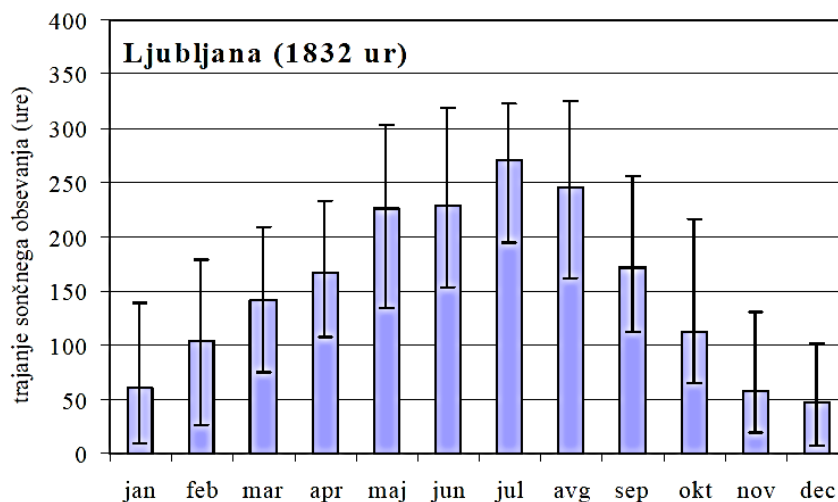
$$RH = 100 \frac{e_a}{e^\circ(T)}$$

Relativna vlažnost je razmerje med količino vode, ki jo nek zrak dejansko vsebuje in količino, ki bi jo lahko imel pri isti temperaturi.  $RH$  je brezdimenzijska in se običajno piše v %. Čeprav je dejanski parni tlak relativno konstanten preko dneva, se relativna vlažnost spreminja med maksimalno ob sončnem vzhodu in minimalno okoli zgodnjega popoldneva. Spreminjanje relativne vlažnosti je posledica dejstva, da je zasičen parni tlak odvisen od temperature zraka. Ker se temperatura zraka spreminja preko dneva, se spreminja tudi relativna vlažnost (Allen in sod., 1998).

### 4.3 Sončno obsevanje

Globalno sončno obsevanje je definirano kot celotno sončno obsevanje, ki od zgoraj pade na vodoravno ploskev. Energija globalnega sončnega obsevanja je odvisna od meteoroloških dejavnikov (oblačnosti, vlage in prepustnosti ozračja za sevanje), od reliefnih dejavnikov (nadmorske višine) in astronomskih dejavnikov. H globalnemu sončnemu obsevanju prispeva direktno, difuzno in odbito sevanje. Difuzno sevanje nastane s sipanjem direktnega in odbitega sevanja na molekulah zraka, aerosolu, vodnih kapljicah in kristalčkih v zraku. Direktno sončno sevanje je večje od vsote odbitega in difuznega sevanja ob jasnem vremenu, ob oblačnem vremenu, ko direktnega sevanja ni, pa sta slednji dve vrsti sevanja celotno globalno obsevanje (ARSO, 2004). Tu potrebujemo dnevno sončno obsevanje [ $\frac{MJ}{m^2 dan}$ ].

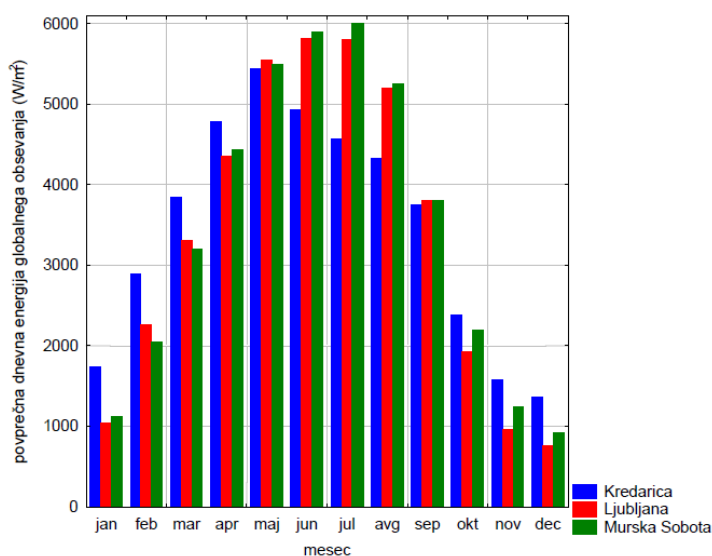




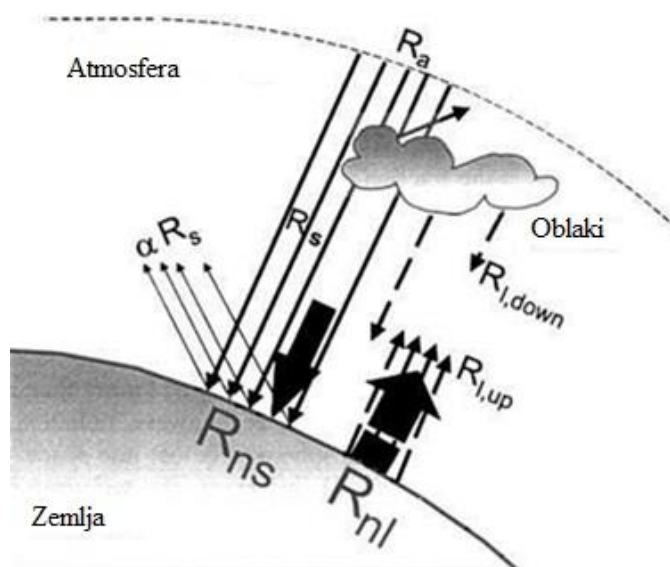
Slika 12: Povprečno mesečno trajanje sončnega obsevanja za Ljubljano (obdobje 1961-2000)

(ARSO, 2004)

Proces evapotranspiracije je določen s količino energije, ki povzroča hlapenje vode. Sončno obsevanje je največji vir te energije in je sposobno pretvoriti velike količine vode iz tekočega v plinasto stanje. Potencialna količina sončnega sevanja, ki lahko doseže neko površino, je določena z lokacijo in letnim časom. Zaradi razlik v poziciji sonca se potencialno sevanje razlikuje glede na zemljepisno širino in letni čas (sliki 12 in 13). Dejanska količina sončnega obsevanja je odvisna od stabilnosti atmosfere in prisotnosti oblakov, ki odbijajo in absorbirajo večji del obsevanja. Ko ocenjujemo učinek sončnega obsevanja na evapotranspiracijo, moramo upoštevati, da ni vsa razpoložljiva energija porabljena za izhlapevanje vode. Del sončne energije je porabljen za segrevanje atmosfere in tal (Allen in sod., 1998).



Slika 13: Povprečja mesečnih vsot energije globalnega sončnega obsevanja za merilna mesta Kredarica, Ljubljana in Murska Sobota (obdobje 1961 - 2000) (ARSO, 2005)



Slika 14: Različne komponente sevanja (Allen in sod., 1998)

Sončno sevanje ( $R_a$ ), ki zadane površino na zemeljski atmosferi (pravokotna na sončne žarke), imenujemo sončna konstanta in je  $0,082 \frac{MJ}{m^2 \cdot min}$  ( $1,35 \frac{kW}{m^2}$ ) (Vrednost sončne konstante, 2012). Vendar pa je intenzivnost sevanja odvisna od kota med sončnimi žarki in normalo površine. Ta kot se spreminja tekom dneva in je odvisen od zemljepisne širine, nadmorske višine in letnega časa. Sončno

sevanje na vrhu zemeljske atmosfere na njeni horizontalni površini imenujemo zunajzemeljsko (sončno) sevanje  $R_a$  (slika 14).

Če je sonce navpično nad površino, je kot padanje enak 0 in sončno sevanje je enako  $0,082 \frac{MJ}{m^2min}$ . Sončno sevanje je zaradi vrtenja Zemlje okoli svoje osi odvisno od zemljepisne širine, datuma in ure v dnevu (Allen in sod., 1998).

#### 4.3.1 Zunajzemeljsko sevanje za dnevna obdobja ( $R_a$ )

Zunajzemeljsko sevanje ( $R_a$ ) za vsak dan v letu in za različne zemljepisne širine lahko ocenimo iz solarne konstante, sončnega odklona in časa v letu. Prikaz vrednosti imamo v prilogi F (Allen in sod., 1998):

$$R_a = \frac{24(60)}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)] \quad (11)$$

kjer je

- $R_a$  zunajzemeljsko sevanje  $\left[\frac{MJ}{m^2dan}\right]$ ,
- $G_{sc}$  solarna konstanta =  $0,0820 \left[\frac{MJ}{m^2min}\right]$ ,
- $d_r$  inverzna relativna razdalja Zemlja – Sonce (enačba 13),
- $\omega_s$  kot sonca v določenem času [radian] (enačba 15 ali 16),
- $\varphi$  zemljepisna širina [radian] (enačba 12),
- $\delta$  sončna deklinacija [radian] (enačba 14).

$R_a$  je izražen v zgornji enačbi v  $\left[\frac{MJ}{m^2dan}\right]$ . Pripadajoča ekvivalentna evaporacija v [mm/dan] je enaka  $R_a \cdot 0,408$ . Zemljepisna širina  $\varphi$ , izražena v radianih, je pozitivna za severno poloblo in negativna za južno poloblo. Pretvorba iz decimalnih stopinj v radiane je podana z :

$$[\text{Radiani}] = \frac{\pi}{180} [\text{decimalne stopinje}] \quad (12)$$

Inverzna relativna razdalja Zemlja – Sonce ( $d_r$ ) in sončna deklinacija  $\delta$  sta podani z:

$$d_r = 1 + 0,033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right) \quad (13)$$

$$\delta = 0,409 \sin\left(\frac{2\pi}{365} J - 1,39\right) \quad (14)$$

kjer je  $J$  številka dneva v letu med 1 (1. januar) in 365 ali 366 (31. december). Vrednosti za  $J$  so podane za vse dni v letu v prilogi E (Allen in sod., 1998).

Kot sonca v določenem času ( $\omega_s$ ) je podan z:

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi) \tan(\delta)]. \quad (15)$$

Lahko pa uporabimo tudi naslednjo enačbo:

$$\omega_s = \frac{\pi}{2} - \arctan\left[\frac{-\tan(\varphi) \tan(\delta)}{x^{0,5}}\right], \quad (16)$$

kjer je:

$$X = 1 - [\tan(\varphi)]^2 [\tan(\delta)]^2 \quad (17)$$

$\ln X = 0,00001$ , če je  $X \leq 0$ .

#### 4.3.2 Zunajzemeljsko sevanje za urne ali krajše vrednosti ( $R_a$ )

Za urno ali krajše časovno obdobje moramo upoštevati vpadni kot sonca na začetku in koncu časovnega obdobja pri računanju  $R_a$  (Allen in sod., 1998):

$$R_a = \frac{12(60)}{\pi} G_{sc} d_r [(\omega_2 - \omega_1) \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) (\sin(\omega_2) - \sin(\omega_1))] \quad (18)$$

kjer so:

$$R_a \quad \text{zunajzemeljsko sevanje na urni ali krajši interval} \left[ \frac{MJ}{m^2 ur} \right],$$

- $G_{sc}$  solarna konstanta =  $0,0820 \left[ \frac{MJ}{m^2min} \right]$ ,  
 $d_r$  inverzna relativna razdalja Zemlja – Sonce (enačba 13),  
 $\delta$  sončna deklinacija [radian] (enačba 14).  
 $\varphi$  zemljepisna širina [radian] (enačba 12),  
 $\omega_1$  vpadni kot sonca na začetku intervala [radian] (enačba 19),  
 $\omega_2$  vpadni kot sonca na koncu intervala [radian] (enačba 20).

Vpadni kot sonca je podan v naslednjih enačbah za začetek in konec intervala:

$$\omega_1 = \omega - \frac{\pi t_1}{24} \quad (19)$$

$$\omega_2 = \omega + \frac{\pi t_1}{24} \quad (20)$$

kjer sta:

- $\omega$  vpadni kot sonca na sredini intervala (urnega ali krajšega) [radian],  
 $t_1$  dolžina časovnega intervala [ura] npr. 1 za urni interval, 0.5 za polurni interval.

Vpadni kot na sredini intervala izračunamo tako:

$$\omega = \frac{\pi}{12} [(t + 0,06667(L_z - L_m) + S_c) - 12] \quad (21)$$

kjer so:

- $t$  standardni urni čas sredine intervala [ura], npr. za interval med 14.00 in 15.00 uro,  $t = 14,5$ ,  
 $L_z$  sredinski poldnevnik lokalnega časovnega pasu [stopinj zahodno od Greenwicha], npr.  $L_z = 0^\circ$  (Greenwich),  $330^\circ$  Kairo in  $255^\circ$  Bangkok,  
 $L_m$  poldnevnik na merilnem mestu [stopinj zahodno od Greenwicha],  
 $S_c$  sezonski popravek za sončni čas [ura].

Seveda, če je  $\omega < -\omega_s$  ali  $\omega > \omega_s$  (iz enačbe 21) vidimo, da je sonce pod horizontom, tako da je vrednost  $R_a$  enaka 0.

Sezonski popravek za sončni čas je:

$$S_c = 0,1645 \sin(2b) - 0,1255 \cos(b) - 0,025 \sin(b) \quad (22)$$

$$b = \frac{2\pi(J - 81)}{364} \quad (23)$$

kjer je  $J$  številka dneva v letu (Allen in sod., 1998).

### 4.3.3 Sončno ali kratkovalovno sevanje ( $R_s$ )

Ko sevanje predre atmosfero, atmosfera (plini, oblaki, prah) nekaj sevanja razprši, odbije ali absorbira. Količino sevanja, ki doseže površino, imenujemo sončna radiacija  $R_s$ . Ker sonce oddaja energijo preko elektromagnetnih valov, ki jih označujemo kot kratkovalovne, sončno sevanje označujemo tudi kot kratkovalovno sevanje (Allen in sod., 1998).

Pri jasnem dnevu je vrednost  $R_s$  približno 75 % zunajzemeljskega sevanja. Na oblačen dan se mnogo sevanja razprši v atmosferi, vendar se tudi pri ekstremno gosti odeji oblakov okoli 25% zunajzemeljskega sevanja prebije do površine. Sončno sevanje je poznano tudi kot globalno sevanje, ki pomeni vsoto direktnih kratkovalovnih žarkov iz sonca in sevanja iz oblakov (Allen in sod., 1998).

Če nimamo meritev sončnega sevanja ( $R_s$ ), se lahko izračuna s pomočjo enačbe Angstrom, ki povezuje sončno sevanje z zunajzemeljskim sevanjem in relativnim sončnim obsevanjem:

$$R_s = (a_s + b_s \frac{n}{N}) R_a \quad (24)$$

kjer so:

$R_s$	sončno ali kratkovalovno sevanje $\left[ \frac{MJ}{m^2 dan} \right]$ ,
$n$	dejansko trajanje sončnega obsevanja [ura],
$N$	maksimalno možno trajanje sončnega obsevanja ali dolžina dneva [ura],
$n/N$	relativno sončno obsevanje [-],

$R_a$	zunajzemeljsko sevanje $\left[\frac{MJ}{m^2 dan}\right]$ ,
$a_s$	regresijska konstanta, ki izraža delež zunajzemeljskega sevanja, ki doseže zemeljsko površino na oblačen dan ( $n = 0$ ),
$a_s + b_s$	delež zunajzemeljskega sevanja, ki doseže zemeljsko površino na jasen dan ( $n = N$ ).

$R_s$  je v zgornji enačbi izražen v  $\left[\frac{MJ}{m^2 dan}\right]$ . Pripadajočo ekvivalentno evaporacijo v milimetrih na dan dobimo, če pomnožimo  $R_s$  z 0,408. Odvisno od atmosferskih pogojev (vlažnost, prah) in vpadnega kota sonca (funkcija zemljepisne širine in datuma), vrednosti za  $a_s$  in  $b_s$  močno variirajo. Če nimamo podatkov o sončnem obsevanju, se za  $a_s$  in  $b_s$  priporočajo vrednosti  $a_s = 0,25$  in  $b_s = 0,50$  (Allen in sod., 1998).

#### 4.3.4 Sončno sevanje pri jasnem nebu ( $R_{so}$ )

Računanje sončnega sevanja pri jasnem nebu ( $R_{so}$ ), ko je  $n = N$ , je potrebno za izračun neto dolgovalovnega sevanja.

- Za nizke nadmorske višine, ki so blizu 0 (nad morjem) ali če imamo dostopne vrednosti za  $a_s$  in  $b_s$  je enačba naslednja:

$$R_{so} = (a_s + b_s)R_a$$

(25)

kjer je:

$R_{so}$	sončno sevanje pri jasnem nebu $\left[\frac{MJ}{m^2 dan}\right]$ ,
$a_s$ in $b_s$	delež zunajzemeljskega sevanja, ki doseže zemeljsko površino na jasen dan ( $n = N$ ).

- Če nimamo vrednosti za  $a_s$  in  $b_s$ , potem je enačba:

$$R_{so} = (0,75 + 2 \cdot 10^{-5}z)R_a$$

(26)

kjer je:

$z$  nadmorska višina mesta meritve [m].

- Neto sončna ali neto kratkovalovna radiacija ( $R_{ns}$ ):

Neto kratkovalovna radiacija izhaja iz razmerja med dospelo in odbito sončno radiacijo ali:

(27)

$$R_{ns} = (1 - \alpha)R_s$$

kjer je:

$R_{ns}$  neto sončna ali kratkovalovna radiacija [ $\frac{MJ}{m^2 dan}$ ],

$\alpha$  albedo ali odbojni koeficient, ki je enak 0,23 za hipotetično referenčno travno površino,

$R_s$  dospela sončna radiacija [ $\frac{MJ}{m^2 dan}$ ],

$R_{ns}$  je izražen v zgornji enačbi [ $\frac{MJ}{m^2 dan}$ ].

#### 4.3.5 Relativno kratkovalovno sevanje ( $\frac{R_s}{R_{so}}$ )

Relativno kratkovalovno sevanje je razmerje med potencialnim sevanjem pri jasnem dnevu in dejanskim sevanjem, ki ga prejme površje.  $R_s$  je dejansko sevanje, ki doseže zemeljsko površino v določenem časovnem obdobju, medtem ko je  $R_{so}$  potencialno sevanje, ki bi doseglo površino ob jasnem vremenu (Allen in sod., 1998).

Z relativnim kratkovalovnim sevanjem poskušamo razložiti oblačnost atmosfere. Bolj oblačno je nebo, manjše je to razmerje. Vrednost razmerja se giblje med 0,33 (močno oblačno) in 1 (jasno nebo).

#### 4.3.6 Dolžina dneva ( $N$ )

Dolžina dneva ( $N$ ) v urah je podana z:

(28)

$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s,$$



kjer je  $\omega_s$  vpadni kot sonca [radian]. Srednje vrednosti za  $N$  (15. dan meseca) pri različnih zemljepisnih širinah so podane v prilogi G (Allen in sod., 1998).

#### 4.3.7 Relativno sončno obsevanje ( $n/N$ )

Relativno sončno obsevanje je drug termin, ki izraža oblačnost atmosfere. Je razmerje med dejanskim trajanjem sončnega obsevanja ( $n$ ) in maksimalno možnim trajanjem sončnega obsevanja ( $N =$  dolžina dneva). Če je nebo brez oblakov, je dejansko sončno obsevanje enako dolžini dneva ( $n = N$ ) in s tem je razmerje enako 1, medtem ko je na oblačen dan sončno obsevanje enako 0 ( $n = 0$ ) in s tem je razmerje enako 0. Če nimamo podatkov o  $R_s$ , je relativno sončno obsevanje ( $n/N$ ) uporabno za izpeljavo sončnega obsevanja iz zunajzemeljskega sevanja.

Kot pri zunajzemeljskem sevanju, je dolžina dneva  $N$  odvisna od pozicije sonca in je s tem funkcija zemljepisne širine in datuma (Allen in sod., 1998).

#### 4.3.8 Albedo ( $\alpha$ ) in neto sončno obsevanje ( $R_{ns}$ )

Znatna količina sončnega obsevanja, ki doseže zemeljsko površino, se odbije. Ta delež sončnega obsevanja, ki se odbije od površine imenujemo albedo (Allen in sod., 1998). Albedo je mera za svetlobno odbojnost telesa. Albedo pove, koliki del vpadne svetlobe se odbije in je pomemben pri opazovanju nebesnih teles. Albedo 0 pomeni, da telo ne odbija svetlobe, albedo 1 pa pomeni popolno odbojnost za svetlobo. To je mera odbitega in prejetega elektromagnetnega žarčenja. Običajno je izražen odstotek med 0 % in 100 % (Albedo, 2012). Albedo je močno odvisen od raznolikosti površja in vpadnega kota na površino. Lahko je tako velik kot 0,95 pri sveže zapadlem snegu ali tako majhen kot 0,05 pri mokrih golih tleh (preglednica 3). Krošnja zelene vegetacije ima albedo med 0,20 – 0,25. Pri zeleni travi je vrednost albeda enaka 0,23.

Neto solarno obsevanje ( $R_{ns}$ ) je del sončnega obsevanja  $R_s$ , ki se ne odbije od podlage. Njegova vrednost je  $(1 - \alpha)R_s$ .

Preglednica 3: Vrednosti albeda za različne površine (prirejeno po Musy in sod., 2011).

Vrsta površine	Albedo
Vodna površina	0,03 – 0,1
Gozd	0,05 – 0,2
Obdelana zemljina – polje	0,07 – 0,14
Skale in kamenje	0,15 – 0,25
Gola zemljina	0,1 – 0,3
Star sneg	0,5 – 0,7
Svež sneg	0,8 – 0,95

#### 4.3.9 Neto dolgovalovno sevanje ( $R_{nl}$ )

Sončno obsevanje, ki ga absorbira Zemlja, se pretvori v toplotno energijo. Preko mnogih procesov, vključno z emisijo sevanja, Zemlja izgublja to energijo. Zemlja, ki ima mnogo manjšo temperaturo kot Sonce, oddaja energijo, ki ima večjo valovno dolžino kot tista, ki prihaja od Sonca. Zato Zemljino sevanje označujemo kot dolgovalovno sevanje. Oddano dolgovalovno sevanje ( $R_{l, up}$ ) se absorbira v atmosferi ali pa se izgubi v vesolje. Dolgovalovno sevanje, ki ga sprejme atmosfera ( $R_{l, down}$ ), poveča njeno temperaturo in posledica tega je, da atmosfera oddaja svojo lastno energijo kot je prikazano na sliki 14. Del te energije se vrne nazaj na Zemljino površje tako, da Zemljina površina oddaja in sprejema dolgovalovno sevanje. Razliko med oddanim in sprejetim dolgovalovnim sevanjem imenujemo neto dolgovalovno sevanje ( $R_{nl}$ ). Ker je oddano dolgovalovno sevanje skoraj vedno večje kot sprejeto dolgovalovno sevanje,  $R_{nl}$  predstavlja izgubo energije (Allen in sod., 1998).

Stopnja oddajanja dolgovalovne energije je proporcionalna absolutni temperaturi površja potencirano na četrto potenco. To razmerje je kvantitativno izraženo z Stefan – Boltzmannovim zakonom. Neto energijski tok, ki zapušča zemeljsko površino je manjši kot ga daje Stefan – Boltzmannov zakon zaradi absorpcije in povratne radiacije iz atmosfere. Vodna para, oblaki, ogljikov dioksid in prah so absorberji in oddajalci dolgovalovne radiacije. Njihove koncentracije moramo poznati, ko ocenjujemo neto izhodni tok. Ker vlažnost in oblačnost igrata pomembno vlogo, je Stefan – Boltzmannov zakon popravljen s tema dvema faktorjema, ko ocenjujemo neto izhodni tok dolgovalovne radiacije. Pri tem se predpostavlja, da so koncentracije ostalih absorberjev konstantne. Prikaz vrednosti za  $\sigma$  pri različnih temperaturah je prikazan v prilogi H (Allen in sod., 1998):

(29)

$$R_{nl} = \sigma \left[ \frac{(T_{maks,K})^4 + (T_{min,K})^4}{2} \right] (0,34 - 0,14\sqrt{e_a}) \left( 1,35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35 \right)$$

kjer je:

$R_{nl}$	neto izhodno dolgovalovno sevanje [ $\frac{MJ}{m^2 dan}$ ],
$\sigma$	Stefan – Boltzmannova konstanta [ $4,903 \cdot 10^{-9} \frac{MJ}{K^4 m^2 dan}$ ],
$T_{maks, K}$	absolutna maksimalna temperatura v intervalu 24 ur [ $K = ^\circ C + 273,16$ ],
$T_{min, K}$	absolutna minimalna temperatura v intervalu 24 ur [ $K = ^\circ C + 273,16$ ],
$e_a$	dejanski zračni parni tlak [kPa],
$R_s/R_{so}$	relativno kratkovalovno sevanje (omejeno z $\leq 1,0$ ),
$R_s$	sončno sevanje (merjeno ali izračunano enačba 24) [ $\frac{MJ}{m^2 dan}$ ],
$R_{so}$	izračunano sončno sevanje pri jasnem nebu (enačba 25 ali 26) [ $\frac{MJ}{m^2 dan}$ ].

Povprečje maksimalne temperature zraka na četrto in minimalno temperature zraka na četrto, je običajno uporabljeno v Stefan – Boltzmannovi enačbi za 24 urno obdobje. Izraz  $(0,34 - 0,14\sqrt{e_a})$  izraža popravek za zračno vlago in postane manjši, če se vlažnost poveča. Vpliv oblačnosti je izražen z izrazom  $(1,35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35)$ . Izraz postane manjši, če se oblačnost poveča in s tem se  $R_s$  zmanjša. Manjši so korekcijski faktorji (izraz), manjši je izhodni tok dolgovalovne radiacije. Paziti je potrebno, da je  $\frac{R_s}{R_{so}}$  v enačbi 29 omejen, tako da je  $\frac{R_s}{R_{so}} \leq 1$ .

Kjer so meritve za izhodno in dohodno kratko in dolgovalovno sevanje dostopne (v jasnem in oblačnem vremenu), se lahko izpelje kalibracija koeficientov iz enačbe 29 (Allen in sod., 1998).

#### 4.3.10 Neto sevanje ( $R_n$ )

Neto sevanje  $R_n$  je razlika med sprejetim in oddanim sevanjem, tako kratke kot dolge valovne dolžine. Predstavlja bilanco med energijo, ki je absorbirana, odbita in oddana od Zemljine površine ali drugače, je razlika med sprejetim kratkovalovnim ( $R_{ns}$ ) in oddanim dolgovalovnim ( $R_n$ ) sevanjem.  $R_n$  je običajno pozitiven podnevi in negativen ponoči. Skupna dnevna vrednost  $R_n$  je skoraj vedno pozitivna preko celega dneva (24 ur), razen nekaterih izjem (ekstremni pogoji na poljih) (Allen in sod., 1998).

Neto sevanje  $R_n$  je razlika med vhodnim neto kratkovalovnim sevanjem ( $R_{ns}$ ) in izhodnim neto dolgovalovnim sevanjem ( $R_{nl}$ ):

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (30)$$

#### 4.3.11 Zemeljski toplotni tok ( $G$ )

Pri pripravi ocen evapotranspiracije moramo zajeti vse člene energijske bilance. Zemeljski toplotni tok ( $G$ ) je energija, ki se porabi za segrevanje tal.  $G$  je pozitiven, ko se Zemlja segreva in negativen, ko se ohlaja. Čeprav je zemeljski toplotni tok majhen v primerjavi z  $R_n$  in ga pogosto zanemarimo, je količina energije, ki jo Zemlja pridobi ali izgubi v tem procesu, bi morala biti prišteta ali odšteta od  $R_n$ , ko ocenjujemo evapotranspiracijo (Allen in sod., 1998).

Kjer nimamo piranometrov, je sončno sevanje običajno ocenjeno iz trajanja sončne svetlobe. Dejansko trajanje sončnega obsevanja ( $n$ ) merimo s sončnim snemalnikom - heliografom. Ta instrument meri obdobja jasnega sonca z uporabo steklene krogle, ki deluje kot leča. Sončni žarki so koncentrirani na točki, ki zažge luknjico na posebni kartici pod lečo. Gibanje Sonca spreminja fokusno točko preko dneva in sled je zapisana na kartici. Če je sonce prekrito, se sled prekine. Ure jasnega sonca so prikazane z dolžino teh črt. Količina toplote, ki jo sprejme zemljina ( $G$ ), lahko merimo z različnimi termometri (Allen in sod., 1998).

Imamo več modelov, ki opisujejo Zemeljski toplotni tok. Ker je Zemeljski toplotni tok majhen, v primerjavi z  $R_n$ , še posebej, če je površina pokrita z vegetacijo in uporabljamo časovne korake 24 ur ali še daljše, je tukaj predstavljena preprosta računaska procedura za daljše časovne korake in temelji na ideji, da temperatura zemlje sledi temperaturi zraka (Allen in sod., 1998):

$$G = c_s \frac{T_i - T_{i-1}}{\Delta t} \Delta z \quad (31)$$

kjer je:

- $G$  zemeljski toplotni tok [ $\frac{MJ}{m^2 dan}$ ],
- $c_s$  zemeljska toplotna kapaciteta [ $\frac{MJ}{m^3 \text{ } ^\circ\text{C}}$ ],
- $T_i$  temperatura zraka v času  $i$  [ $^\circ\text{C}$ ],

- $T_{i-1}$  temperatura zraka v času  $i - 1$  [°C],
- $\Delta t$  dolžina časovnega intervala [dan],
- $\Delta z$  efektivna globina zemljine [m].

Ker temperatura zemljine zaostaja za temperaturo zraka, moramo pri izračunu zemeljskega toplotnega toka upoštevati povprečno temperaturo zraka in  $\Delta t$  mora biti daljši od enega dneva. Kako globoko v zemljino prodre temperaturni val, je odvisno od dolžine časovnega intervala. Efektivna globina zemljine ali vplivna zemljina ( $\Delta z$ ) je samo 0,1 – 0,2 metra za časovni interval enega dneva ali nekaj dni, vendar je lahko tudi 2 m za mesečna obdobja. Toplotna kapaciteta zemljine je odvisna od njene mineralne sestave in vlažnosti zemljine.

- Za dnevno ali desetdnevno obdobje

Ker je magnituda zemeljskega toplotnega toka pod površino trave za dnevno ali desetdnevno obdobje relativno majhna, jo lahko zanemarimo in zato je:

$$G_{dan} \approx 0 \quad (32)$$

- Za mesečno obdobje

Če predpostavimo, da je vrednost zemeljske toplotne kapacitete enaka  $2,1 \frac{MJ}{m^3 \cdot ^\circ C}$  in primerno globino zemljine, lahko uporabimo enačbo 31 za izpeljavo  $G$  za mesečna obdobja:

$$G_{mesec,i} = 0,07 (T_{mesec,i+1} - T_{mesec,i-1}) \quad (33)$$

Ali, če je  $T_{mesec,i+1}$  neznan:

$$G_{mesec,i} = 0,14 (T_{mesec,i+1} - T_{mesec,i-1}) \quad (34)$$

kjer je

- $T_{mesec,i}$  srednja temperatura zraka za mesec  $i$  [°C],
- $T_{mesec,i-1}$  srednja temperatura zraka za predhodni mesec [°C],
- $T_{mesec,i+1}$  srednja temperatura zraka za naslednji mesec [°C].

- Za urna ali krajša obdobja

Za urne (ali krajše) izračune,  $G$  pod gosto krošnjo trave ni v zadostni korelaciji s temperaturo zraka. Urni  $G$  preko dneva lahko približno ocenimo tako:

$$G_{hr} = 0,1 R_n \quad (35)$$

in preko noči takole:

$$G_{hr} = 0,5 R_n. \quad (36)$$

Kjer se zemljina ogreva, je toplotni tok zemljine  $G$  pozitiven. Količina energije, ki je potrebna za ta proces, se odšteje od  $R_n$ , ko ocenjujemo evapotranspiracijo (Allen in sod., 1998).

#### 4.4 Hitrost vetra

Vetrovi z zračnimi masami prenašajo vlago. Zelo lahko povečajo izhlapevanje, kar je potrebno upoštevati tako pri izračunu izhlapevanja, kot tudi pri korigiranju merjenih padavin, ki so zaradi vetra podcenjene (Bat in sod., 2008). Tu potrebujemo dnevno hitrost vetra [ $\frac{m}{s}$ ], merjeno na višini 2 m nad tlemi. Pomembno je, da preverimo višino, na kateri merimo veter, ker se hitrost vetra, merjena na različnih višinah, značilno spreminja (Allen in sod., 1998).

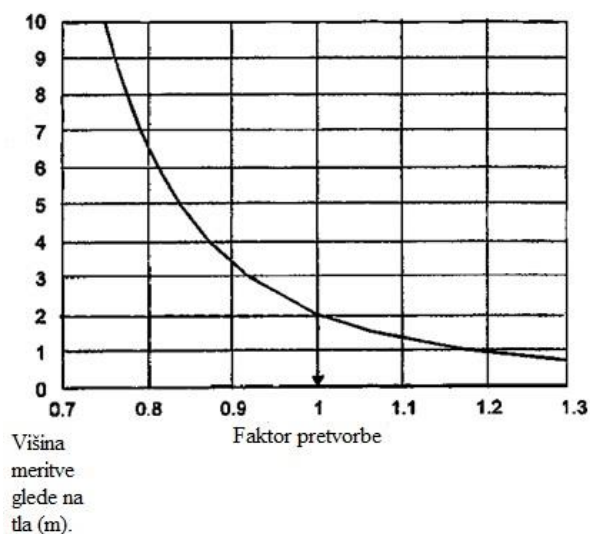
Če hočemo prilagoditi podatke o hitrosti vetra, pridobljene na instrumentih, ki so bili postavljeni na drugih višinah kot 2 m, lahko uporabimo logaritemsko funkcijo vetra za meritve nad referenčno travno površino (Allen in sod., 1998):

$$u_2 = u_z \frac{4,87}{\ln(67,8z - 5,42)} \quad (37)$$

kjer je:

- $u_2$  hitrost vetra 2 metra nad površjem zemlje [ $\frac{m}{s}$ ],
- $u_z$  merjena hitrost vetra na višini  $z$  nad površjem zemlje [ $\frac{m}{s}$ ],
- $z$  višina meritve nad površjem zemlje [m].

Pripadajoči faktorji pretvorbe so podani v prilogi I in so predstavljeni na sliki 15 (Allen in sod., 1998).



Slika 15: Faktorji pretvorbe za hitrosti vetra, merjene na določeni višini nad tlemi, v hitrost vetra na standardni višini 2 m (Allen in sod., 1998)

#### 4.5 Atmosferski parametri

Atmosferski parametri so:

- zračni tlak ( $P$ ),
- latentna izparilna toplota ( $\lambda$ ),
- psihometrična konstanta ( $\gamma$ ).

Na voljo imamo več razmerij, s pomočjo katerih lahko izrazimo atmosferske parametre, predstavljene v nadaljevanju. Nekatera razmerja zahtevajo parametre, ki izražajo specifične značilnosti atmosfere.

##### 4.5.1 Zračni tlak ( $P$ )

Zračni tlak ( $P$ ) ali zračni pritisk je tlak v Zemljinem ozračju nad katerokoli površino, ki ga povzroči teža zraka. Normalen zračni tlak je približno 1013 milibarov. Na zračne mase vpliva splošni atmosferski tlak, zaradi česar nastajajo območja visokega tlaka (anticikloni) in nizkega tlaka (ciklona) (Zračni tlak, 2012). Npr. evaporacija na višjih nadmorskih višinah je večja zaradi nižjega zračnega tlaka, kot je izraženo v psihometrični konstanti. Poenostavitev idealnega plinskega zakona

predpostavlja 20°C za standardno atmosfero, ki jo lahko uporabimo za izračun P. Prikaz vrednosti imamo v prilogi A (Allen in sod., 1998).

(38)

$$P = 101.3 \left( \frac{293 - 0,0065z}{293} \right)^{5.26}$$

kjer je:

- P zračni tlak [kPa],  
z nadmorska višina [m].

#### 4.5.2 Latentna izparilna toplota ( $\lambda$ )

Latentna izparilna toplota ( $\lambda$ ) izraža potrebno energijo, da enoto mase vode pretvorimo iz tekočega v plinasto stanje, pod konstantnim tlakom in konstantno temperaturo. Vrednost latentne izparilne toplote je funkcija temperature. Pri visoki temperaturi je potrebno manj energije, kot pri nizki temperaturi. Ker  $\lambda$  le rahlo variira v normalnih temperaturnih območjih, je privzeta vrednost  $2,45 \frac{MJ}{kg}$  za poenostavitev Penman–Monteithove enačbe. To je latentna toplota pri temperaturi zraka 20°C (Allen in sod., 1998).

#### 4.5.3 Psihometrična konstanta ( $\gamma$ )

Psihometrična konstanta ( $\gamma$ ) je podana z (Allen in sod., 1998):

(39)

$$\gamma = \frac{c_p P}{\varepsilon \lambda} = 0,665 \cdot 10^{-3} P$$

kjer so:

- $\gamma$  psihometrična konstanta [kPa/°C],  
P zračni tlak [kPa],  
 $\lambda$  latentna izparilna toplota [ $2,45 \frac{MJ}{kg}$ ],  
 $c_p$  specifična toplota pri konstantnem tlaku [MJ/(kg°C)],  
 $\varepsilon$  razmerje med molekulsko maso vodne pare in suhim zrakom = 0,622.



Specifična toplota pri konstantnem tlaku je količina energije, ki je potrebna, da povečamo temperaturo enote zraka za eno stopinjo pri konstantnem tlaku. Njena vrednost je odvisna od sestave zraka, to je od njegove vlažnosti. Prikaz vrednosti imamo v prilogi B. Za povprečne atmosferske pogoje je njena vrednost  $c_p = 1,013 \cdot 10^{-3} \frac{MJ}{kg^{\circ}C}$ . Ker se predpostavlja povprečni zračni tlak za določeno lokacijo, je psihometrična konstanta konstantna za določeno lokacijo (Allen in sod., 1998).

#### 4.6 Srednji zasičeni parni tlak ( $e_s$ )

Ker je zasičeni parni tlak povezan s temperaturo zraka, ga lahko izračunamo iz temperature zraka. Prikaz vrednosti imamo v prilogi C. Razmerje je izraženo z (Allen in sod., 1998):

$$e^{\circ}(T) = 0,6108 \exp\left[\frac{17,27T}{T + 237,3}\right] \quad (40)$$

Kjer je:

$e^{\circ}(T)$	zasičeni parni tlak pri temperaturi zraka T [kPa],
T	temperatura zraka [°C],
$\exp[..]$	2,7183 (osnova naravnega logaritma).

(41)

$$e_s = \frac{e^{\circ}(T_{max}) + e^{\circ}(T_{min})}{2}$$

Z uporabo srednje dnevne temperature namesto dnevne maksimalne in minimalne temperature, dobimo nižje ocene za zasičeni parni tlak. Pripadajoč deficit parnega tlaka (parameter, ki izraža potencialno izhlapevanje v atmosfero) bo zaradi tega manjši in rezultat bo podcenjena referenčna evapotranspiracija rastline. Zaradi tega mora biti srednji zasičeni parni tlak izračunan kot povprečje med zasičenimi parnimi tlaki pri dnevni maksimalni in minimalni temperaturi (Allen in sod., 1998).

#### 4.7 Naklon krivulje zasičenega parnega tlaka ( $\Delta$ )

Za izračun evapotranspiracije potrebujemo naklon razmerja med zasičenim parnim tlakom in temperaturo ( $\Delta$ ). Naklon krivulje pri dani temperaturi je podan z:

(42)

$$\Delta = \frac{4098 \left[ 0,6108 \exp\left(\frac{17,27T}{T + 237,3}\right) \right]}{(T + 237,3)^2}$$

Kjer je:

$\Delta$	naklon krivulje zasičenega parnega tlaka pri temperaturi zraka T [kPa°C <sup>-1</sup> ],
T	temperatura zraka [°C],
exp[.]	2,7183 (osnova naravnega logaritma).

V prilogi D so prikazane vrednosti naklona krivulje zasičenega parnega tlaka ( $\Delta$ ) pri različnih temperaturah.

#### 4.8 Dejanski parni tlak ( $e_a$ ) izpeljan iz temperature rosišča

Ker je temperatura rosišča temperatura, na katero moramo ohladiti zrak, da ta postane zasičen, je dejanski parni tlak ( $e_a$ ) enak zasičenemu parnemu tlaku pri temperaturi rosišča ( $T_{ros}$ ) [°C]:

(43)

$$e_a = e^\circ(T_{ros}) = 0,6108 \exp\left[\frac{17,27T_{ros}}{T_{ros} + 237,3}\right]$$

#### 4.9 Dejanski parni tlak ( $e_a$ ) izpeljan iz psihometričnih podatkov

Dejanski parni tlak lahko določimo iz razlike med suhim in mokrim termometrom. Razmerje je izraženo z naslednjo enačbo (Allen in sod., 1998):

(44)

$$e_a = e^\circ(T_{mokr}) - \gamma_{psi}(T_{suh} - T_{mokr})$$

Kjer je

$e_a$	dejanski parni tlak [kPa],
$e^\circ(T_{mokr})$	zasičeni parni tlak pri omočenem steklu termometra [kPa],
$\gamma_{psi}$	psihrometrična konstanta instrumenta [kPa°C <sup>-1</sup> ],
$T_{suh} - T_{mokr}$	temperaturna razlika med suhim in mokrim termometrom [°C].

Psihometrična konstanta instrumenta je podana z:

$$\gamma_{psi} = a_{psi}P \quad (45)$$

kjer je  $a_{psi}$  koeficient, ki je odvisen od načina prezračevanja mokrega termometra [ $^{\circ}\text{C}^{-1}$ ] in  $P$  je atmosferski tlak [kPa]. Koeficient  $a_{psi}$  je odvisen predvsem od zgradbe psihrometra in prezračevanja mokrega termometra. Uporabljamo naslednje vrednosti (Allen in sod., 1998):

$$a_{psi} = 0,000662 \text{ za prezračene psihrometre, s pretokom zraka } v = 5\text{m/s,}$$

$$0,000800 \text{ za naravno zračene psihrometre } v = 1\text{m/s,}$$

$$0,001200 \text{ za neprezračene psihrometre v ohišju.}$$

#### 4.10 Dejanski parni tlak ( $e_a$ ) izpeljan iz podatkov o relativni vlažnosti

Dejanski parni tlak se lahko izračuna tudi iz relativne vlažnosti. Glede na dostopnost podatkov o vlažnosti, lahko uporabimo različne enačbe (Allen in sod., 1998):

- Za  $RV_{maks}$  in  $RV_{min}$ :

$$e_a = \frac{e^{\circ}(T_{min})\frac{RV_{maks}}{100} + e^{\circ}(T_{maks})\frac{RV_{min}}{100}}{2} \quad (46)$$

kjer je:

$e_a$	dejanski parni tlak [kPa],
$e^{\circ}(T_{min})$	zasičeni parni tlak pri minimalni dnevni temperaturi [kPa],
$e^{\circ}(T_{maks})$	zasičeni parni tlak pri maksimalni dnevni temperaturi [kPa],
$RV_{maks}$	maksimalna relativna vlažnost [%],
$RV_{min}$	minimalna relativna vlažnost [%].

Za obdobja kot so teden, deset dni ali mesec,  $RV_{maks}$  in  $RV_{min}$  dobimo tako, da delimo vsoto dnevni vrednosti s številom dni v nekem obdobju.

- Za  $RV_{maks}$ :

Če uporabljamo opremo, kjer so lahko napake v ocenjevanju  $RV_{min}$  velike, ali če dvomimo v verodostojnost podatkov o relativni vlažnosti, potem je priporočeno uporabiti samo  $RV_{maks}$ :

(47)

$$e_a = e^{\circ}(T_{min}) \frac{RV_{maks}}{100}$$

- Za  $RV_{sred}$ :

Če nimamo podatkov o  $RV_{maks}$  in  $RV_{min}$ , lahko uporabimo naslednjo enačbo:

(48)

$$e_a = \frac{RV_{sred}}{100} \left[ \frac{e^{\circ}(T_{min}) + e^{\circ}(T_{maks})}{2} \right]$$

kjer je  $RV_{sred}$  srednja relativna vlažnost, definirana kot povprečje med  $RV_{maks}$  in  $RV_{min}$ . Kljub temu je enačba manj zaželjena kot prejšnji dve.

#### 4.11 Razlika parnih tlakov ( $e_s - e_a$ ).

Razlika parnih tlakov je razlika med zasičenim ( $e_s$ ) in dejanskim parnim tlakom ( $e_a$ ) v določenem časovnem obdobju. Za časovno obdobje, kot je teden, deset dni ali mesec ( $e_s$ ) izračunamo iz enačbe 41 z uporabo  $T_{maks}$  in  $T_{min}$ , ki ju povprečimo preko časovnega obdobja. Kot je že omenjeno zgoraj, z uporabo srednje dnevne temperature zraka in ne z uporabo  $T_{maks}$  in  $T_{min}$  v enačbi 41 dobimo nižjo oceno  $e_s$  tako v nižji razliki parnih tlakov in zato podcenjeni vrednosti  $ET_0$ . Če želimo lahko vrednosti ( $e_s$ ) in ( $e_a$ ) za daljša časovna obdobja izračunamo kot povprečja vrednosti izračunanih za vsak dan v obdobju (Allen in sod., 1998).

#### 4.12 Manjkajoči klimatski podatki

Pogosto se najdemo v situaciji, da nam določeni klimatski parametri manjkajo. Uporaba postopka, ki zahteva samo nekatere klimatske podatke, naj bi bila samo izjema. Rezultati, ki jih pridobimo s

Penman–Monteithovo enačbo z uporabo omejenega nabora podatkov in na drugi strani s polnim naborom podatkov, imajo manjše odstopanje kot druge alternativne enačbe (Allen in sod., 1998).

Četudi imamo na voljo samo podatke o maksimalni in minimalni temperaturi zraka, je še vedno možno pridobiti zadovoljive ocene desetdnevne ali mesečne  $ET_0$  z uporabo Penman–Monteithove enačbe (Allen in sod., 1998). Podatek sončnega obsevanja lahko izpeljemo iz razlike zračnih temperatur ali ga lahko skupaj s hitrostjo vetra in vlažnostjo zraka uvozimo z bližnje vremenske postaje. Podatek o vlažnosti lahko ocenimo tudi iz minimalne dnevne temperature. Po tem, ko ocenimo vrednost podatkov iz bližnje postaje, lahko ocenimo desetdnevno ali mesečno vrednost  $ET_0$ .

Postopki za oceno manjkajočih podatkov morajo biti prilagojeni na lokalne razmere. To lahko naredimo za klimatske postaje s polnim naborom podatkov, s primerjavo izračunane  $ET_0$  s polnim naborom podatkov ali le delnim. Razmerje bi moralo biti blizu 1. Kjer se razmerje značilno razlikuje od 1, je lahko to razmerje uporabljeno kot faktor za korekcijo izračunov narejenih z omejenim naborom podatkov. Kjer standardna napaka ocene presega 20 % povprečne  $ET_0$ , je treba narediti analizo, ki nam določi vzroke, zakaj nam metoda daje take rezultate (Allen in sod., 1998).

#### 4.12.1 Ocenjevanje manjkajočih podatkov o vlažnosti

Kjer nam primanjkuje podatkov o vlažnosti ali so ti vprašljive kvalitete, lahko oceno dejanskega parnega tlaka  $e_a$  pridobimo s predpostavko, da je temperatura rosišča ( $T_{ros}$ ) približno enaka minimalni dnevni temperaturi ( $T_{min}$ ). Predpostavlja se, da je pri sončnem vzhodu, ko je temperatura zraka blizu  $T_{min}$ , da je zrak skoraj zasičen z vodno paro in da je relativna vlažnost skoraj 100%. Če  $T_{min}$  uporabimo kot podatek za  $T_{ros}$ , potem velja (Allen in sod., 1998):

(49)

$$e_a = e^{\circ}(T_{min}) = 0,611 \exp\left[\frac{17,27T_{min}}{T_{min} + 237,3}\right]$$

Razmerje  $T_{ros} \approx T_{min}$  velja za lokacije, kjer je površina postaje dobro namočena. Vendar pa za sušna območja velja, da zrak ni nujno zasičen z vodno paro, ko je temperatura zraka minimalna. Zato je  $T_{min}$  lahko večja od  $T_{ros}$  in je potrebna nadaljna kalibracija za oceno temperature rosišča. V teh pogojih je morda bolje, da za oceno  $T_{ros}$  odštejemo 2 do 3° od  $T_{min}$ . V vlažnih in polvlažnih območjih sta  $T_{min}$  in  $T_{ros}$  merjeni v zgodnjem jutru, lahko manjši kot  $T_{ros}$  merjena čez dan, zaradi kondenzacije rose preko noči. Po sončnem vzhodu bo izhlapevanje rose znova navlažilo zrak in bo s tem povečala vrednost  $T_{ros}$

preko dneva. Vendar pa je stalna praksa pri računanju  $ET_0$  v 24 urah, da uporabimo temperaturo rosišča merjeno zgodaj zjutraj (Allen in sod., 1998).

Pri oceni  $e_a$  iz  $T_{min}$  moramo vrednost  $e_a$  preveriti. Ko je ocena z enačbo 49 preverjena za regijo, jo lahko uporabimo za dnevne ocene  $e_a$ .

#### 4.12.2 Ocenjevanje manjkajočih podatkov o sevanju

Naprave, ki merijo sevanje in zahtevajo profesionalno kontrolo, so redko nameščene na agrometeoroloških postajah. Zaradi odsotnosti neposrednih meritev izpeljemo dolgovalovno in neto sevanje iz drugih opazovanih klimatskih parametrov t.j. sončnega sevanja ali sončnih ur, temperature zraka in parnega tlaka. Kjer sončnega sevanje ne merimo, ga morebiti lahko ocenimo iz trajanja sončnih ur. Kjer pa sončne ure ( $n$ ) niso na voljo, sončnega sevanja ne moremo izračunati s prejšnjimi računskimi postopki. Tu predstavljamo druge alternativne metode.

#### 4.12.3 Podatki o sončnem sevanju z bližnje klimatološke postaje

Ta metoda temelji na dejstvu, da so za en mesec ali pogosto za en dan, spremenljivke, ki vplivajo na vstopno sončno sevanje ( $R_s$ ) in trajanje sončne svetlobe ( $n$ ), podobne preko celotne regije. Predpostavke so naslednje:

- I. Velikost regije je majhna,
- II. Oblačnost, ki vpliva na padavine, je skoraj identična med deli regije,
- III. Fiziografija regije je skoraj homogena.

Razlike v reliefu morajo biti zanemarljive, ker močno vplivajo na gibanje zračnih mas. Pod temi pogoji lahko uporabimo podatke o sevanju z bližnjih postaj (Allen in sod., 1998).

Paziti pa moramo, ko uporabljamo to metodo na hribovitih ali obalnih območjih, kjer so razlike med območji zaradi nadmorske višine pomembne ali kjer je dež odvisen od konvekcije (Allen in sod., 1998). Kjer razdalja med severno in južno vremensko postajo znotraj ene same homogene regije preseže 50 km, tako da se vrednost za  $R_a$  spremeni, moramo  $R_s$  meritev prilagoditi. Z uporabo razmerja med sončnim in zunajzemeljskim sevanjem  $R_s/R_a$  (Allen in sod., 1998):

(50)

$$R_s = \frac{R_{s,reg}}{R_{a,reg}} R_a$$

kjer je:

$R_{s,reg}$  sončno sevanje na lokalnem območju [ $\frac{MJ}{m^2 dan}$ ],

$R_{a,reg}$  zunajzemeljsko sevanje na lokalnem območju [ $\frac{MJ}{m^2 dan}$ ].

Ko pridobimo podatke o sončnem sevanju z bližnje postaje, lahko izračunamo neto dolgovalovno radiacijo (enačba 29) in neto radiacijo (enačba 30).

Ocena s pomočjo enačbe 50 je priporočena za mesečne izračune  $ET_0$ . Če uporabljamo metodo za dnevne ocene  $ET_0$ , moramo narediti bolj podrobno analizo klimatskih podatkov. Preveriti moramo, če so klimatološke postaje v istem homogenem klimatskem območju in če so dovolj blizu, da imajo podobne vremenske pogoje znotraj enega dneva. Analiza mora vključevati primerjavo dnevniških vremenskih podatkov z obeh postaj, posebno še maksimalno in minimalno temperaturo zraka ter vlažnost. Dejstvo je, da podobno sončno obsevanje in podobna oblačnost, dajeta podobne temperature in vlažnost. V splošnem so dnevni izračuni  $ET_0$  z ocenjenimi podatki o sevanju opravičeni, ko so uporabljeni kot vsota ali povprečje večdnevnega obdobja. Tak primer imamo pri izračunu srednje evapotranspiracije pri načrtovanju namakanja. Pod temi pogoji relativna napaka za en dan pogosto izniči napako drugega dneva v poprečnem obdobju. Dnevne ocene ne smemo videti kot resnične dnevne ocene, ampak samo kot povprečje preko obravnavanega obdobja (Allen in sod., 1998).

#### 4.12.4 Podatki o sončnem sevanju, izpeljani iz razlik temperature zraka

Razlika med maksimalno in minimalno temperaturo zraka je povezana s stopnjo oblačnosti na lokaciji. V pogojih jasnega vremena imamo visoke temperature preko dneva ( $T_{maks}$ ), ker atmosfera prepušča veliko vhodnega sončnega sevanja in imamo nizke temperature preko noči ( $T_{min}$ ), ker atmosfera zadrži manj odhodnega dolgovalovnega sevanja. Po drugi strani je v zelo oblačnih pogojih  $T_{maks}$  relativno manjša, ker precejšen del vhodnega sončnega sevanja nikoli ne doseže Zemljine površine in je absorbiran ali odbit preko oblakov. Podobno je  $T_{min}$  relativno višja, ker pokrov oblakov deluje kot odeja in zmanjšuje neto izhodno dolgovalovno sevanje. Zato lahko razliko med maksimalno in minimalno zračno temperaturo  $T_{maks} - T_{min}$  uporabimo kot indikator deleža zunajzemeljskega sevanja,

ki doseže zemljino površino. Ta princip sta uporabila Hargreaves in Samani, da bi razvila ocene  $ET_0$  le z uporabo podatkov o temperaturi zraka (Allen in sod., 1998).

Hargreavesova enačba sevanja, prilagojena in umerjena na mnogih klimatoloških postajah v različnih klimatskih pogojih je naslednja (Allen in sod., 1998):

(51)

$$R_s = k_{R_s} \sqrt{(T_{maks} - T_{min})} R_a$$

kjer je:

- $R_a$       zunajzemeljsko sevanje [ $\frac{MJ}{m^2 dan}$ ],
- $T_{maks}$     maksimalna temperatura zraka [°C],
- $T_{min}$       minimalna temperatura zraka [°C],
- $k_{R_s}$       koeficient prilagoditve (0,16.. 0,19) [°C<sup>-0,5</sup>].

Kvadratni koren temperaturne razlike je tesno povezan z obstoječim dnevnim sončnim sevanjem na dani lokaciji. Koeficient prilagoditve  $k_{R_s}$  je empiričen in se razlikuje za notranje ali obalne regije (Allen in sod., 1998):

- Za notranje regije, kjer kopno dominira in zračne mase niso pod močnim vplivom velikega vodnega telesa je  $k_{R_s} \cong 0,16$ .
- Za obalne regije, ki so pod vplivom morja pa velja  $k_{R_s} \cong 0,19$ .

Delež zunajzemeljskega sevanja, ki doseže Zemljino površino  $R_s/R_a$  se giblje od 0,25 na oblačen dan, do 0,75 na jasen dan (Allen in sod., 1998).

Metoda temperaturne razlike se priporoča za lokacije, kjer ni primerno da bi uvozili podatke o sevanju iz lokalnih postaj ali kjer ni homogenih klimatskih pogojev ali kjer podatkov za regijo preprosto ni dovolj.

Paziti moramo, ko potrebujemo dnevne vrednosti  $ET_0$ . Priporočeno je, da so dnevne vrednosti  $ET_0$ , ki temeljijo na ocenjenem  $R_s$ , povprečene preko večdnevnega obdobja, kot je teden, deset dni ali mesec, da zmanjšamo napako (Allen in sod., 1998).



#### 4.12.5 Podatki o hitrosti vetra z bližnje vremenske postaje

Glavni razlog, da uporabimo podatke o hitrosti vetra z bližnje postaje (kakor tudi za podatke o sevanju) je ta, da ima zračni tok, ki teče preko homogene regije relativno velika odstopanja preko dneva, ter majhna odstopanja za daljša obdobja. Podatke z bližnje postaje lahko uporabimo, če na njo vplivajo iste zračne mase ali kjer se gibljejo iste fronte, ki vodijo zračne tokove v regiji in kjer je podoben relief (Allen in sod., 1998).

Ko uporabljamo podatke o hitrosti vetra z druge postaje, moramo upoštevati regionalno klimo, relief površja in druge meteorološke parametre. Močni vetrovi so pogosto povezani z nizko relativno vlažnostjo in šibki vetrovi so običajni pri visoki relativni vlažnosti. Tako da so trendi in odstopanja dnevnih maksimalnih in minimalnih vlažnosti podobni na obeh lokacijah. Na gorskih območjih moramo uporabiti podatke z postaje s podobno nadmorsko višino in s podobnimi prevladujočimi vetrovi, ki pa ni nujno najbližja. Nekatere postaje lahko variirajo celo od ene sezone do druge, odvisno od prevladujočih vetrov. Uporabljene podatke o hitrosti vetra lahko uporabimo tudi za mesečne ocene evapotranspiracije. Dnevne izračune lahko opravičimo, ko jih uporabimo kot vsoto ali povprečje preko večdnevnega obdobja, kot je npr. teden ali deset dni (Allen in sod., 1998).

#### 4.12.6 Empirične ocene mesečnih hitrosti vetra

Ker so odstopanja povprečne hitrosti vetra preko mesečnega obdobja relativno majhna in se gibljejo okoli povprečnih vrednosti, lahko ocenimo mesečne vrednosti hitrosti vetra (preglednica 4). Povprečne ocene o hitrosti vetra lahko najdemo iz podatkov o lokalni klimi, vendar moramo upoštevati sezonska odstopanja.

Preglednica 4: Mesečni podatki o hitrosti vetra glede na razred.

Opis	Srednje mesečne hitrosti vetra na višini 2 m
Rahel veter – vetrič	$\dots \leq 1.0 \text{ m/s}$
Rahel do zmeren veter	1 - 3 m/s
Zmeren do močan veter	3 - 5 m/s
Močan veter	$\dots \geq 5.0 \text{ m/s}$

Kjer ni podatkov o hitrosti vetra znotraj neke regije, lahko uporabimo vrednost 2 m/s kot neko začasno oceno. Ta vrednost je povprečje 2000 vremenskih postaj preko cele Zemljine oble.

V splošnem moramo hitrost vetra na 2 m  $u_2$ , omejiti na  $u_2 \geq 0,5$  m/s, ko jo uporabljamo v enačbi za  $ET_0$  (enačba 6). To je nujno, saj računamo na učinke nestabilnosti zraka na površini tal, ko vetra ni ali je majhen. Ta učinek se pojavi pri nizkih hitrosti vetra, ko se segret zrak pri tleh dviga. Z omejitvijo  $u_2 \geq 0,5$  v  $ET_0$  enačbi izboljšamo točnost ocene pri pogojih zelo nizke hitrosti vetra (Allen in sod., 1998).

#### 4.13 Minimalno potrebni podatki

##### 4.13.1 Alternativna enačba za $ET_0$ , če nimamo klimatskih podatkov

Ko nimamo podatkov o sončnem obsevanju, relativni vlažnosti in hitrosti vetra, jih moramo oceniti z uporabo postopkov, predstavljenih v nadaljevanju. Kot alternativa se lahko  $ET_0$  oceni z uporabo Hargreavesove  $ET_0$  enačbe:

(52)

$$ET_0 = 0,0023 (T_{srednja} + 17,8) (T_{maks} - T_{min})^{0,5} R_a$$

Enačba 52 ima tendenco, da podceni rezultat v pogojih močnega vetra  $u_2 > 3$  m/s in da precenjuje rezultat pod pogoji velike relativne vlažnosti (Allen in sod., 1998).

## 5 REZULTATI IN IZRAČUNI

### 5.1 Podatki in opis postaje Lj.-Bežigrad

V Ljubljani so z meritvami meteoroloških podatkov začeli leta 1850. Lokacija meritev se je spreminjala do leta 1948 (Cesar, 2011). Od omenjenega leta se lokacija meritev ne spreminja, spreminja se samo njena okolica (ceste, zgradbe, itn.). Meteorološka postaja Ljubljana Bežigrad predstavlja zmerno celinsko podnebje osrednje Slovenije. Leži na nadmorski višini 299 m, na območju koordinat 46°3' geografske širine in 14°31' geografske dolžine. Postaja se nahaja sredi mesta in sicer na travniku dimenzije 50 × 70 m. Približno 30 do 50 m od opazovalnega prostora rastejo posamezna drevesa v smereh sever, jug in zahod. Na zahodu je kompleks Bežigrajskih stavb, na vzhodu stoji stavba ARSO, na jugu pa parkirišče in vrtec (Bergant, 2010).



Slika 16: Meteorološka postaja Ljubljana Bežigrad (Nadbath, 2010)

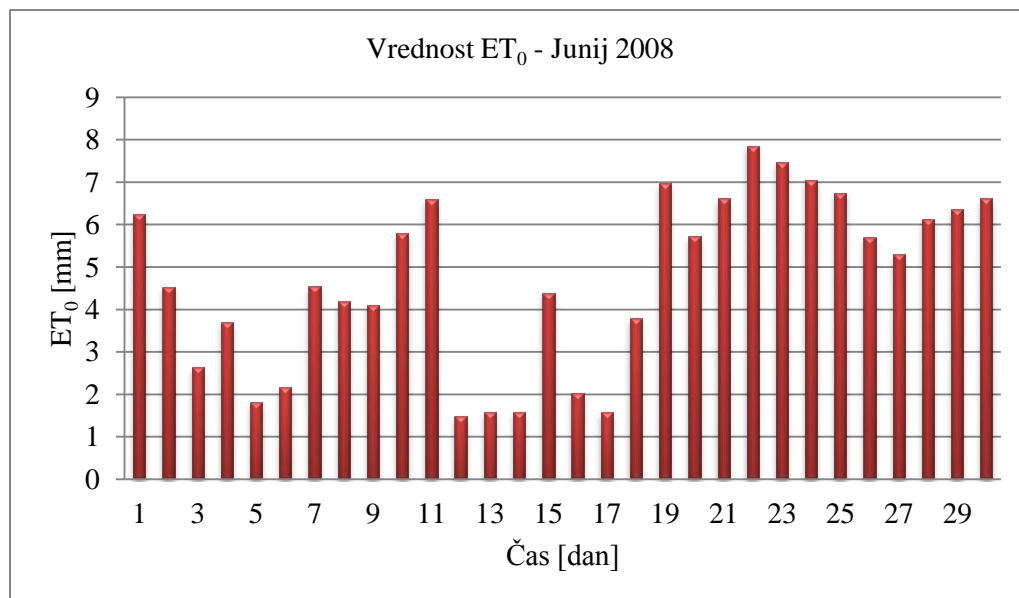
Za izračun referenčne evapotranspiracije smo uporabili standardno Penman–Monteithovo metodo. Po omenjeni enačbi smo izračunali evapotranspiracijo za območje merilne postaje Ljubljana-Bežigrad za leto 2008. Polurne vrednosti spremenljivk (temperatura, relativna vlažnost, sončno sevanje, hitrost vetra in pritisk), ki so potrebne za izračun, smo pridobili na ARSU (ARSO, 2010).

V nadaljevanju so predstavljeni izračuni za različne časovne korake.

## 5.2 Izračun za urni časovni korak

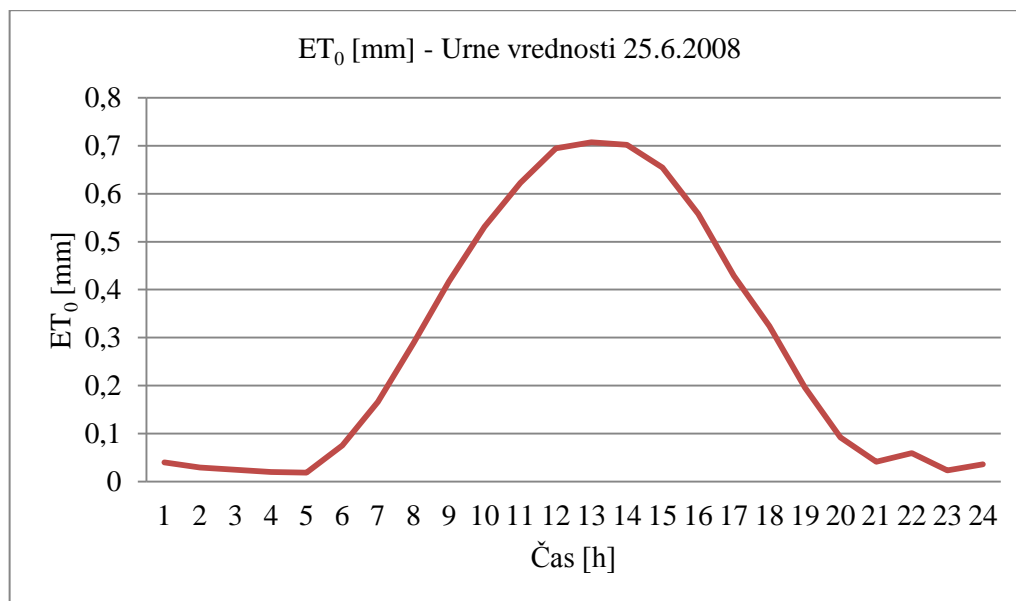
Pri urnem časovnem koraku smo računali evapotranspiracijo za vsako uro posebej, potem pa izračunali tudi vrednosti za cel dan, za 10 dni in za obdobje enega meseca, v našem primeru za mesec junij 2008. Uporabljeni podatki imajo časovni korak meritev pol ure in so bili pridobljeni na merilni postaji Ljubljana-Bežigrad. Vzeli smo oba podatka za posamezno uro in izračunali povprečje. To smo storili za merjene spremenljivke, kot so temperatura zraka, relativna vlažnost zraka in hitrost vetra. Za sončno sevanje pa smo uporabili celotno urno sončno sevanje. Uporabili smo tudi podatke o nadmorski višini, zemljepisni širini in zaporedno številko dneva v letu. Zemeljski toplotni tok je za urne izračune pomemben. Za izračun  $G$  na urni časovni korak smo uporabili enačbi 24 in 25. Dejanski parni tlak  $e_a$  je določen z enačbo (39). Vzeli smo tudi spremenjeno Stefan-Boltzmanovo konstanto. Prirediti je bilo potrebno tudi hitrost vetra, saj se ta spremenljivka na tem merilnem mestu meri na višini 22 metrov, potrebno pa jo je pretvoriti na višino 2 metra. Nato smo nadaljevali računanje evapotranspiracije po enačbi (7) za enourni časovni korak.

Na grafikonu 1 so predstavljeni rezultati referenčne evapotranspiracije  $ET_0$  za mesec junij 2008 za postajo Ljubljana-Bežigrad. Posamezni stolpci so vsote urnih vrednosti  $ET_0$  za posamezen dan.



Grafikon 1: Dnevne vrednosti evapotranspiracije za postajo Ljubljana-Bežigrad v mesecu juniju 2008, izračunane s FAO Penman-Monteithovo enačbo z uporabo urnega časovnega koraka

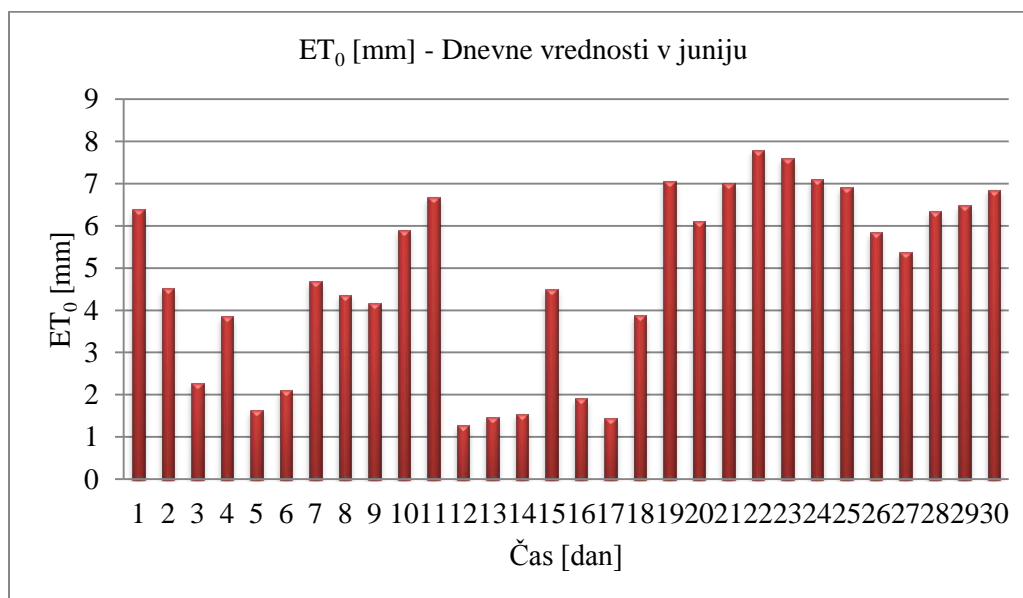
Grafikon 2 pa prikazuje spreminjanje urnih vrednosti  $ET_0$  preko enega dneva. Izbrali smo dan 25. 6. 2008. Preko noči je  $ET_0$  praktično nič, potem pa se preko dneva povečuje in doseže maksimum okoli 13. ure.



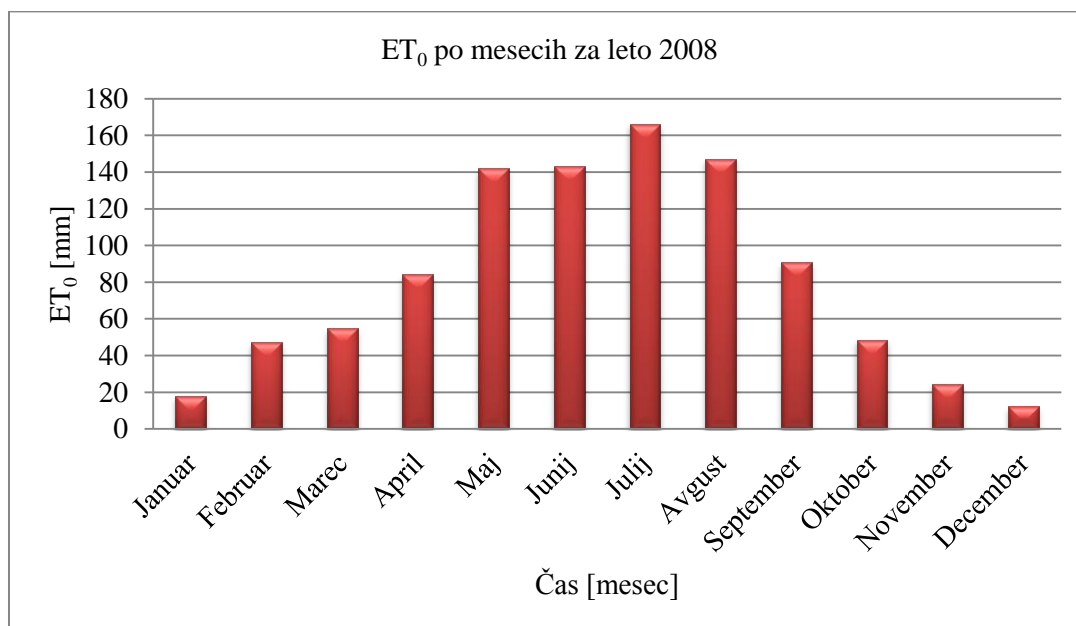
Grafikon 2: Urne vrednosti evapotranspiracije za postajo Ljubljana-Bežigrad na dan 25.6.2008 izračunane s FAO Penman-Monteithovo enačbo

### 5.3 Izračun za dnevni časovni korak

Za izračun  $ET_0$  na dnevni skali smo potrebovali naslednje podatke: maksimalna in minimalna dnevna temperatura, maksimalna in minimalna dnevna vrednost relativne vlažnosti, povprečna dnevna hitrost vetra, povprečna dnevna vrednost pritiska in dnevna vrednost energije neto sončnega sevanja. Za izračun energije sončnega sevanja so potrebni še podatki o nadmorski višini, zemljepisni širini in zaporedno število dneva v letu. Zemeljski toplotni tok  $G$  lahko pri dnevnikih izračunih zanemarimo. Stefan-Boltzmanova konstanta je  $4,903 \cdot 10^{-9} MJ$ . Vse ostale spremenljivke v enačbi se izračunajo s pomočjo naštetih vhodnih podatkov. Podatki so merjeni vsake pol ure. Rezultati, ki jih dobimo, so dnevne vrednosti evapotranspiracije (grafikon 3). Ko dnevne vrednosti seštejemo za vsak posamezen mesec, dobimo količine evapotranspiracije po posameznih mesecih (grafikon 4).



Grafikon 3: Dnevne vrednosti evapotranspiracije za postajo Ljubljana-Bežigrad za mesec junij 2008, izračunane s FAO Penman-Monteithovo enačbo z uporabo dnevnega časovnega koraka

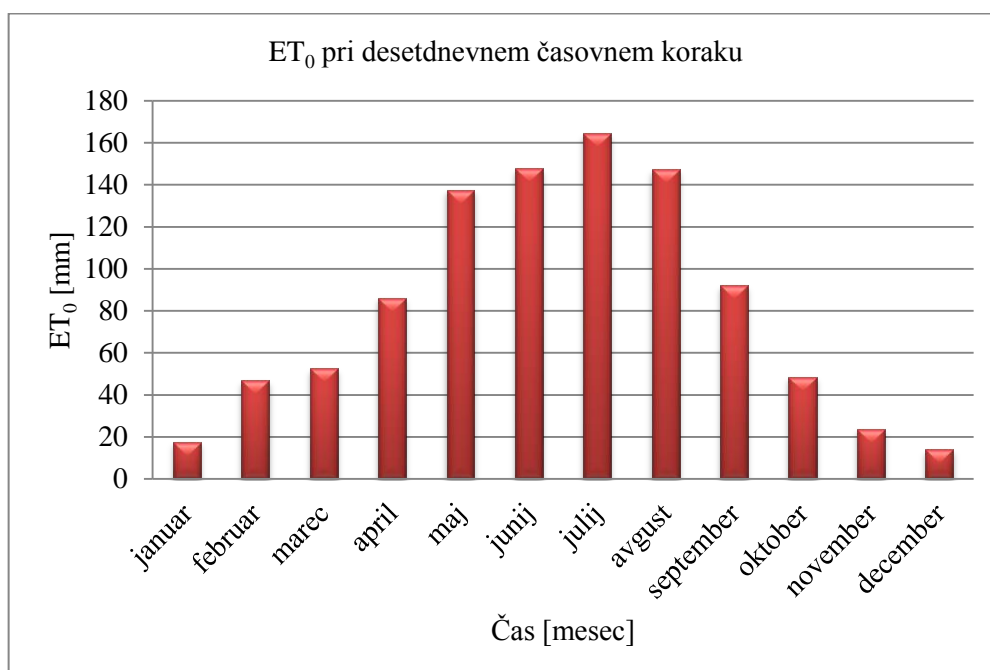


Grafikon 4: Spreminjanje mesečne vrednosti evapotranspiracije za postajo Ljubljana-Bežigrad za leto 2008, izračunane s FAO Penman-Monteithovo enačbo

V Ljubljani je bila v letu 2008 največja vrednost evapotranspiracije poleti in sicer meseca julija (166,1 mm), najmanjšo vrednost pa je dosegla decembra (12,3 mm) (grafikon 4).

#### 5.4 Izračun za desetdnevni časovni korak

Pri desetdnevem časovnem koraku izračuna potrebujemo za temperaturo zraka desetdnevno povprečje minimalne temperature zraka in desetdnevno povprečje maksimalne temperature zraka. Za vlažnost zraka potrebujemo desetdnevno povprečje relativne vlažnosti. Za hitrost vetra potrebujemo desetdnevno povprečje hitrosti vetra. Za sončno obsevanje potrebujemo desetdnevno povprečje dnevni vredosti meritev dejanskega sončnega obsevanja. V grafikonu 5 so prikazane vredosti  $ET_0$  po posameznih mesecih, ki so izračunane z desetdnevni časovni korakom.



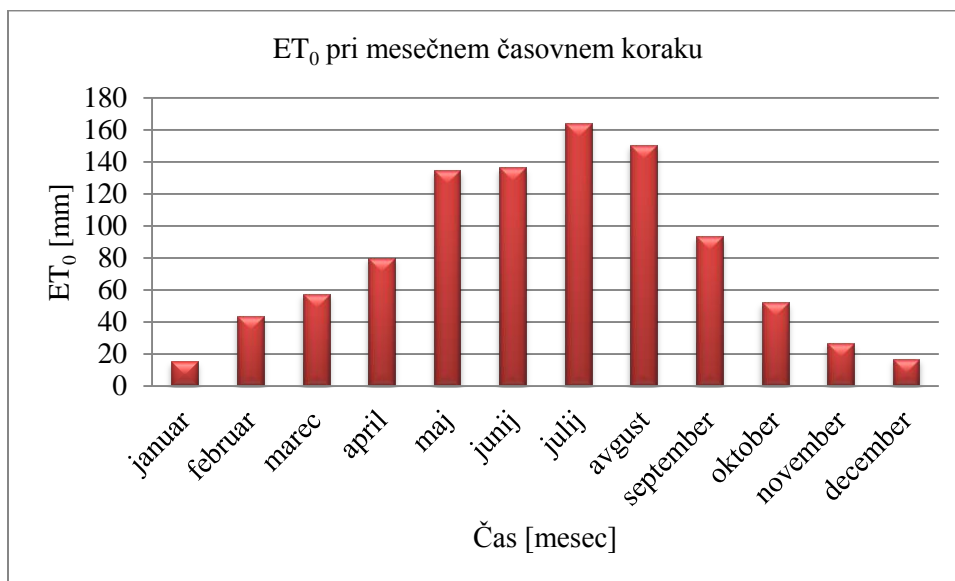
Grafikon 5: Mesečne vrednosti evapotranspiracije za postajo Ljubljana-Bežigrad za leto 2008 izračunane s FAO Penman-Monteithovo enačbo z uporabo desetdnevnega časovnega koraka

Najvišje vrednosti  $ET_0$  smo za leto 2008 dobili v poletnih mesecih, in sicer meseca julija (164,4 mm), najnižje vrednosti pa so bile v zimskih mesecih, in sicer decembra (14,2 mm).

#### 5.5 Izračun za mesečni časovni korak

Pri mesečnem časovnem koraku potrebujemo mesečno povprečno dnevno maksimalno temperaturo ( $T_{maks}$ ) in mesečno povprečno dnevno minimalno temperaturo ( $T_{min}$ ). Za vlažnost zraka potrebujemo mesečno povprečje dnevnega dejanskega parnega tlaka ( $e_a$ ) pridobljenega s pomočjo meritev,

temperature rosišča ali relativne vlažnosti. Za hitrost vetra potrebujemo mesečno povprečje hitrosti vetra merjenih na 2 m višine ( $u_2$ ). Ker je tu višina meritev višja kot 2 m ( $z = 22\text{m}$ ), uporabimo ustrezen korekcijski faktor. Za sončno sevanje uporabimo mesečno povprečje dejanskega sončnega sevanja ( $R_s$ ). V grafikonu 6 so prikazane vrednosti  $ET_0$  po posameznih mesecih, ki so izračunane z mesečnim časovnim korakom.



Grafikon 6: Mesečne vrednosti evapotranspiracije za postajo Ljubljana-Bežigrad za leto 2008 izračunane s FAO Penman–Monteithovo enačbo z uporabo mesečnega časovnega koraka

Najvišje vrednosti  $ET_0$  za leto 2008 smo dobili v poletnih mesecih, in sicer meseca julija (163,9 mm), najnižje vrednosti pa smo dobili v zimskih mesecih, in sicer januarja (15,2 mm).

## 5.6 Izračun za primer manjkajočih podatkov

Meteorološki podatki, ki so potrebni za oceno  $ET_0$  s pomočjo Penman–Monteithove enačbe, so: temperatura zraka, vlažnost zraka, hitrost vetra in sevanje. Če kateri od teh podatkov manjkajo ali jih ne moremo izračunati, se priporoča, da uporabnik oceni manjkajoče podatke z enim od predstavljenih postopkov in jih potem uporabi v Penman–Monteithovi enačbi za izračun  $ET_0$ .

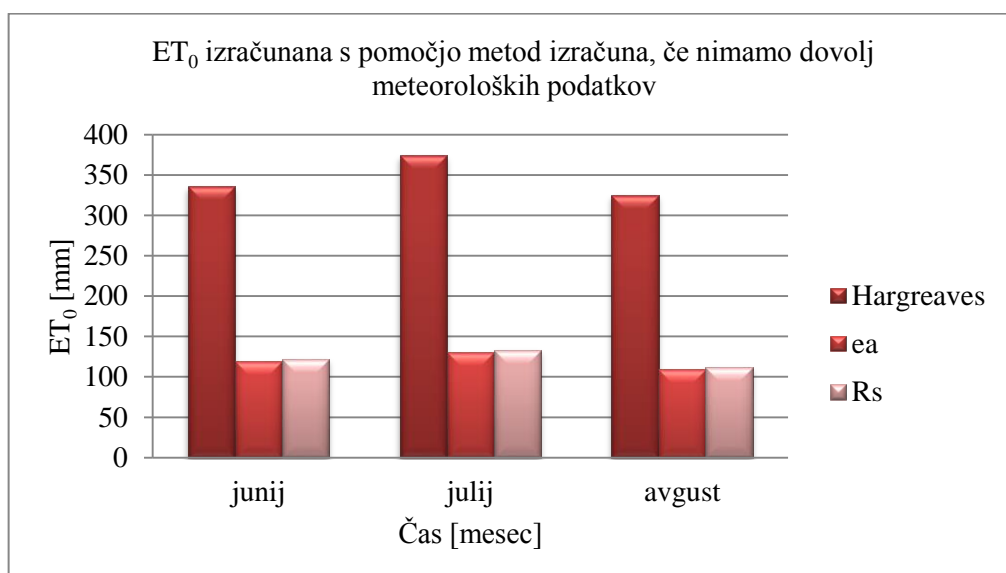


Za tri poletne mesece (junij, julij, avgust) so uporabljene različne metode reševanja, ko nimamo dovolj meteoroloških podatkov, kar prikazuje grafikon 7.

Če nimamo podatkov o vlažnosti ali so ti vprašljive kvalitete, lahko oceno dejanskega parnega tlaka pridobimo s predpostavko, da je temperatura rosišča približno enaka minimalni dnevni temperaturi. Dejanski parni tlak  $e_a$  se izračuna po enačbi 49.

Če nimamo podatkov o sončnem sevanju, jih lahko izpeljemo iz razlik temperature zraka. Za ta namen uporabimo Hargreavesovo enačbo sevanja (enačba 51), ki je bila prilagojena in umerjena na mnogih vremenskih postajah v različnih klimatskih pogojih.

Ko nimamo podatkov o sončnem obsevanju, relativni vlažnosti in hitrosti vetra, lahko uporabimo alternativno enačbo 52 za  $ET_0$ . Dovolj je, če imamo podatke o minimalni temperaturi ( $T_{min}$ ) in maksimalni temperaturi ( $T_{maks}$ ). Tako lahko izračunamo tudi povprečno dnevno temperaturo ( $T_{povp}$ ). Rabimo še podatek o zunajzemeljskem sevanju  $Ra$ , ki ga lahko izračunamo iz enačbe 39. Enačba 52 precej bolj precenjuje rezultat v pogojih velike relativne vlažnosti.

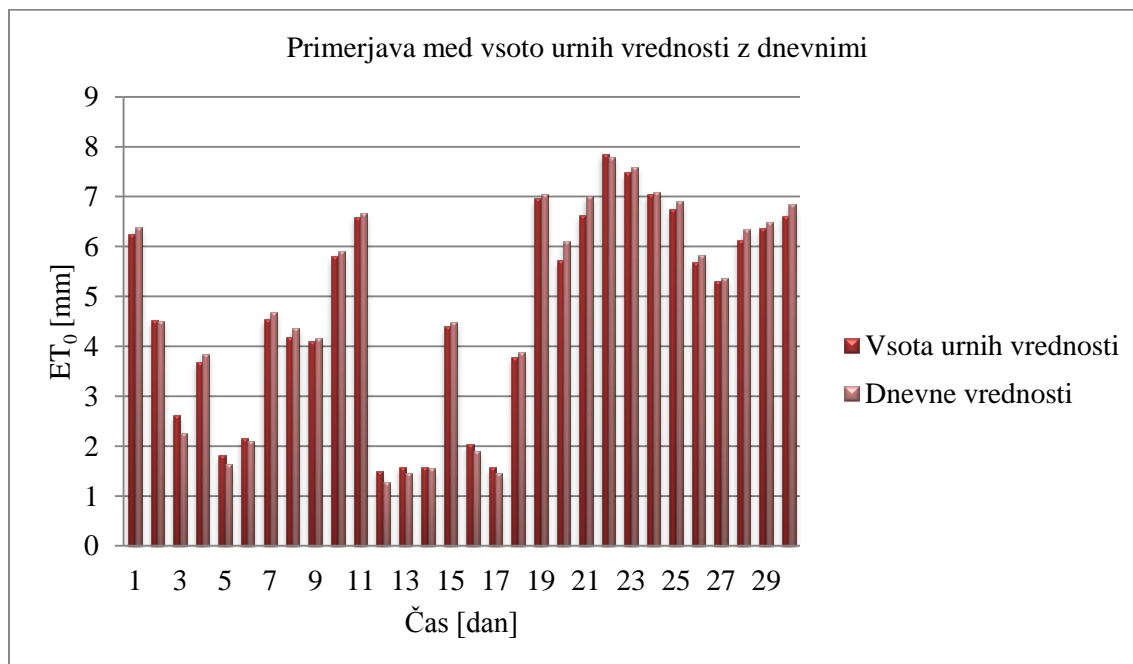


Grafikon 7: Mesečne vrednosti evapotranspiracije za postajo Ljubljana-Bežigrad za poletne mesece leta 2008, računane s pomočjo metod izračuna za primer manjkajočih podatkov

## 6 PRIMERJAVA IN ANALIZA REZULTATOV

### 6.1 Primerjava vsote urnih z dnevnimi vrednostmi

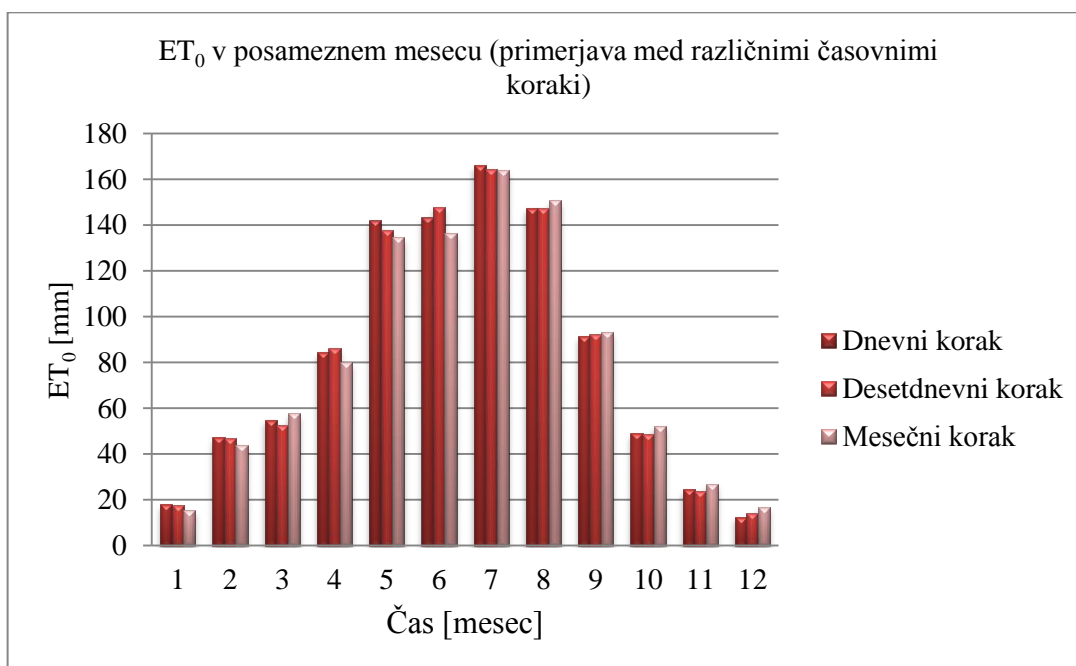
Narejena je bila primerjava med vrednostmi  $ET_0$ , izračunanih po urnem koraku (vsota celega dneva) in dnevnem koraku. Primerjali smo rezultate za postajo Ljubljana-Bežigrad za mesec junij 2008. Kot je prikazano v grafikonu 8, so si rezultati zelo podobni. Med rezultati ni bistvenih razlik, skupna mesečna vsota, izračunana po urnem koraku in dnevnem koraku pa se razlikuje za 1,2 %. Vsota vrednosti  $ET_0$  za mesec junij 2008, izračunana po urnem koraku znaša 141,3 mm, izračunana po dnevnem koraku pa znaša 143 mm. Največje odstopanje je nastopilo 21. 6. 2008, ko je absolutna razlika znašala skoraj 0,4 mm, kar predstavlja 5,85 % relativne razlike. Vendar je ta dan tudi količina  $ET_0$  visoka, saj znaša 6,63 mm. Največja dnevna količina  $ET_0$  se pojavi 22. 6. 2008 in znaša 7,86 mm. Najmanjše odstopanje je nastopilo 2. 6. 2008, ko je absolutna razlika znašala samo 0,015 mm, kar predstavlja 0,3 % relativne razlike. Najmanjša dnevna količina  $ET_0$  se pojavi 12. 6. 2008 in znaša 1,49 mm.



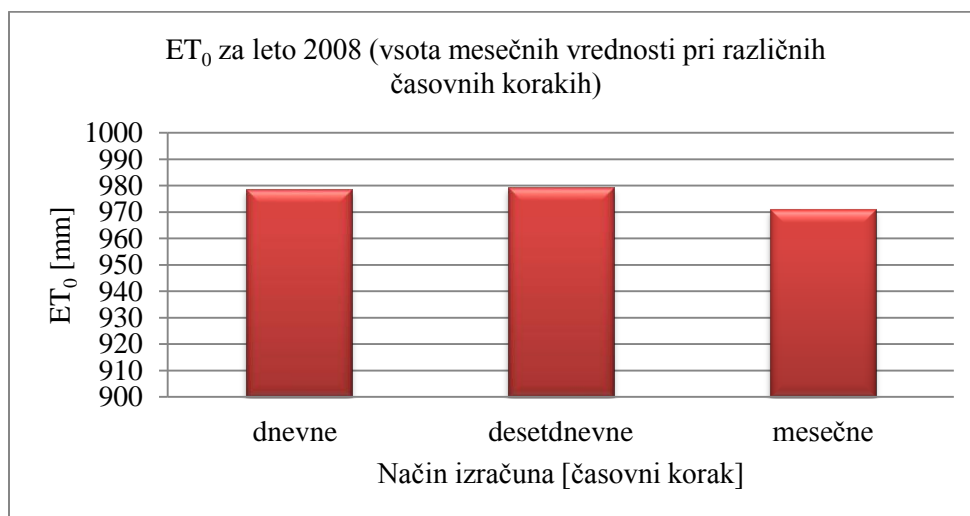
Grafikon 8: Primerjava izračuna dnevnih vrednosti evapotranspiracije za postajo Ljubljana-Bežigrad za mesec junij 2008 z uporabo urnega in dnevnega časovnega koraka

## 6.2 Primerjava vsote dnevnih vrednosti z desetdnevnimi in mesečnimi

V grafikonu 9 so prikazani rezultati mesečnih vrednosti  $ET_0$ , izračunanih s tremi različnimi časovnimi koraki. Pri dnevnem koraku je prikazana vsota dnevnih vrednosti za vsak mesec posebej. Pri desetdnevnem koraku je prikazana vsota treh desetdnevnih vrednosti za vsak mesec posebej. Pri mesečnem koraku pa je rezultat vrednosti  $ET_0$  za vsak mesec. Med rezultati ne prihaja do bistvenih odstopanj. Absolutne razlike med rezultati so največje poleti, ko so tudi mesečne vrednosti  $ET_0$  največje, vendar takrat relativno odstopajo le za okoli 5 %. V zimskih mesecih so absolutne razlike manjše, vendar so relativne višje, saj je v zimskih mesecih skupna  $ET_0$  manjša. Če pa seštejemo mesečne vrednosti, izračunane po vseh treh časovnih korakih, v letne, dobimo presenetljivo podobne rezultate, saj so odstopanja manjša od 1 %. To je prikazano v grafikonu 10.



Grafikon 9: Primerjava izračuna mesečnih vrednosti evapotranspiracije za postajo Ljubljana-Bežigrad za leto 2008 z uporabo dnevnega, 10-dnevnega in mesečnega časovnega koraka

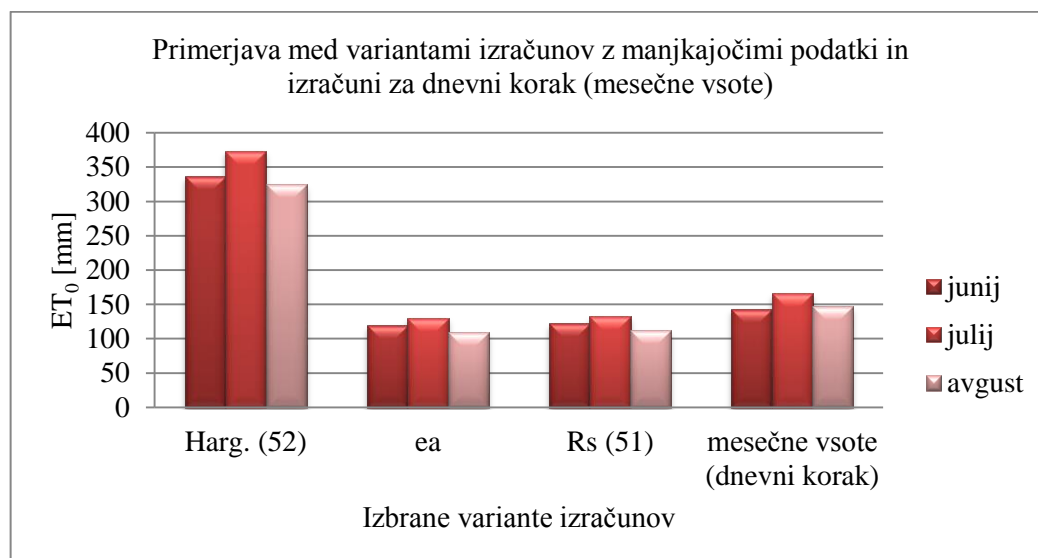


Grafikon 10: Primerjava vsote ET<sub>0</sub> za leto 2008 pri različnih časovnih korakih izračuna (dnevni, desetdnevni, mesečni korak)

Zanimivo je, da so mesečne vsote referenčne evapotranspiracije (ET<sub>0</sub>) pri desetdnevnem in mesečnem koraku, manjše kot mesečna vsota dnevni vrednosti v prvi polovici leta (razen enega meseca pri obeh korakih) in večje v drugi polovici leta (od avgusta do decembra). Tako je razlika med letnimi vrednostmi vseh treh korakov minimalna (1,2%). Višje vrednosti pri dnevnem koraku v prvi polovici leta (od januarja do julija, z izjemo enega meseca), se izničijo z višjimi vrednostmi v drugi polovici leta pri drugih dveh korakih (desetdnevni, mesečni). Večja razlika nastopi še posebej med dnevnim in mesečnim korakom (če primerjamo mesečne vsote), kar je verjetno povezano z upoštevanjem zemeljskega toplotnega toka, saj ga pri dnevnem koraku zanemarimo, pri mesečnem pa je del izračuna.

### 6.3 Primerjava izračunanih mesečnih vrednosti ET<sub>0</sub> z variantami izračunov z manjkajočimi podatki

V grafikonu 11 je prikazana primerjava med različnimi variantami izračunov z manjkajočimi podatki in mesečnimi vrednostmi evapotranspiracije, izračunanimi z vsemi podatki (dnevni korak). Opazimo, da so si rezultati izračunov za izbrane mesece (junij, julij, avgust) z izjemo metode Hargraeves podobni (preglednica 5).



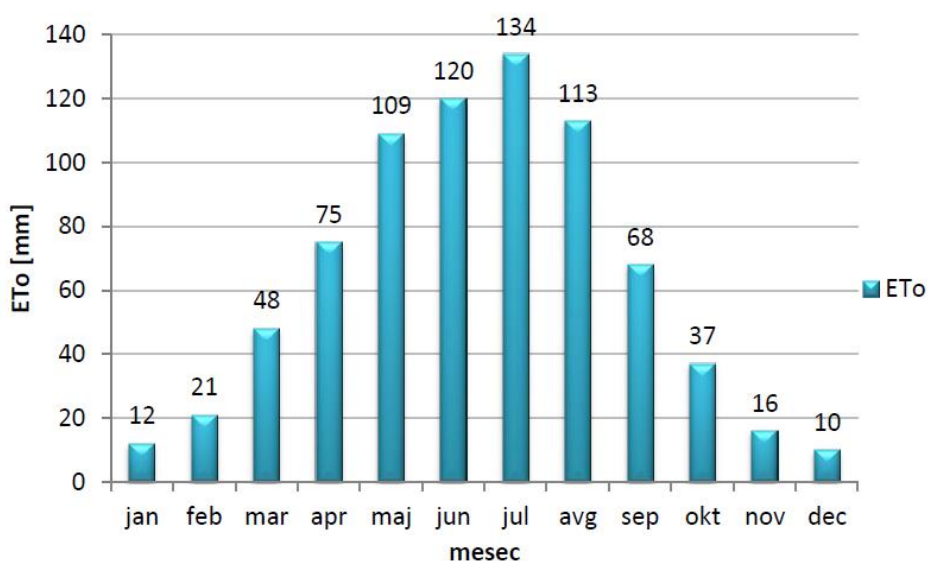
Grafikon 11: Primerjava rezultatov mesečnih vrednosti  $ET_0$  (junij, julij, avgust) med različnimi variantami izračunov z manjkajočimi podatki in izračuni za dnevni korak (mesečne vsote)

Preglednica 5: Primerjava izračunanih mesečnih vrednosti  $ET_0$  med različnimi načini izračuna Penman–Monteithove enačbe za postajo Ljubljana-Bežigrad.

	$ET_0$ [mm] (junij)	$ET_0$ [mm] (julij)	$ET_0$ [mm] (avgust)
FAO Penman–Monteithova (dnevni korak)	143,1	166,1	147,3
Manjkajoči podatki o vlažnosti ( <i>ea</i> , enačba 49)	119	130,2	109,4
Hargreavesova enačba (51)	122,1	133	111,8
Hargreavesova enačba (52)	336,3	373,9	325,2

Rezultati izračunov mesečnih vrednosti  $ET_0$  v primerih manjkajočih podatkov ( $ea$  in  $Rs$  (51)), so približno za 25 % nižji kot rezultati  $ET_0$  izračunani s standardno Penman–Monteithovo enačbo.

Hargraevesova enačba (52) velja za eno bolj grobih metod ocene referenčne evapotranspiracije, še posebej v območjih z veliko relativno vlažnostjo, kamor pa Ljubljana nedvomno spada. V pogojih velike relativne vlažnosti ponavadi precenjuje rezultat (Allen in sod., 1998). Rezultat uporabe alternativne Hargreavesove enačbe (52) je, da nam daje približno dvakrat večje vrednosti referenčne evapotranspiracije kot standardna Penman–Monteithova enačba.

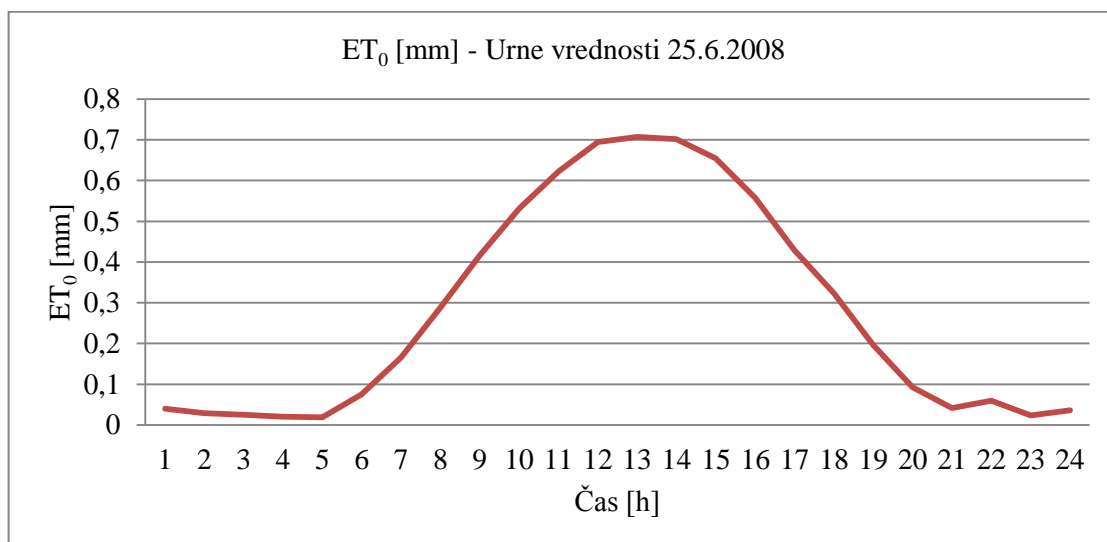


Slika 17: Dolgoletno povprečje potencialne evapotranspiracije v Ljubljani 1971-2000  
(ARSO, 2016)

Na sliki 17 je prikazano dolgoletno povprečje potencialne evapotranspiracije v Ljubljani. Vidimo, da je leto 2008 nekoliko odstopalo od dolgoletnega povprečja v smislu povečane evapotranspiracije. Vrednosti so bile v letu 2008 za približno 25 odstotkov višje.

#### 6.4 Spreminjanje $ET_0$ s časom (tekem dneva, tekem meseca, tekem leta)

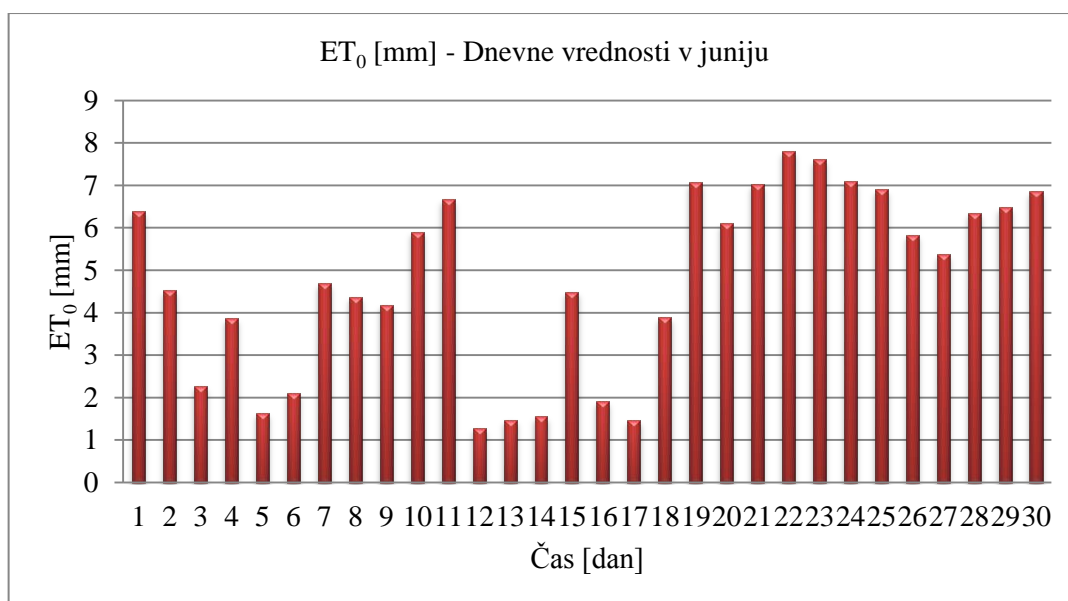
Na grafikonu 12 je prikazano spreminjanje  $ET_0$  preko enega dneva. Izbrali smo si dan 25. 6. 2008, kjer je prikazano tipično spreminjanje evapotranspiracije tekem dneva.



Grafikon 12: Prikazano spreminjanje ET<sub>0</sub> preko enega dneva (25. 6. 2008)

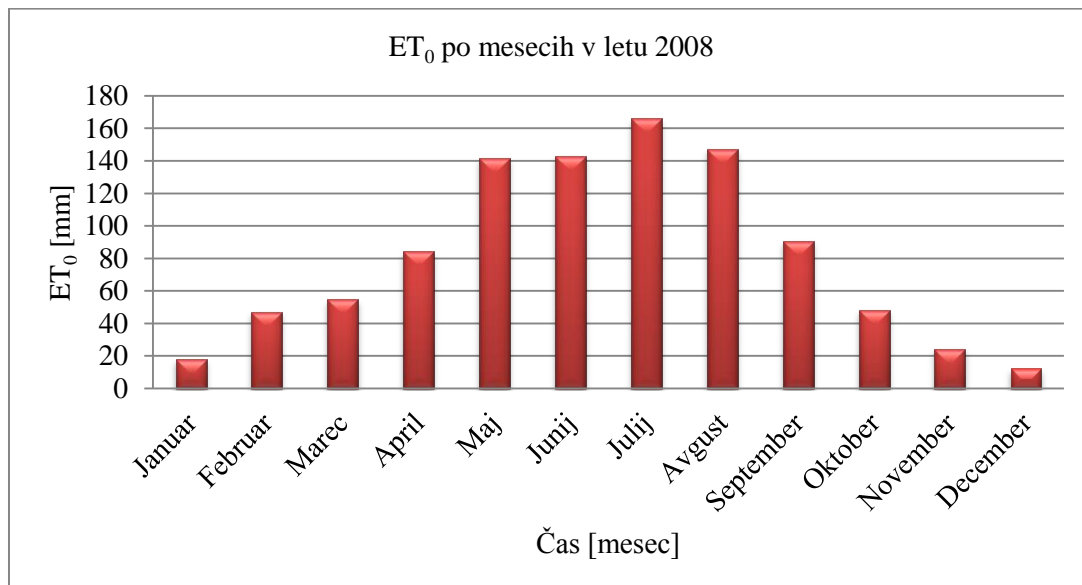
ET<sub>0</sub> se povečuje od sončnega vzhoda dalje in doseže vrh okoli 13 ure, potem pa počasi pada do sončnega zahoda in ponoči doseže najnižje vrednosti.

Na grafikonu 13 je prikazano gibanje ET<sub>0</sub> v mesecu juniju 2008. Količina ET<sub>0</sub> se preko meseca spreminja, v sončnih dnevih je vrednost večja, v oblačnih dnevih pa je manjša. Največjo vrednost doseže 22. 6. 2008 (7,8mm), najmanjšo vrednost pa 12.6.(1,3mm).



Grafikon 13: Spreminjanje ET<sub>0</sub> za postajo Ljubljana-Bežigrad v mesecu juniju 2008

Na grafikonu 14 je prikazano gibanje  $ET_0$  za postajo Ljubljana-Bežigrad v letu 2008. Najvišje vrednosti so bile v poletnih mesecih, najnižje pa v zimskih mesecih.



Grafikon 14: Spreminjanje  $ET_0$  za postajo Ljubljana-Bežigrad preko leta 2008

Najvišje vrednosti  $ET_0$  imamo v naših klimatskih razmerah v poletnih mesecih, ko je tudi vegetacija najbolj razvita, temperature so visoke, sončno sevanje je najbolj intenzivno. Najnižje vrednosti  $ET_0$  pa imamo v zimskih mesecih, ko je vegetacija minimalna in je v stanju mirovanja. Dan je kratek, tako da je sončno sevanje majhno, temperature so nizke, pogosto tla pokriva tudi snežna odeja.

## 6.5 Analiza vplivov posameznih spremenljivk na evapotranspiracijo

Na vrednost  $ET_0$  vplivajo vse vhodne spremenljivke. Zanima nas, kako se te spremenljivke spreminjajo v različnih časovnih obdobjih in kako močan vpliv imajo na količino referenčne evapotranspiracije ( $ET_0$ ).

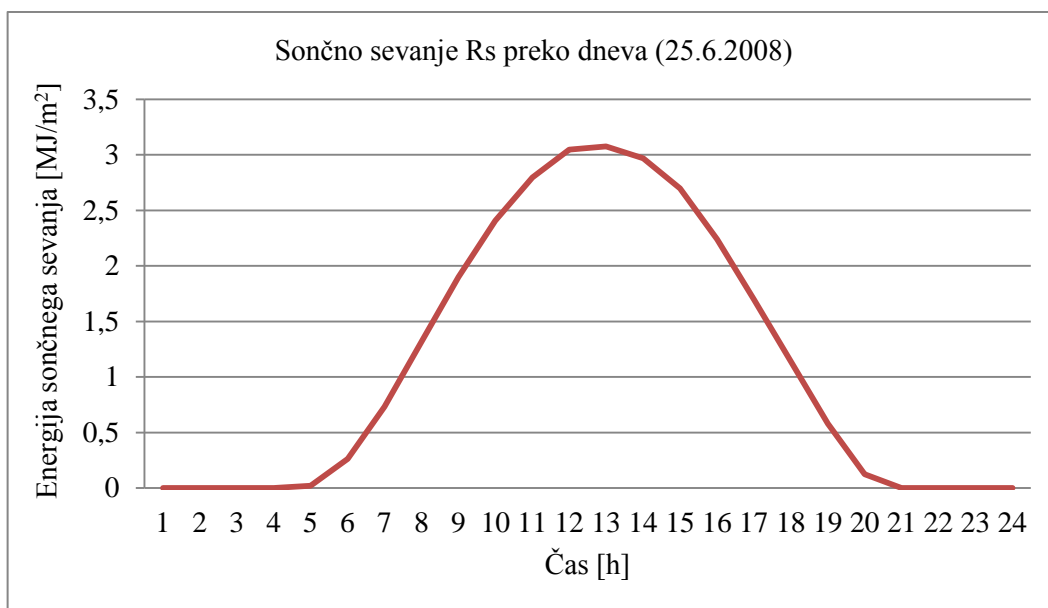
Odvisnost referenčne evapotranspiracije od posameznih spremenljivk smo prikazali z regresijskimi premicami. Na grafih, ki prikazujejo odvisnost, je prikazana tudi regresijska enačba in koeficient korelacije.

Pri iskanju odvisnosti evapotranspiracije od posameznih spremenljivk smo zaradi boljše preglednosti zajeli podatke enega meseca. Izbrali smo si mesec junij 2008, ker imamo za ta mesec opravljene tudi



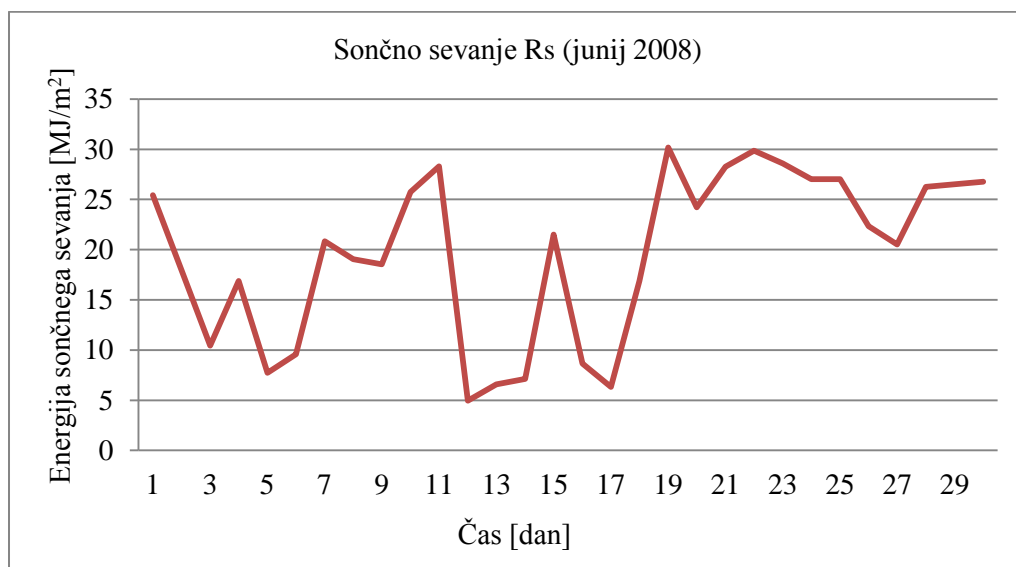
izračune z urnim korakom in se lepo vidi spreminjanje posameznih vhodnih spremenljivk preko dneva.

### 6.5.1 Vpliv sončnega sevanja



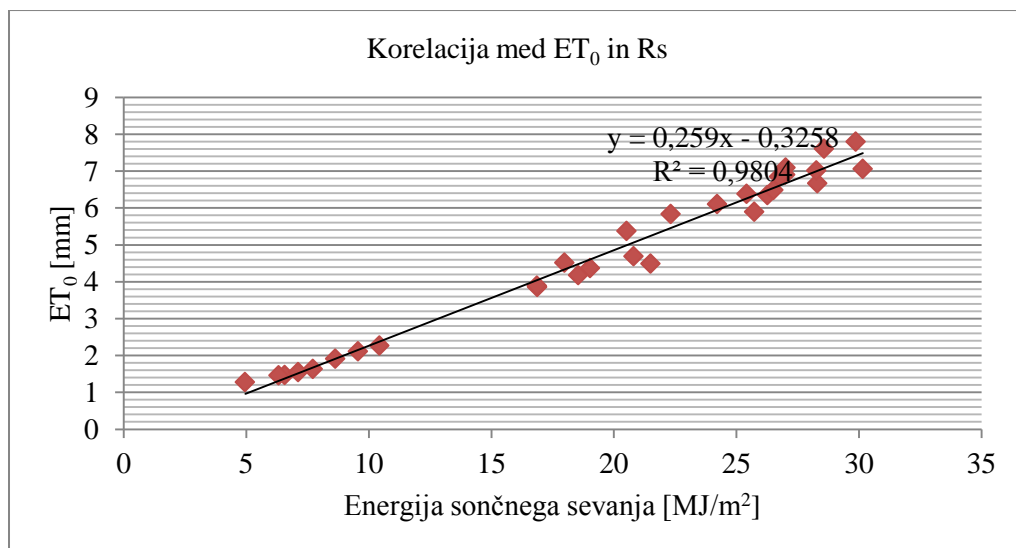
Grafikon 15: Urne vrednosti sončnega sevanja za postajo Ljubljana-Bežigrad, na dan 25. 6. 2008

Na grafikonu 15 se lepo vidi potek vrednosti sončnega sevanja preko dneva. Izbrali smo si dan 25. 6. 2008, ker ta dan ni bilo večje oblačnosti in je krivulja sončnega sevanja gladka in značilna.



Grafikon 16: Dnevne vrednosti sončnega sevanja za postajo Ljubljana-Bežigrad, za mesec junij 2008

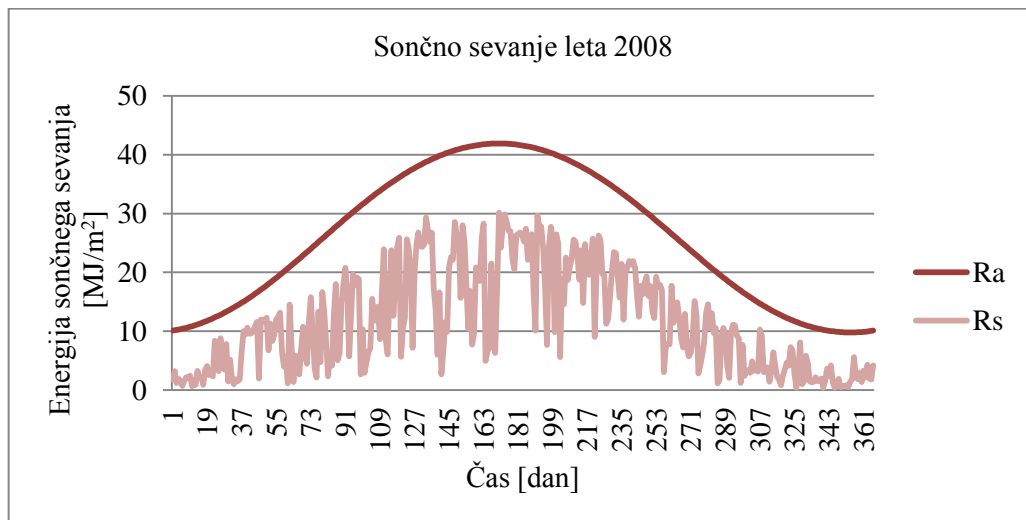
Na grafikonu 16 je predstavljeno gibanje dnevni vrednosti sončnega sevanja za postajo Ljubljana-Bežigrad preko meseca junija 2008. Višje vrednosti so nastopile ob jasnem, sončnem vremenu, nižje pa ob oblačnih deževnih dneh.



Grafikon 17: Korelacija med ET₀ in Rs za postajo Ljubljana-Bežigrad, za mesec junij 2008

Grafikon 17 prikazuje pozitivno korelacijo in zelo močno odvisnost med evapotranspiracijo ET₀ ter kratkovalovnim sončnim sevanjem (Rs). Koeficient korelacije znaša 0,98, kar pomeni, da sta

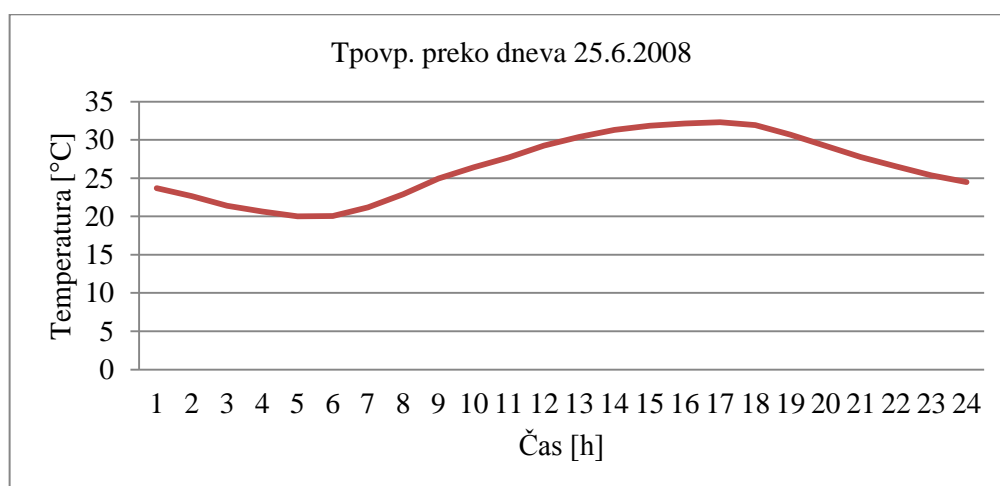
spremenljivki zelo močno premo sorazmerno odvisni. Zato lahko sklepamo, da ima kratkovalovno sončno sevanje ( $R_s$ ) v Ljubljani velik vpliv na evapotranspiracijo.



Grafikon 18: Prikaz različnih oblik sončnega sevanja za postajo Ljubljana-Bežigrad, za leto 2008

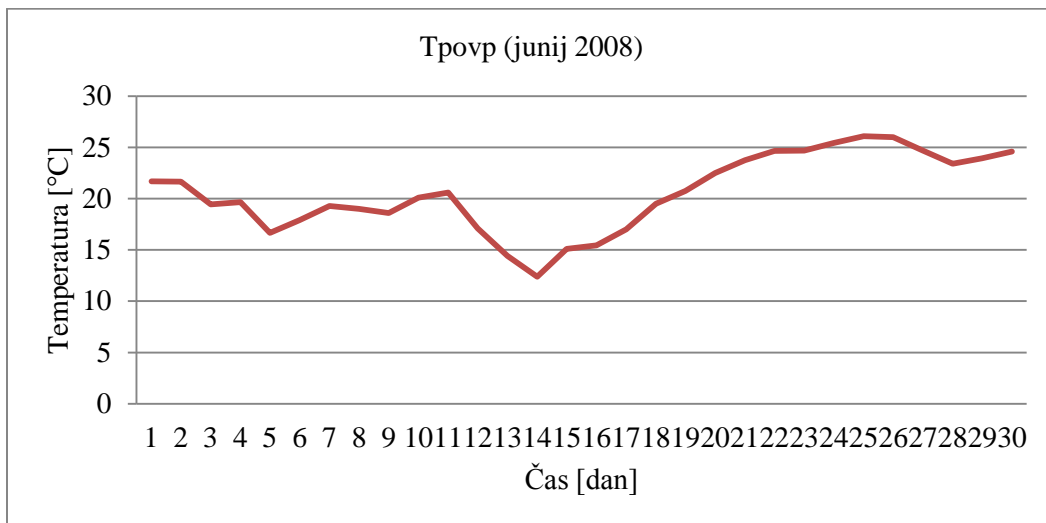
Na grafikonu 18 je prikazano sončno sevanje za postajo Ljubljana-Bežigrad, in sicer zunajzemeljsko sončno sevanje  $R_a$ , ter kratkovalovno sevanje  $R_s$ . Iz grafa je lepo razvidno, da zunajzemeljsko sončno sevanje ni odvisno od stanja v atmosferi, kratkovalovno sončno sevanje pa je odvisno od oblačnosti.

## 6.5.2 Vpliv temperature zraka



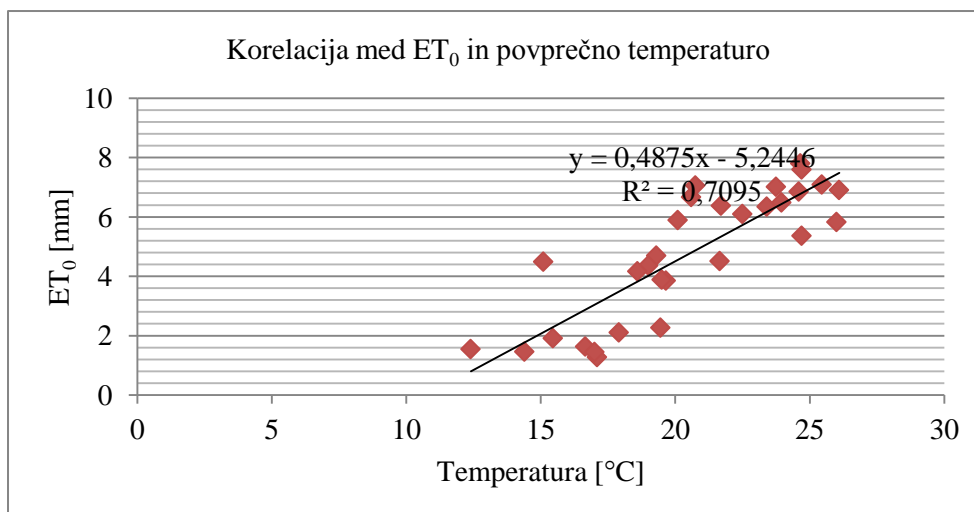
Grafikon 19: Urne vrednosti povprečne temperature ( $T_{popv}$ ) za postajo Ljubljana-Bežigrad, na dan 25. 6. 2008

Na grafikonu 19 imamo prikazano gibanje povprečne temperature ( $T_{povp}$ ) v Ljubljani preko dneva, na dan 25. 6. 2008. Najnižje temperature so bile med 5. in 6. uro zjutraj, najvišje pa ob 17. uri popoldan.



Grafikon 20: Dnevne vrednosti povprečne temperature za Ljubljano, za mesec junij 2008

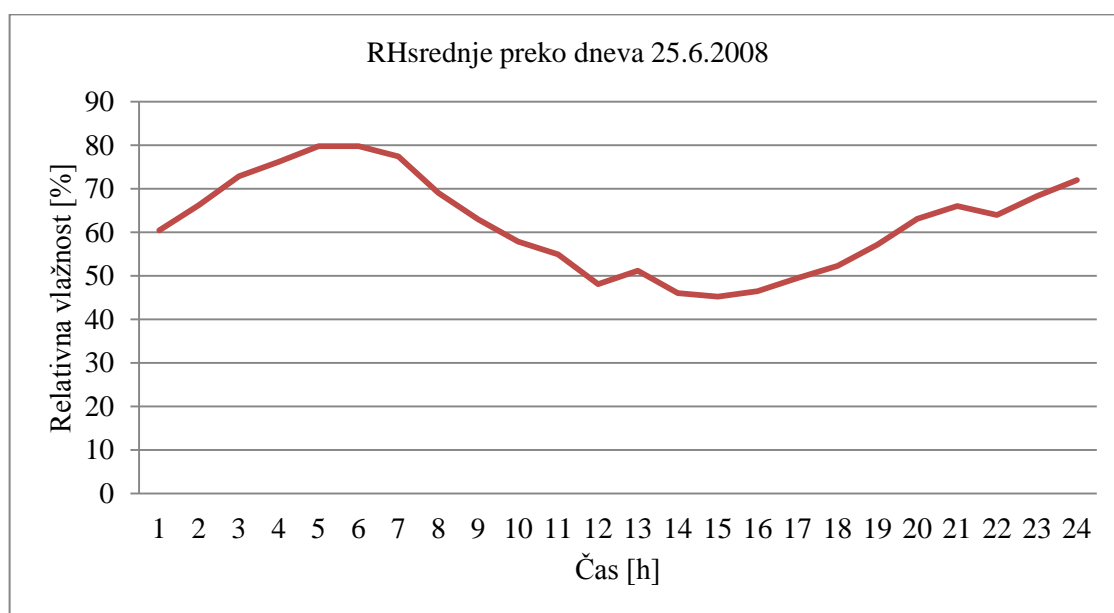
Na grafikonu 20 so prikazane povprečne dnevne temperature za postajo Ljubljana-Bežigrad v juniju 2008. Najnižje temperature so bile izmerjene 14. 6. 2008, in sicer je bila povprečna temperatura 12,4 °C. Najvišja povprečna temperatura je bila izmerjena 25. 6. 2008, in sicer 26,1 °C.



Grafikon 21: Korelacija med  $ET_0$  in povprečno temperaturo ( $T_{povp}$ ) za postajo Ljubljana-Bežigrad, za mesec junij 2008

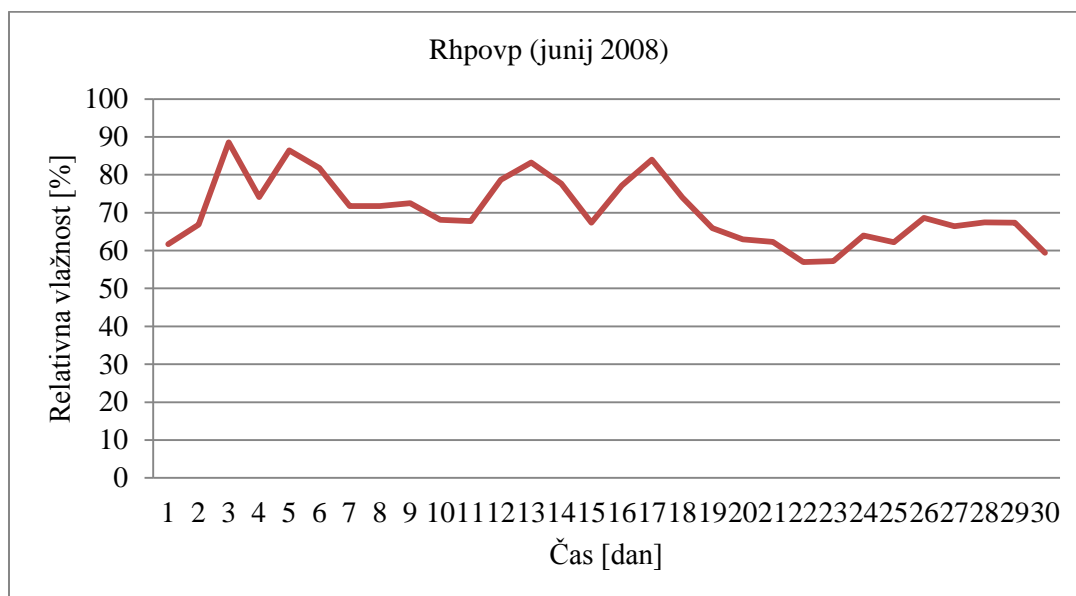
Na grafikonu 21 vidimo močno pozitivno povezanost med povprečno dnevno temperaturo zraka in evapotranspiracijo. Koeficient korelacije, ki znaša 0,84 in regresijska enačba nam povesta, da sta spremenljivki močno medsebojno odvisni. Višja temperatura zraka v Ljubljani torej neposredno vpliva na večjo evapotranspiracijo.

### 6.5.3 Vpliv relativne vlažnosti



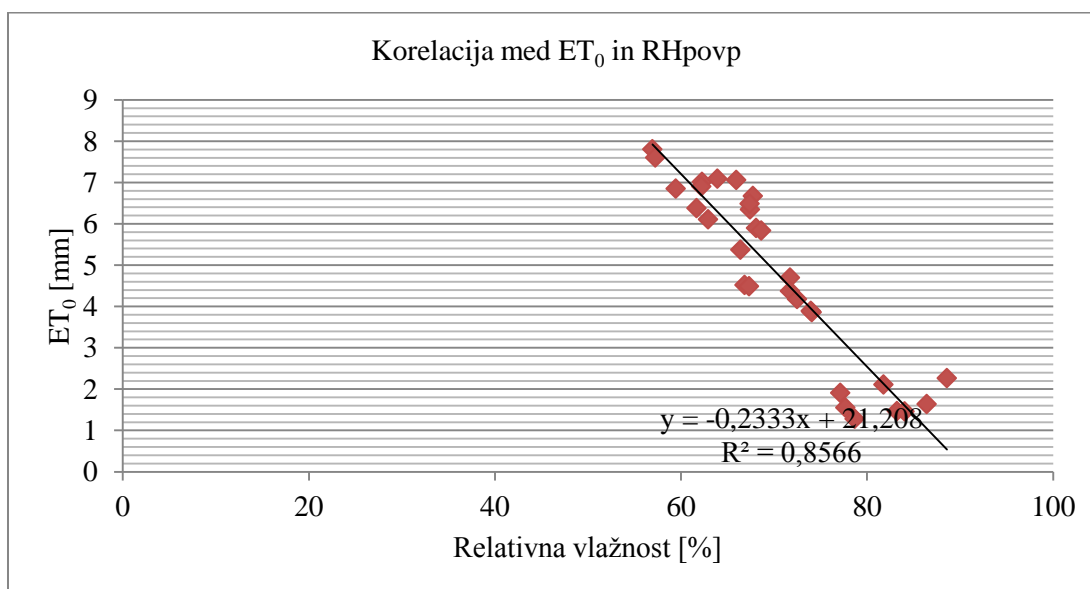
Grafikon 22: Urne vrednosti srednje relativne vlažnosti za postajo Ljubljana-Bežigrad, na dan 25. 6. 2008

Na grafikonu 22 imamo prikazano gibanje relativne srednje vlažnosti za postajo Ljubljana-Bežigrad za dan 25. 6. 2008. Ta je bila najvišja pred sončnim vzhodom, čez dan padala in dosegla minimum okoli 15. ure.



Grafikon 23: Dnevne vrednosti relativne srednje vlažnosti za postajo Ljubljana-Bežigrad za mesec junij 2008

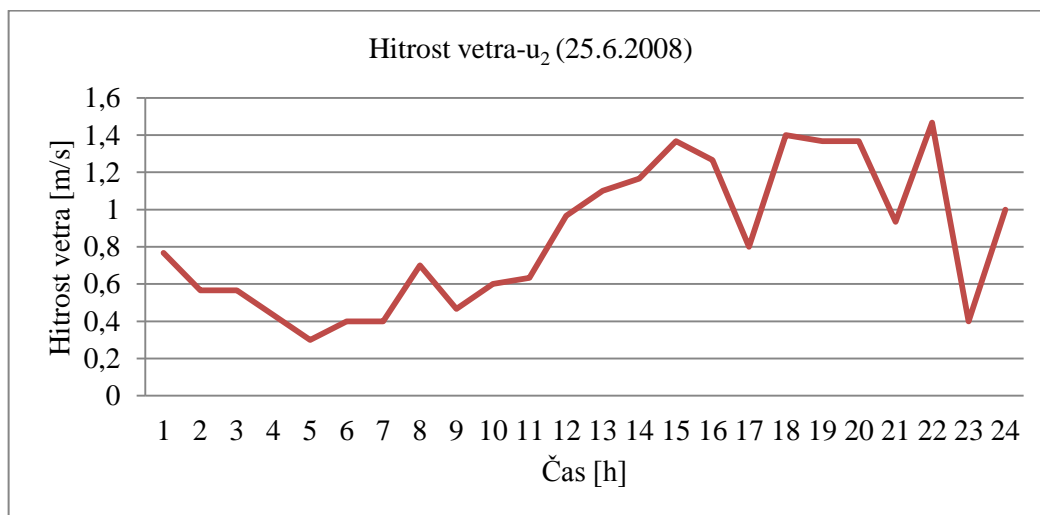
Na grafikonu 23 imamo prikazano spreminjanje relativne srednje vlažnosti v mesecu juniju 2008 za postajo Ljubljana-Bežigrad. Vrednost se je spreminjala od 56,96 % relativne srednje vlažnosti (22. 6. 2008) do 88,6 % relativne srednje vlažnosti (3. 6. 2008).



Grafikon 24: Korelacija med ET<sub>0</sub> in relativno srednjo vlažnostjo za postajo Ljubljana-Bežigrad v mesecu juniju 2008

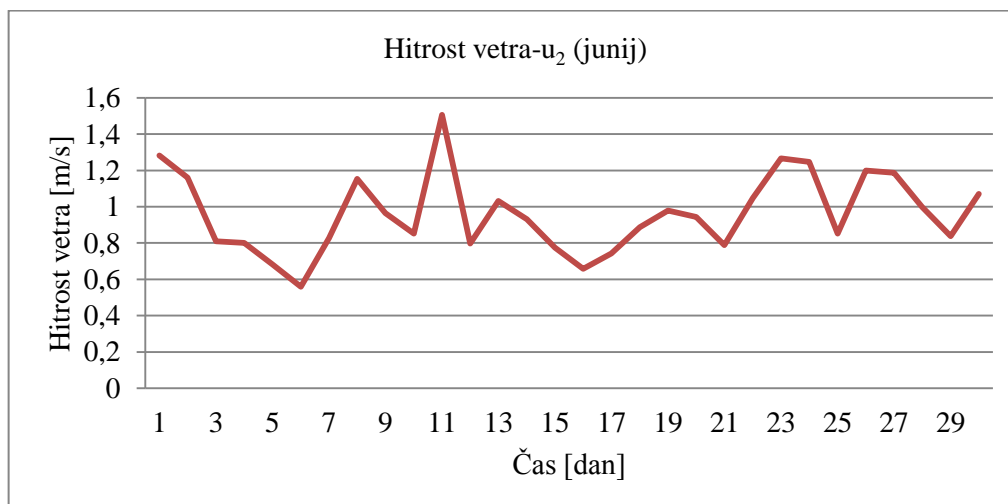
Koeficient korelacije med evapotranspiracijo in relativno vlago je negativen in znaša  $-0,92$ . To kaže na dejstvo, da je vpliv relativne vlažnosti na izračunane vrednosti evapotranspiracije za Ljubljano velik, in sicer sta spremenljivki močno obratno sorazmerni.

#### 6.5.4 Vpliv hitrosti vetra



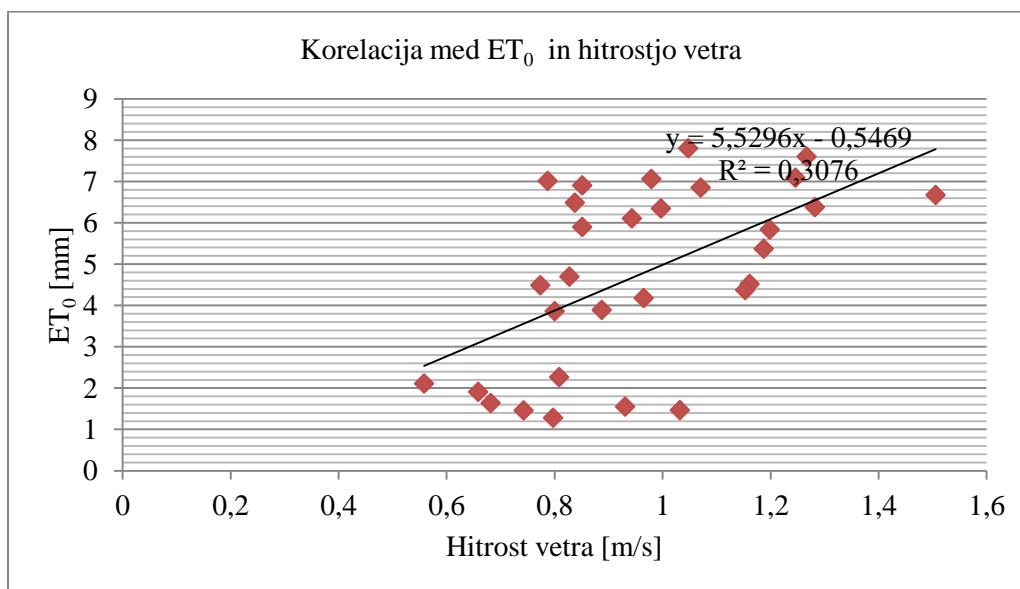
Grafikon 25: Urne vrednosti hitrosti vetra ( $u_2$ ) za postajo Ljubljana-Bežigrad, na dan 25.6.2008

Na grafikonu 25 so prikazane urne hitrosti vetra ( $u_2$ ) za Ljubljano, na dan 25. 6. 2008. Hitrosti vetra so se ta dan gibale od  $0,30$  m/s ob 5. uri do  $1,47$  m/s ob 22. uri.



Grafikon 26: Dnevne vrednosti povprečne hitrosti vetra ( $u_2$ ) za Ljubljano, za mesec junij 2008

Na grafikonu 26 pa imamo prikazane povprečne dnevne hitrosti vetra ( $u_2$ ) za postajo Ljubljana-Bežigrad, za mesec junij 2008. Vrednosti so se gibale med 0,56 m/s (6. 6. 2008) in 1,51 m/s (11. 6. 2008).



Grafikon 27: Korelacija med  $ET_0$  in hitrostjo vetra ( $u_2$ ) za postajo Ljubljana-Bežigrad, za mesec junij 2008

Na grafikonu 27 imamo prikazano korelacijo med  $ET_0$  in hitrostjo vetra za postajo Ljubljana-Bežigrad za mesec junij 2008. Koeficient korelacije znaša 0,55 in je pozitiven. Odvisnost je relativno šibka, zato lahko sklepamo, da ima hitrost vetra na izračunane vrednosti evapotranspiracije v Ljubljani najmanjši vpliv med vsemi klimatskimi spremenljivkami. Se pa seveda s hitrostjo vetra evapotranspiracija povečuje.



## 7 ZAKLJUČKI

V diplomski nalogi so na kratko opisane osnovne definicije in lastnosti evapotranspiracije, evaporacije in transpiracije. Naloga vsebuje tudi opis temeljnih dejavnikov, ki vplivajo na evapotranspiracijo, kot enega od delov hidrološkega kroga.

Podrobneje je predstavljen izračun referenčne evapotranspiracije z uporabo Penman–Monteithove enačbe. Predstavljeni so načini izračuna evapotranspiracije z uporabo različnih časovnih korakov in izračunov za primer, ko nimamo na voljo vseh potrebnih klimatoloških podatkov.

V praktičnem delu naloge je narejen primer različnih načinov izračuna evapotranspiracije za klimatološko postajo Ljubljana-Bežigrad. Med izračuni z uporabo različnih časovnih korakov podatkov (dnevni, desetdnevni, mesečni) nismo ugotovili bistvenih razlik. Razlika med njimi je še manjša, če seštejemo mesečne vrednosti izračunov v letne vrednosti. Takrat je relativna razlika med vsoto mesečnih vrednosti in vsoto dnevnih vrednosti le 1,2 %.

Pri načinu izračuna, ko uporabimo alternativne načine izračuna  $ET_0$  (enačbi 49 in 51), ko nimamo na voljo vseh potrebnih vhodnih podatkov, so rezultati izračunane referenčne evapotranspiracije precej različni. Najbolj se izračunanim mesečnim vrednostim (izračunanih z dnevnim korakom) približamo v primeru uporabe enačb 49 in 51, saj se rezultati razlikujejo za okoli 25 %.

Pri alternativni Hargreavesovi enačbi 52, pa je odstopanje med rezultati te enačbe in rezultati mesečnih vrednosti, računanih po dnevnem koraku, mnogo večje, saj nam enačba 52 daje približno dvakrat večje rezultate.

Na koncu je predstavljen tudi vpliv, ki ga imajo posamezne meteorološke spremenljivke na količino evapotranspiracije. Predstavljeno je značilno gibanje teh spremenljivk preko dneva in meseca. Izračunana je korelacija med njimi in referenčno evapotranspiracijo. Za Ljubljano smo ugotovili, da ima med vsemi spremenljivkami na izračunane vrednosti največji vpliv kratkovalovno sončno sevanje in najmanjšega veter. Je pa ta vpliv na drugih klimatoloških postajah lahko drugačen, kar je pokazala tudi Cesar (2011).

Tako lahko sklenemo, da je uporaba FAO Penman–Monteithove enačbe primerna in uporabna za izračun referenčne evapotranspiracije z različnimi časovnimi koraki merjenih podatkov, saj časovna

resolucija podatkov nima bistvenega vpliva na končne vrednosti evapotranspiracije. S pravilno izbiro metod izračuna pa lahko zadovoljive rezultate dobimo tudi v primeru posameznih manjkajočih podatkov.

## VIRI

Albedo. 2012.

<http://sl.wikipedia.org/wiki/Albedo> (Pridobljeno 12. 4. 2012.)

Allen, R.G., Pereira, R.S., Raes, D., Smith M. 1998. Crop evapotranspiration – guidelines for computing crop water requirements, FAO: 246 str.

ARSO 2004. Klimatografija Slovenije. Urad za meteorologijo. Ljubljana. str. 2

[http://www.arso.gov.si/vreme/poro%c4%8dila%20in%20publikacije/Zgibanka-trajanje\\_soncnega\\_obsevanja.pdf](http://www.arso.gov.si/vreme/poro%c4%8dila%20in%20publikacije/Zgibanka-trajanje_soncnega_obsevanja.pdf) (Pridobljeno 2. 4. 2012.)

ARSO 2005. Klimatografija Slovenije. Urad za meteorologijo. Ljubljana. str. 1

[http://www.arso.gov.si/vreme/poro%C4%8Dila%20in%20projekti/dr%C5%BEavna%20slu%C5%BEba/Energija\\_soncnega\\_obsevanja.pdf](http://www.arso.gov.si/vreme/poro%C4%8Dila%20in%20projekti/dr%C5%BEavna%20slu%C5%BEba/Energija_soncnega_obsevanja.pdf) (Pridobljeno 24. 4. 2012.)

ARSO 2010. Meteorološki podatki. Message to: Vičar, Z., 23. november 2010. Osebna komunikacija (Cesar, P. 2011. Diplomsko delo).

ARSO 2016. Meteorološki podatki.

vir: <http://meteo.arso.gov.si/met/sl/agromet/period/etp/> (Pridobljeno 10.4. 2016.)

Bat, M., Dolinar, M., Frantar, P., Hrvatina, M., Kobold, M., Kurnik, B., Nadbath, M., Ožura, V., Uhan, J., Ulaga, F., in ostali sodelavci. 2008. Vodna bilanca Slovenije 1971 – 2000. Ljubljana. str. 19, 21, 39.

Bergant, K., Cegnar, T., Dolinar, M., et.al. 2010. Okolje se spreminja: Podnebna spremenljivost Slovenije in njen vpliv na vodno okolje. Ljubljana. str: 18-28, 154.

<http://www.arso.gov.si/novice/datoteke/025928-Okolje%20se%20spreminja.pdf>  
(Pridobljeno 17.04.2016).

Brilly, M., Šraj, M. 2005. Osnove hidrologije. Univerzitetni učbenik, 1.izdaja. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo: 309 str.

Cesar, P. 2011. Primerjava različnih metod izračuna evapotranspiracije. Diplomsko delo. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo (samozaložba P. Cesar): 132 str.

Evaporacijska posoda tip A. 2016. Evaporation pan A  
[https://en.wikipedia.org/wiki/Pan\\_evaporation](https://en.wikipedia.org/wiki/Pan_evaporation) (Pridobljeno 15. 4. 2016)

Lizimetri. 2012.  
<http://mvd20.com/LETO2003/R17.pdf> (Pridobljeno 11. 4. 2012.)

Musy, A., Higy, C. 2011. HYDROLOGY - A Science of Nature. Taylor and Francis group. USA. str. (140, 144 ): 346 str.  
<http://www.crcnetbase.com/doi/abs/10.1201/b10426-6> (Pridobljeno 10.4.2012.)

Opis psihrometra. 2012.  
<http://www.fiz.e-va.si/lessons/63/> (Pridobljeno 11. 4. 2012.)

Referenčna evapotranspiracija. 2012.  
<http://www.zoob-oljke.si/lang-sl/kmetijski-nasveti/8.html> (Pridobljeno 4. 4. 2012.)

Rejic, M., Smolej, I. 1988. Sladkovodni ekosistemi, varstvo voda in gozdna hidrologija. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Biotehniška fakulteta. 225 str.

Šraj, M. 2003. Določanje indeksa listne površine listnatega gozda na povodju Dragonje – 1.del: Metode in meritve (Estimating leaf area indexes of the deciduous forest in the Dragonja watershed – part I: Methods and measuring). Acta hydrotechnica 21/35, 105–127.  
<ftp://ksh.fgg.uni-lj.si/acta/a35ms.pdf> (Pridobljeno 11.4.2012.)

Termograf. 2012.  
[http://artemis.osu.cz/Gemet/meteo2/tep\\_3.htm](http://artemis.osu.cz/Gemet/meteo2/tep_3.htm) (Pridobljeno 11. 4. 2012.)

Trošt Sedej, T. 2005. Ekologija rastlin – Priročnik za vaje. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Biotehniška fakulteta, Študentska založba: 81 str.

Vlažnost.2012.  
<http://sl.wikipedia.org/wiki/Vla%C5%BEnost> (Pridobljeno 10. 4. 2012.)

Vrednost sončne konstante. 2012.

<http://www.greenrhinoenergy.com/solar/radiation/extraterrestrial.php> (Pridobljeno 12. 3. 2012.)

Ward, A.D., Trimble, S.W. 2004. Environmental hydrology. 2nd ed., Boca Raton [etc.], Lewis Publishers: 475 str.

Zračni tlak – wikipedija. 2012.

[http://sl.wikipedia.org/wiki/Zra%C4%8Dni\\_tlak](http://sl.wikipedia.org/wiki/Zra%C4%8Dni_tlak) (Pridobljeno 2. 4. 2012.)

Žugelj, M. 2012. Evapotranspiracija – Izračun z uporabo Penman-Monteith-ove enačbe. Seminar-UNI. Ljubljana, Univerza v Ljubljani, Fakulteta za gradbeništvo in geodezijo: 140 str.

## KAZALO PRILOG

PRILOGA A: ZRAČNI TLAK (P) ZA RAZLIČNE NADMORSKE VIŠINE (z).....	A1
PRILOGA B: PSIOMETRIČNA KONSTANTA ( $\gamma$ ) ZA RAZLIČNE NADMORSKE VIŠINE (z) .....	B1
PRILOGA C: ZASIČENI PARNI TLAK ( $e^{\circ}(T)$ ) ZA RAZLIČNE TEMPERATURE (T).....	C1
PRILOGA D: NAKLON KRIVULJE NASIČENEGA PARNEGA TLAKA ( $\Delta$ ) ZA RAZLIČNE TEMPERATURE (T).....	D1
PRILOGA E: ŠTEVILKA DNEVA V LETU (J) .....	E1
PRILOGA F: DNEVNO ZUNAJZEMELJSKO SEVANJE ( $R_a$ ) ZA RAZLIČNE NADMORSKE VIŠINE ZA 15 DAN V MESECU .....	F2
PRILOGA G: SREDNJA DOLŽINA DNEVA (N) ZA RAZLIČNE NADMORSKE VIŠINE ZA 15 DAN V MESECU .....	G1
PRILOGA H: (STEFAN-BOLTZMANNOV ZAKON) ZA RAZLIČNE TEMPERATURE (T).....	H2
PRILOGA I: FAKTOR PRETVORBE ZA PRETVORBO HITROSTI VETRA, MERJENO NA DOLOČENI VIŠINI, V HITROST VETRA, MERJENO NA VIŠINI 2 M NAD POVRŠINO TAL ...	I2

## PRILOGA A: ZRAČNI TLAK (P) ZA RAZLIČNE NADMORSKE VIŠINE (z)

$P = 101.3 \left( \frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26}$ (En. 38)							
<b>z</b> <b>(m)</b>	<b>P</b> <b>(kPa)</b>	<b>z</b> <b>(m)</b>	<b>P</b> <b>(kPa)</b>	<b>z</b> <b>(m)</b>	<b>P</b> <b>(kPa)</b>	<b>z</b> <b>(m)</b>	<b>P</b> <b>(kPa)</b>
0	101.3	1000	90.0	2000	79.8	3000	70.5
50	100.7	1050	89.5	2050	79.3	3050	70.1
100	100.1	1100	89.0	2100	78.8	3100	69.6
150	99.5	1150	88.4	2150	78.3	3150	69.2
200	99.0	1200	87.9	2200	77.9	3200	68.8
250	98.4	1250	87.4	2250	77.4	3250	68.3
300	97.8	1300	86.8	2300	76.9	3300	67.9
350	97.2	1350	86.3	2350	76.4	3350	67.5
400	96.7	1400	85.8	2400	76.0	3400	67.1
450	96.1	1450	85.3	2450	75.5	3450	66.6
500	95.5	1500	84.8	2500	75.0	3500	66.2
550	95.0	1550	84.3	2550	74.6	3550	65.8
600	94.4	1600	83.8	2600	74.1	3600	65.4
650	93.8	1650	83.3	2650	73.7	3650	65.0
700	93.3	1700	82.8	2700	73.2	3700	64.6
750	92.7	1750	82.3	2750	72.7	3750	64.1
800	92.2	1800	81.8	2800	72.3	3800	63.7
850	91.6	1850	81.3	2850	71.8	3850	63.3
900	91.1	1900	80.8	2900	71.4	3900	62.9
950	90.6	1950	80.3	2950	71.0	3950	62.5
1000	90.0	2000	79.8	3000	70.5	4000	62.1

PRILOGA B: PSIHROMETRIČNA KONSTANTA ( $\gamma$ ) ZA RAZLIČNE NADMORSKE VIŠINE (z)

$\gamma = \frac{c_p P}{\epsilon \lambda} = 0,665 \cdot 10^{-3}$ (En. 39)							
z (m)	$\gamma$ kPa/°C	z (m)	$\gamma$ kPa/°C	z (m)	$\gamma$ kPa/°C	z (m)	$\gamma$ kPa/°C
0	0.067	1000	0.060	2000	0.053	3000	0.047
100	0.067	1100	0.059	2100	0.052	3100	0.046
200	0.066	1200	0.058	2200	0.052	3200	0.046
300	0.065	1300	0.058	2300	0.051	3300	0.045
400	0.064	1400	0.057	2400	0.051	3400	0.045
500	0.064	1500	0.056	2500	0.050	3500	0.044
600	0.063	1600	0.056	2600	0.049	3600	0.043
700	0.062	1700	0.055	2700	0.049	3700	0.043
800	0.061	1800	0.054	2800	0.048	3800	0.042
900	0.061	1900	0.054	2900	0.047	3900	0.042
1000	0.060	2000	0.053	3000	0.047	4000	0.041

Temelji na  $\gamma = 2.45 \text{ MJ kg}^{-1}$  pri 20°C.



PRILOGA C: ZASIČENI PARNI TLAK ( $e^{\circ}(T)$ ) ZA RAZLIČNE TEMPERATURE (T)

$e^{\circ}(T) = 0,6108 \exp\left[\frac{17,27T}{T+237,3}\right]$ (En. 40)							
T °C	$e_s$ kPa	T °C	$e^{\circ}(T)$ kPa	T °C	$e^{\circ}(T)$ kPa	T °C	$e_s$ kPa
1.0	0.657	13.0	1.498	25.0	3.168	37.0	6.275
1.5	0.681	13.5	1.547	25.5	3.263	37.5	6.448
2.0	0.706	14.0	1.599	26.0	3.361	38.0	6.625
2.5	0.731	14.5	1.651	26.5	3.462	38.5	6.806
3.0	0.758	15.0	1.705	27.0	3.565	39.0	6.991
3.5	0.785	15.5	1.761	27.5	3.671	39.5	7.181
4.0	0.813	16.0	1.818	28.0	3.780	40.0	7.376
4.5	0.842	16.5	1.877	28.5	3.891	40.5	7.574
5.0	0.872	17.0	1.938	29.0	4.006	41.0	7.778
5.5	0.903	17.5	2.000	29.5	4.123	41.5	7.986
6.0	0.935	18.0	2.064	30.0	4.243	42.0	8.199
6.5	0.968	18.5	2.130	30.5	4.366	42.5	8.417
7.0	1.002	19.0	2.197	31.0	4.493	43.0	8.640
7.5	1.037	19.5	2.267	31.5	4.622	43.5	8.867
8.0	1.073	20.0	2.338	32.0	4.755	44.0	9.101
8.5	1.110	20.5	2.412	32.5	4.891	44.5	9.339
9.0	1.148	21.0	2.487	33.0	5.030	45.0	9.582
9.5	1.187	21.5	2.564	33.5	5.173	45.5	9.832
10.0	1.228	22.0	2.644	34.0	5.319	46.0	10.086
10.5	1.270	22.5	2.726	34.5	5.469	46.5	10.347
11.0	1.313	23.0	2.809	35.0	5.623	47.0	10.613
11.5	1.357	23.5	2.896	35.5	5.780	47.5	10.885
12.0	1.403	24.0	2.984	36.0	5.941	48.0	11.163
12.5	1.449	24.5	3.075	36.5	6.106	48.5	11.447

PRILOGA D: NAKLON KRIVULJE NASIČENEGA PARNEGA TLAKA ( $\Delta$ ) ZA RAZLIČNE TEMPERATURE (T)

$\Delta = \frac{4098 [0,6108 \exp(\frac{17,27T}{T+237,3})]}{(T+237,3)^2}$ (En. 42)							
T °C	$\Delta$ kPa/°C	T °C	$\Delta$ kPa/°C	T °C	$\Delta$ kPa/°C	T °C	$\Delta$ kPa/°C
1.0	0.047	13.0	0.098	25.0	0.189	37.0	0.342
1.5	0.049	13.5	0.101	25.5	0.194	37.5	0.350
2.0	0.050	14.0	0.104	26.0	0.199	38.0	0.358
2.5	0.052	14.5	0.107	26.5	0.204	38.5	0.367
3.0	0.054	15.0	0.110	27.0	0.209	39.0	0.375
3.5	0.055	15.5	0.113	27.5	0.215	39.5	0.384
4.0	0.057	16.0	0.116	28.0	0.220	40.0	0.393
4.5	0.059	16.5	0.119	28.5	0.226	40.5	0.402
5.0	0.061	17.0	0.123	29.0	0.231	41.0	0.412
5.5	0.063	17.5	0.126	29.5	0.237	41.5	0.421
6.0	0.065	18.0	0.130	30.0	0.243	42.0	0.431
6.5	0.067	18.5	0.133	30.5	0.249	42.5	0.441
7.0	0.069	19.0	0.137	31.0	0.256	43.0	0.451
7.5	0.071	19.5	0.141	31.5	0.262	43.5	0.461
8.0	0.073	20.0	0.145	32.0	0.269	44.0	0.471
8.5	0.075	20.5	0.149	32.5	0.275	44.5	0.482
9.0	0.078	21.0	0.153	33.0	0.282	45.0	0.493
9.5	0.080	21.5	0.157	33.5	0.289	45.5	0.504
10.0	0.082	22.0	0.161	34.0	0.296	46.0	0.515
10.5	0.085	22.5	0.165	34.5	0.303	46.5	0.526
11.0	0.087	23.0	0.170	35.0	0.311	47.0	0.538
11.5	0.090	23.5	0.174	35.5	0.318	47.5	0.550
12.0	0.092	24.0	0.179	36.0	0.326	48.0	0.562
12.5	0.095	24.5	0.184	36.5	0.334	48.5	0.574

## PRILOGA E: ŠTEVILKA DNEVA V LETU (J)

<b>Da n</b>	<b>Januar</b>	<b>Februar</b>	<b>Marec *</b>	<b>April* *</b>	<b>Maj *</b>	<b>Junij *</b>	<b>Julij* *</b>	<b>Avgust *</b>	<b>September *</b>	<b>Oktober *</b>	<b>Novembe r* *</b>	<b>Decembe r* *</b>
<b>1</b>	1	32	60	91	121	152	182	213	244	274	305	335
<b>2</b>	2	33	61	92	122	153	183	214	245	275	306	336
<b>3</b>	3	34	62	93	123	154	184	215	246	276	307	337
<b>4</b>	4	35	63	94	124	155	185	216	247	277	308	338
<b>5</b>	5	36	64	95	125	156	186	217	248	278	309	339
<b>6</b>	6	37	65	96	126	157	187	218	249	279	310	340
<b>7</b>	7	38	66	97	127	158	188	219	250	280	311	341
<b>8</b>	8	39	67	98	128	159	189	220	251	281	312	342
<b>9</b>	9	40	68	99	129	160	190	221	252	282	313	343
<b>10</b>	10	41	69	100	130	161	191	222	253	283	314	344
<b>11</b>	11	42	70	101	131	162	192	223	254	284	315	345
<b>12</b>	12	43	71	102	132	163	193	224	255	285	316	346
<b>13</b>	13	44	72	103	133	164	194	225	256	286	317	347
<b>14</b>	14	45	73	104	134	165	195	226	257	287	318	348
<b>15</b>	15	46	74	105	135	166	196	227	258	288	319	349
<b>16</b>	16	47	75	106	136	167	197	228	259	289	320	350
<b>17</b>	17	48	76	107	137	168	198	229	260	290	321	351
<b>18</b>	18	49	77	108	138	169	199	230	261	291	322	352
<b>19</b>	19	50	78	109	139	170	200	231	262	292	323	353
<b>20</b>	20	51	79	110	140	171	201	232	263	293	324	354
<b>21</b>	21	52	80	111	141	172	202	233	264	294	325	355
<b>22</b>	22	53	81	112	142	173	203	234	265	295	326	356
<b>23</b>	23	54	82	113	143	174	204	235	266	296	327	357
<b>24</b>	24	55	83	114	144	175	205	236	267	297	328	358
<b>25</b>	25	56	84	115	145	176	206	237	268	298	329	359
<b>26</b>	26	57	85	116	146	177,	207	238	269	299	330	360
<b>27</b>	27	58	86	117	147	178	208	239	270	300	331	361
<b>28</b>	28	59	87	118	148	179	209	240	271	301	332	362
<b>29</b>	29	(60)	88	119	149	180	210	241	272	302	333	363

se nadaljuje...



... nadaljevanje Priloge E

<b>30</b>	30	-	89	120	150	181	211	242	273	303	334	364
<b>31</b>	31	-	90	-	151	-	212	243	-	304	-	365

\* dodaj 1, če je leto prestopno.

PRILOGA F: DNEVNO ZUNAJZEMELJSKO SEVANJE ( $R_a$ ) ZA RAZLIČNE NADMORSKE VIŠINE ZA 15 DAN V MESECU

$$R_a = \frac{24(60)}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)] \quad (\text{En. 11})$$

(vrednosti v MJ m<sup>-2</sup> dan<sup>-1</sup>)<sup>2</sup>

Lat. deg.	Northern Hemisphere												Southern Hemisphere											
	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
0.0	2.6	10.4	23.0	35.2	42.5	39.4	28.0	14.9	4.9	0.1	0.0	7.0	41.4	28.6	15.8	4.9	0.2	0.0	0.0	2.2	10.7	23.5	37.3	45.3
0.1	3.7	11.7	23.9	35.3	42.0	38.9	28.6	16.1	6.0	0.7	0.0	6.8	41.0	29.3	16.9	6.0	0.8	0.0	0.0	3.2	11.9	24.4	37.4	44.7
0.6	4.8	12.9	24.8	35.6	41.4	38.8	29.3	17.3	7.2	1.5	0.1	6.6	40.9	30.0	18.1	7.2	1.5	0.1	0.5	4.2	13.1	25.4	37.6	44.1
1.4	5.9	14.1	25.8	35.9	41.2	38.8	30.0	18.4	8.5	2.4	0.6	6.4	41.0	30.8	18.3	8.4	2.4	0.6	1.2	5.3	14.4	26.3	38.0	43.9
2.3	7.1	15.4	26.6	36.3	41.2	39.0	30.6	19.5	9.7	3.4	1.3	6.2	41.2	31.5	20.4	9.6	3.4	1.2	2.0	6.4	15.5	27.2	38.3	43.9
3.3	8.3	16.6	27.5	36.6	41.2	39.2	31.3	20.6	10.9	4.4	2.2	6.0	41.5	32.3	21.5	10.8	4.4	2.0	2.9	7.6	16.7	28.1	38.7	43.9
4.3	9.6	17.7	28.4	37.0	41.3	39.4	32.0	21.7	12.1	5.5	3.1	5.8	41.7	33.0	22.6	12.0	5.5	2.9	3.9	8.7	17.9	28.9	39.1	44.0
5.4	10.8	18.9	29.2	37.4	41.4	39.6	32.6	22.7	13.3	6.7	4.2	5.6	42.0	33.7	23.6	13.2	6.6	3.9	4.9	9.9	19.0	29.8	39.5	44.1
6.5	12.0	20.0	30.0	37.8	41.5	39.8	33.2	23.7	14.5	7.8	5.2	5.4	42.2	34.3	24.6	14.4	7.7	4.9	6.0	11.1	20.1	30.6	39.9	44.3
7.7	13.2	21.1	30.8	38.2	41.6	40.1	33.8	24.7	15.7	9.0	6.4	5.2	42.5	35.0	25.6	15.6	8.8	6.0	7.1	12.2	21.2	31.4	40.2	44.4
8.9	14.4	22.2	31.5	38.5	41.7	40.2	34.4	25.7	16.9	10.2	7.5	5.0	42.7	35.6	26.6	16.7	10.0	7.1	8.2	13.4	22.2	32.1	40.6	44.5
10.1	15.7	23.3	32.2	38.8	41.8	40.4	34.9	26.6	18.1	11.4	8.7	4.8	42.9	36.2	27.5	17.9	11.1	8.2	9.3	14.6	23.3	32.8	40.9	44.5
11.3	16.9	24.3	32.9	39.1	41.9	40.6	35.4	27.5	19.2	12.6	9.9	4.6	43.0	36.7	28.4	19.0	12.3	9.3	10.4	15.7	24.3	33.5	41.1	44.6
12.5	18.0	25.3	33.5	39.3	41.9	40.7	35.9	28.4	20.3	13.9	11.1	4.4	43.2	37.2	29.3	20.1	13.5	10.5	11.6	16.8	25.2	34.1	41.4	44.6
13.8	19.2	26.3	34.1	39.5	41.9	40.8	36.3	29.2	21.4	15.1	12.4	4.2	43.3	37.7	30.1	21.2	14.6	11.6	12.8	18.0	26.2	34.7	41.6	44.6
15.0	20.4	27.2	34.7	39.7	41.9	40.8	36.7	30.0	22.5	16.3	13.6	4.0	43.4	38.1	30.9	22.3	15.8	12.8	13.9	19.1	27.1	35.3	41.8	44.6
16.2	21.5	28.1	35.2	39.9	41.8	40.8	37.0	30.7	23.6	17.5	14.8	3.8	43.4	38.5	31.7	23.3	16.9	13.9	15.1	20.2	28.0	35.8	41.9	44.5
17.5	22.6	29.0	35.7	40.0	41.7	40.8	37.4	31.5	24.6	18.7	16.1	3.6	43.4	38.9	32.4	24.3	18.1	15.1	16.2	21.2	28.8	36.3	42.0	44.4
18.7	23.7	29.9	36.1	40.0	41.6	40.8	37.6	32.1	25.6	19.9	17.3	3.4	43.4	39.2	33.0	25.3	19.2	16.2	17.4	22.3	29.6	36.7	42.0	44.3
19.9	24.8	30.7	36.5	40.0	41.4	40.7	37.9	32.8	26.6	21.1	18.5	3.2	43.3	39.4	33.7	26.3	20.3	17.4	18.5	23.3	30.4	37.1	42.0	44.1
21.1	25.8	31.4	36.8	40.0	41.2	40.6	38.0	33.4	27.6	22.2	19.8	3.0	43.1	39.6	34.3	27.2	21.4	18.5	19.6	24.3	31.1	37.5	42.0	43.9
22.3	26.8	32.2	37.1	40.0	40.9	40.4	38.2	33.9	28.5	23.3	21.0	2.8	43.0	39.8	34.8	28.1	22.5	19.7	20.7	25.3	31.8	37.8	41.9	43.6
23.4	27.8	32.8	37.4	39.9	40.5	40.2	38.3	34.5	29.3	24.5	22.2	2.6	42.8	39.9	35.3	29.0	23.5	20.8	21.8	26.3	32.5	38.0	41.8	43.3
24.6	28.8	33.5	37.6	39.7	40.3	39.9	38.3	34.9	30.2	25.5	23.3	2.4	42.5	40.0	35.8	29.8	24.6	21.9	22.9	27.2	33.1	38.3	41.7	43.0
25.7	29.7	34.1	37.8	39.5	40.0	39.6	38.4	35.4	31.0	26.6	24.5	2.2	42.2	40.1	36.2	30.6	25.6	23.0	24.0	28.1	33.7	38.4	41.4	42.6
26.8	30.6	34.7	37.9	39.3	39.5	39.3	38.3	35.8	31.8	27.7	25.6	2.0	41.9	40.0	36.6	31.3	26.6	24.1	25.0	28.9	34.2	38.6	41.2	42.1
27.9	31.5	35.2	38.0	39.0	39.1	38.9	38.2	36.1	32.5	28.7	26.8	1.8	41.5	40.0	37.0	32.1	27.5	25.1	26.0	29.8	34.7	38.7	40.9	41.7
28.9	32.3	35.7	38.1	38.7	38.6	38.5	38.1	36.4	33.2	29.6	27.9	1.6	41.1	39.9	37.7	32.8	28.5	26.2	27.0	30.6	35.2	38.7	40.6	41.2
29.9	33.1	36.1	38.1	38.4	38.1	38.1	38.0	36.7	33.9	30.6	28.9	1.4	40.6	39.7	37.5	33.4	29.4	27.2	27.9	31.3	35.6	38.7	40.2	40.6
30.9	33.8	36.5	38.0	38.0	37.6	37.6	37.8	36.9	34.5	31.5	30.0	1.2	40.1	39.6	37.7	34.0	30.2	28.1	28.9	32.1	36.0	38.6	39.8	40.0
31.9	34.5	36.9	37.9	37.6	37.0	37.1	37.5	37.1	35.1	32.4	31.0	1.0	39.5	39.3	37.8	34.6	31.1	29.1	29.8	32.8	36.3	38.5	39.3	39.4
32.8	35.2	37.2	37.8	37.1	36.3	36.5	37.2	37.2	35.6	33.3	32.0	0.8	38.9	39.0	37.9	35.1	31.9	30.0	30.7	33.4	36.6	38.4	38.8	38.7
33.7	35.8	37.4	37.6	36.6	35.7	35.9	36.9	37.3	36.1	34.1	32.9	0.6	38.3	38.7	38.0	35.6	32.7	30.9	31.5	34.0	36.8	38.2	38.2	38.0
34.6	36.4	37.6	37.4	36.0	35.0	35.3	36.5	37.3	36.6	34.9	33.9	0.4	37.6	38.3	38.0	36.0	33.4	31.8	32.3	34.6	37.0	38.0	37.6	37.2
35.4	37.0	37.8	37.1	35.4	34.2	34.6	36.1	37.3	37.0	35.6	34.8	0.2	36.9	37.9	38.0	36.4	34.1	32.6	33.1	35.2	37.1	37.7	37.0	36.4
36.2	37.5	37.9	36.8	34.8	33.4	33.9	35.7	37.2	37.4	36.3	35.6	0	36.2	37.5	37.9	36.8	34.8	33.4	33.9	35.7	37.2	37.4	36.3	35.6



PRILOGA H: (STEFAN-BOLTZMANNOV ZAKON) ZA RAZLIČNE TEMPERATURE (T)

$$\sigma = 4.903 \cdot 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ dan}^{-1} \text{ in } T_K = T[^\circ\text{C}] + 273.16.$$

<b>T</b> <b>(°C)</b>	<b><math>\sigma T_K^4</math></b> <b>(MJ m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>)</b>	<b>T</b> <b>(°C)</b>	<b><math>\sigma T_K^4</math></b> <b>(MJ m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>)</b>	<b>T</b> <b>(°C)</b>	<b><math>\sigma T_K^4</math></b> <b>(MJ m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>)</b>
1.0	27.70	17.0	34.75	33.0	43.08
1.5	27.90	17.5	34.99	33.5	43.36
2.0	28.11	18.0	35.24	34.0	43.64
2.5	28.31	18.5	35.48	34.5	43.93
3.0	28.52	19.0	35.72	35.0	44.21
3.5	28.72	19.5	35.97	35.5	44.50
4.0	28.93	20.0	36.21	36.0	44.79
4.5	29.14	20.5	36.46	36.5	45.08
5.0	29.35	21.0	36.71	37.0	45.37
5.5	29.56	21.5	36.96	37.5	45.67
6.0	29.78	22.0	37.21	38.0	45.96
6.5	29.99	22.5	37.47	38.5	46.26
7.0	30.21	23.0	37.72	39.0	46.56
7.5	30.42	23.5	37.98	39.5	46.85
8.0	30.64	24.0	38.23	40.0	47.15
8.5	30.86	24.5	38.49	40.5	47.46
9.0	31.08	25.0	38.75	41.0	47.76
9.5	31.30	25.5	39.01	41.5	48.06
10.0	31.52	26.0	39.27	42.0	48.37
10.5	31.74	26.5	39.53	42.5	48.68
11.0	31.97	27.0	39.80	43.0	48.99
11.5	32.19	27.5	40.06	43.5	49.30
12.0	32.42	28.0	40.33	44.0	49.61
12.5	32.65	28.5	40.60	44.5	49.92
13.0	32.88	29.0	40.87	45.0	50.24
13.5	33.11	29.5	41.14	45.5	50.56
14.0	33.34	30.0	41.41	46.0	50.87
14.5	33.57	30.5	41.69	46.5	51.19

se nadaljuje...



... nadaljevanje Priloge H

15.0	33.81	31.0	41.96	47.0	51.51
15.5	34.04	31.5	42.24	47.5	51.84
16.0	34.28	32.0	42.52	48.0	52.16
16.5	34,52	32.5	42.80	48.5	52.49

PRILOGA I: FAKTOR PRETVORBE ZA PRETVORBO HITROSTI VETRA, MERJENO NA DOLOČENI VIŠINI, V HITROST VETRA, MERJENO NA VIŠINI 2 M NAD POVRŠINO TAL

$f_{faktor\ pretvorbe} = \frac{4,87}{\ln(67,8z - 5,42)}$ (En. 37)							
z višina (m)	Faktor pretvorbe	z višina (m)	Faktor pretvorbe	z višina (m)	Faktor pretvorbe	z višina (m)	Faktor pretvorbe
-	-	2.2	0.980	4.2	0.865	6.0	0.812
-	-	2.4	0.963	4.4	0.857	6.5	0.802
-	-	2.6	0.947	4.6	0.851	7.0	0.792
-	-	2.8	0.933	4.8	0.844	7.5	0.783
1.0	1.178	3.0	0.921	5.0	0.838	8.0	0.775
1.2	1.125	3.2	0.910	5.2	0.833	8.5	0.767
1.4	1.084	3.4	0.899	5.4	0.827	9.0	0.760
1.6	1.051	3.6	0.889	5.6	0.822	9.5	0.754
1.8	1.023	3.8	0.881	5.8	0.817	10.0	0.748
2.0	1.000	4.0	0.872	6.0	0.812	10.5	0.742