

## OČAKÁVANÉ ZMENY ZÁKLADNÝCH KLIMATICKÝCH CHARAKTERISTÍK A ICH MOŽNÉ DOPADY NA REŽIM VLAHY V PÔDE NA VYBRANÝCH LOKALITÁCH SLOVENSKA

J. Tomalin, F. Špánik

*Vysoká škola polnohospodárska Nitra*

Experimentálne bolo dokázané (1), že pri optimálnych podmienok rastu poľných plodín skutočná evapotranspirácia (E) dosahuje maximálne možnú evapotranspiráciu ( $E_0$ ) v daných klimatických podmienkach. Preto rozdiel medzi potenciálou a skutočnou evapotranspiráciou ( $E_0 - E$ ), ako aj pomer  $E/E_0$  môžeme použiť na ocenenie dlhodobých oscilácií zásob pôdnej vlahy. Analýza tohto druhu si však vyžaduje spoľahlivé informácie tak o zložkách rovnice vodnej, ako aj energetickej bilance zemského povrchu.

Matematický model pre výpočet potenciálnej a skutočnej evapotranspirácie, rozpracovaný Katedrou meteorológie a klimatológie Matematicko-fyzikálnej fakulty Komenského univerzity v Bratislave, umožňuje stanoviť  $E_0$  a E za ľubovoľné časové obdobie, a tým dáva možnosť sledovať dlhoročný chod zásob vlahy v najvyššej 1 m hrubej vrstve pôdy. Rozdiel  $E_0 - E$  charakterizuje nedostatok vlahy pre optimálny rast poľných plodín. Model vychádza zo spoločného riešenia rovníc energetickej a vodnej bilancie povrchu pôdy a vstupnými údajmi sú teplota a vlhkosť vzduchu, doba trvania slnečného svitu, oblačnosť, počet dní so snehovou pokrývkou a atmosférické srážky, čo sú meteorologické prvky pravidelne merané v sieti meteorologických staníc.

Podľa M.I. Bydyka a L.T. Zubenokovej (2), ak pôda obsahuje dostatok vlahy a v zime pri snehovej pokrývke evapotranspirácia je určovaná len vonkajšími meteorologickými faktormi a rovná sa potenciálnej evapotranspirácii (maximálne možnej evapotranspirácii pri daných meteorologických podmienkach z dostatočne vlhkej povrchovej vrstvy pôdy). Pri vlhkosti pôdy (W) menšej ako je jej kritická hodnota ( $W_0$ ) evapotranspirácia (E) sa znižuje úmerne s poklesom vlhkosti pôdy.

$$E = E_0(W/W_0) \quad (1)$$

Úpravou rovnice turbulentného prenosu vodnej pary v atmosfére bol v modeli pre výpočet potenciálnej evapotranspirácie ( $E_0$ ) aplikovaný vzťah

$$E_0 = \rho D(q_s - q_2) \quad (2)$$

kde  $\rho$  je hustota vzduchu, D - integrálny koeficient difúzie (v zime  $D = 0.30 \text{ cm.s}^{-1}$  a v lete  $D = 0.6$  až  $0.7 \text{ cm.s}^{-1}$ ),  $q_s$  - merná vlhkosť vzduchu nasýteného vodnou parou pri teplote vyparujúceho povrchu a  $q_2$  - merná vlhkosť vzduchu vo výške 2 m nad povrchom.

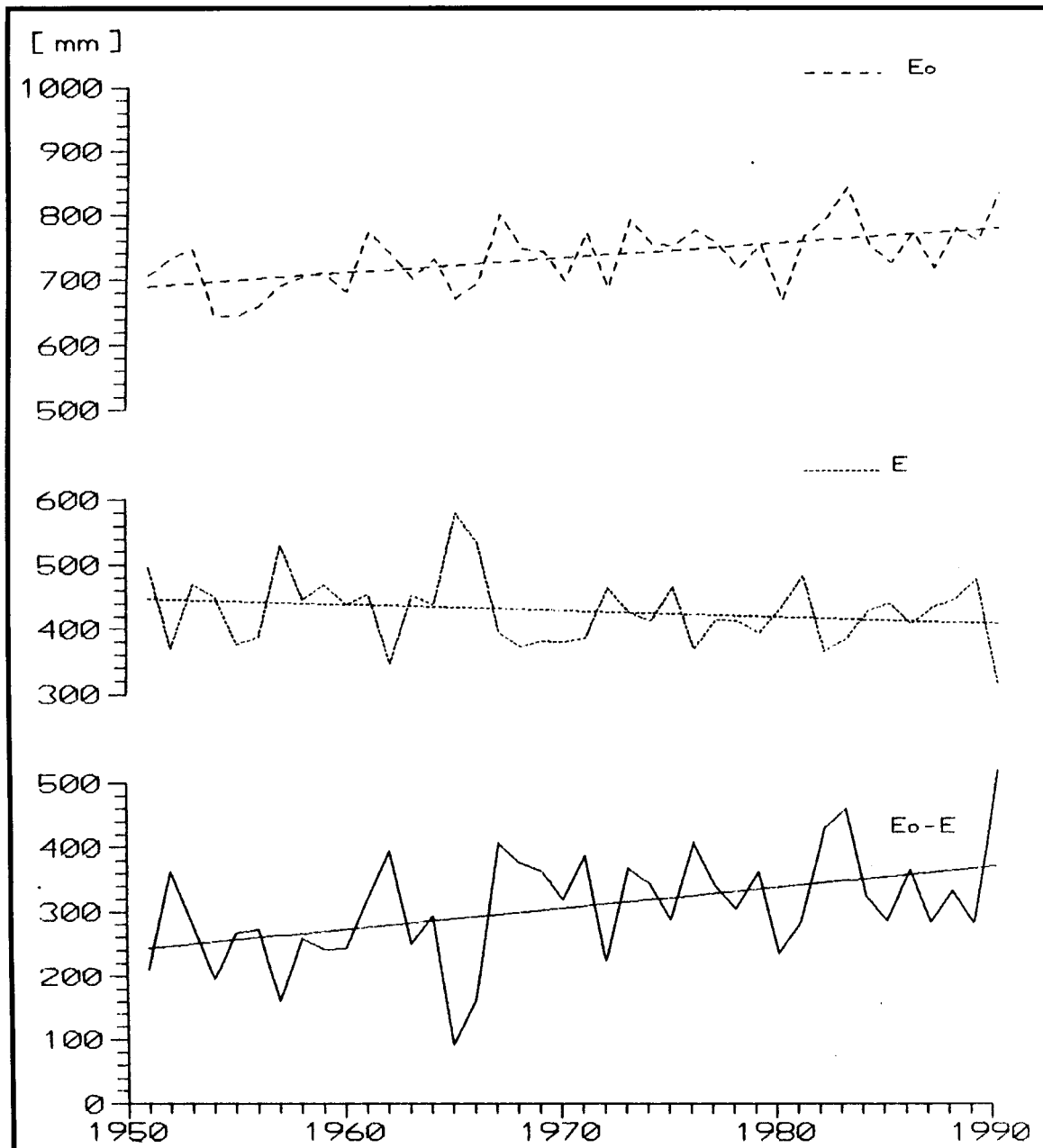
Vo vzťahu (2) vystupuje veličina  $q_s$  na určenie ktorej musíme poznať teplotu povrchu pôdy ( $T_w$ ). Ak údaje o  $T_w$  chýbajú, potom ich hodnotu môžeme vypočítať z rovnice energetickej bilancie povrchu a Magnusovej rovnice (6).

Hodnoty kritickej vlhkosti pôdy ( $W_0$ ) pre najvyššiu jednometrovú vrstvu pôdy sa menia

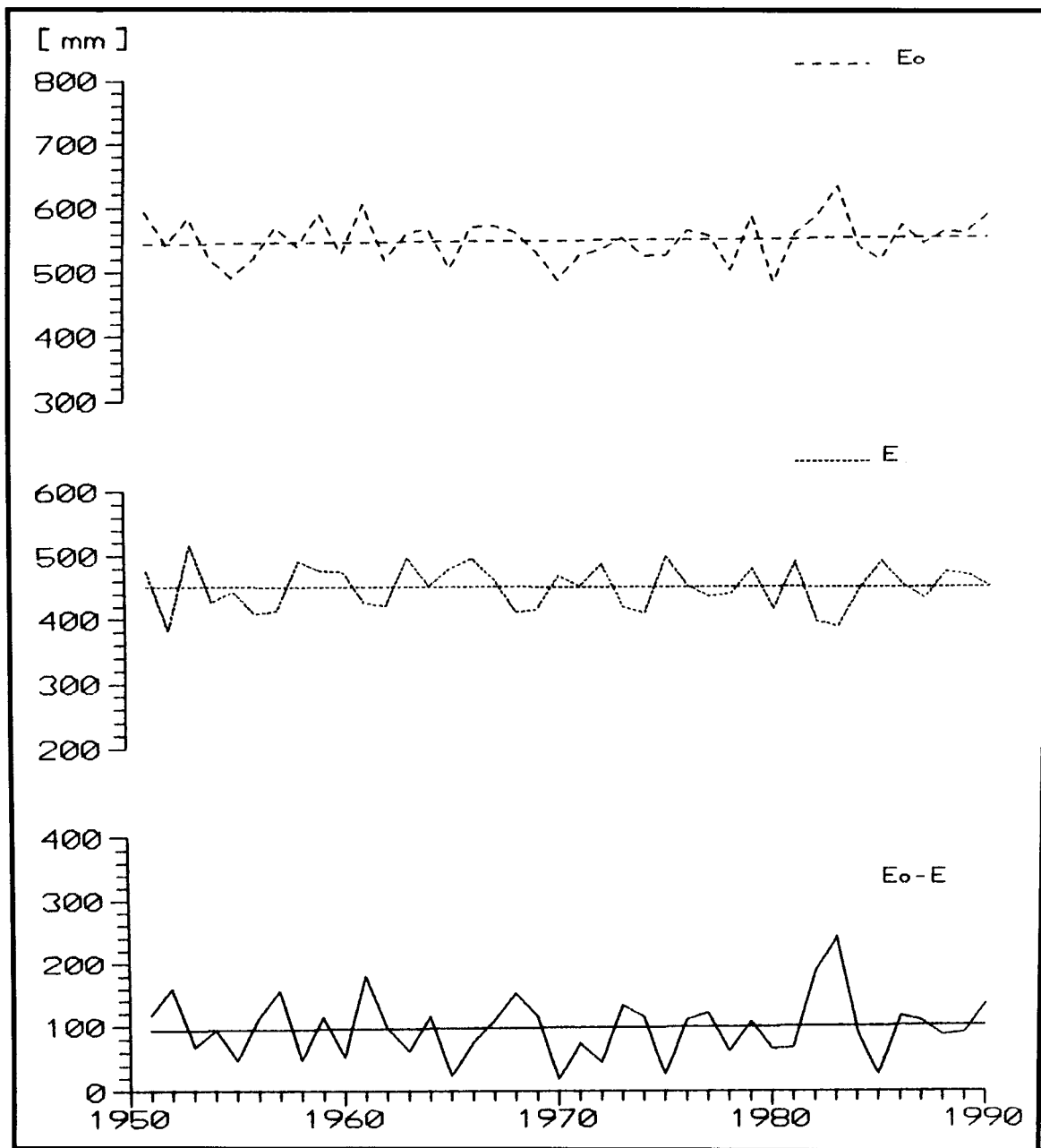
od 100 do 200 mm v závislosti od klimatických podmienok a ročného obdobia. V ročnom chode pozorujeme pokles  $W_0$  od jari k letu a jej rast na jeseň.

Priemernú vlhkosť pôdy  $W = (W_1 + W_2)/2$  určujeme z rovnice vodnej bilancie metódou postupných priblížení. Správnosť postupu pri určovaní priemernej vlhkosti pôdy a evapotranspirácie za jednotlivé mesiace kontrolujeme rovnicou vodnej bilancie pre rok ( $P = E + R$ ), ( $P$  - úhrn zrážok,  $R$  - odtok).

V predpokladanej štúdii uvádzame výsledky analýzy dlhodobých trendov  $E_0$ ,  $E$  a  $E_0 - E$  za obdobie 1951 až 1990 na staniach Hurbanovo ( $\varphi = 47^{\circ}52$ ,  $\lambda = 18^{\circ}12$ ,  $h = 115$  m) a Liptovský Hrádok ( $\varphi = 49^{\circ}02$ ,  $\lambda = 19^{\circ}44$ ,  $h = 640$  m) ako aj modelový výpočet týchto charakteristík pre 2 varianty vstupných parametrov podľa očakávaných zmien k roku 2050.



Obr. 1 Dlhodobý chod ročných úhrnov potenciálnej ( $E_0$ ) a skutočnej ( $E$ ) evapotranspirácie, ako aj ich rozdielov ( $E_0 - E$ ) v mm na stanici Hurbanovo za obdobie 1951-1990



Obr. 2 Dlhodobý chod ročných úhrnov potenciálnej a skutočnej evapotranspirácie, ako ich rozdielov v mm na stanici Liptovský Hrádok za obdobie 1951-1990

Dlhodobé trendy ročných úhrnov potenciálnej a skutočnej evapotranspirácie, ako aj rozdielu  $E_0 - E$  za obdobie 1951 -1990 prinášajú obr. 1 a 2. Z obrázkov je zrejмый rast potenciálnej evapotranspirácie a pokles skutočnej evapotranspirácie na uvedených staniciach, čoho dôsledkom je postupný rast  $E_0 - E$ . Rast ročných úhrnov potenciálnej evapotranspirácie je zapríčinený zväčšovaním energetických možností evapotranspirácie (rast teploty vzduchu, zväčšovanie sýtosťného doplnku a celkovej bilancie žiarenia). Pokles skutočnej evapotranspirácie zodpovedá celkovému klesajúcemu trendu úhrnov atmosférických zrážok. Vychádzajúc zo skutočnosti na obr. 1 a 2 sme použitím nami navrhovaného modelu urobili výpočet  $E_0$ ,  $E$  a  $E_0 - E$  na uvedených staniciach k roku 2050 použitím dvoch skupín očakávaných vstupných parametrov, a to: zvýšenie priemernej mesačnej a ročnej teploty vzduchu o 1 °C v porovnaní

s dlhodobým priemerom 1951 až 1980 pri nezmenenej hodnote ostatných meteorologických prvkov (variant I) a podľa scenára očakávaných odchýliek teploty vzduchu, relatívnej vlhkosti vzduchu, počtu dní so snehovou pokrývkou a atmosférických zrážok v priebehu roka v 3. desaťročí budúceho storočia oproti dlhodobým priemerom za obdobie 1951-1990 (variant II)(Tab. 1). Návrh scenárov modelových výpočtov  $E_0$ ,  $E$ ,  $E_0-E$  vychádzal tak z výsledkov globálnych modelov zmien vstupných parametrov pre náš región (4,5).

Vidíme, že pri predpokladaných zmenách len teploty vzduchu (variant I) ročné úhrny potenciálnej evapotranspirácie vzrastú v Hurbanove o 28 mm a v Liptovskom Hrádku o 12 mm. Rast skutočnej evapotranspirácie predstavuje v Hurbanove 3 mm a v Liptovskom Hrádku 2 mm. V horských oblastiach Slovenska, kde pozorujeme dostatok zrážok počas roka, rozhodujúcim činiteľom evapotranspirácie sú energetické možnosti, a preto zvýšenie teploty vzduchu zapríčiní výraznejší rast potenciálnej i skutočnej evapotranspirácie v porovnaní s kotlinovými polohami. V našich najteplejších a najsušších oblastiach, rozhodujúcim faktorom evapotranspirácie sú vlhové pomery, preto zvýšenie teploty tu pôsobí intenzívnejší rast skutočných úhrnov potenciálnej evapotranspirácie pri nepatrných zmenách skutočnej evapotranspirácie. Množstvo vody potrebnej pre optimálny vlhový režim poľných plodín bude potreba k 3. desaťročiu budúceho storočia zväčšiť v Hurbanove o 25 mm a v Liptovskom Hrádku o 10 mm v porovnaní s obdobím 1951 - 1980.

Variant II predpokladá v r. 2025 rast teploty v zime o 1.5 °C, v lete o 0.6 °C. a v prechodných ročných obdobiach o 1 °C, pokles relatívnej vlhkosti vzduchu v nížinách na jar o 3 až 4 % (v horách o 2%) a počas ostatných mesiacov o 1 až 2 %, pokles počtu dní so snehovou pokrývkou v nížinách o 40 % a v horách o 10 %. Analýza zrážkových radov ukázala, že v severnej polovici Slovenska bude prevládať rast zrážkových úhrnov počas celého roka s najväčšími odchýlkami (cca 20 %) v zimných mesiacov. V južnej nížinnej polovici Slovenska zrážkové úhrny budú rásť len v zime a v júni (zosilnenie európskeho monzúnu), zatiaľ čo v ostatných mesiacov bude pokračovať klesajúci trend (k roku 2025 cca o 10 % v porovnaní s obdobím 1951 až 1980).

Výsledky výpočtu podľa druhého variantu sa podľa očakávania líčia od výsledkov prvého variantu. V porovnaní s dlhodobým priemerom (1951-1990) ročné úhrny potenciálnej evapotranspirácie vzrastô k roku 2025 v Hurbanove o 45 mm a v Liptovskom Hrádku o 39 mm. V našich najteplejších oblastiach je evapotranspirácia limitovaná zásobami vlhky v pôde, a preto znižovanie zrážkových úhrnov má za následok pokles skutočnej evapotranspirácie a rast deficitu pôdnej vlhky. Ročný úhrn  $E_0-E$  k roku 2025 dosiahne v Hurbanove 317 mm. V Liptovskom Hrádku zväčšovanie zrážkových úhrnov počas roka pri rastúcom trende potenciálnej evapotranspirácie povedie k výraznému zväčšeniu úhrnov skutočnej evapotranspirácie (o 48 mm) a k zmenšeniu deficitu pôdnej vlhky o 9 mm. V horách je evapotranspirácia regulovaná predovšetkým energetickými činiteľmi.

## ZÁVERY

Na základe analýzy dlhodobých trendov meteorologických charakteristík a modelových výpočtov môžeme urobiť tieto závery:

a) za obdobie rokov 1951 až 1990 v južnej polovici Slovenska bol zaznamenaný rastúci trend úhrnov potenciálnej evapotranspirácie a klesajúci trend zrážkových úhrnov. V severnej polovici Slovenska a v horských oblastiach bol identifikovaný rastúci trend atmosférických zrážok.

b) predpokladané zvýšenie teploty vzduchu a súčasné znižovanie úhrnov zrážok (južné oblasti Slovenska) povedie k znižovaniu relatívnej vlhkosti vzduchu, čo sa odrazí v rastúcom trende sýtostného doplnku a úhrnov potenciálnej evapotranspirácie. Zmenšenie počtu dní

so snehovou pokrývkou bude mať za následok rast bilancie krátkovlnného žiarenia.

c) dôsledkom uvedených trendov na nížinách Slovenska sa očakáva klesajúci trend aktuálnej evapotranspirácie a rast nedostatku pôdnej vlahy. V horských oblastiach, kde pozorujeme dostatok zrážok počas roka, rast teploty vzduchu, pokles relatívnej vlhkosti vzduchu a zmenšenie počtu dní so snehovou pokrývkou povedie k rastu potenciálnej i skutočnej evapotranspirácie bez výraznejšej zmeny vlhových pomerov pôdy.

### LITERATÚRA

- 1) Alpatjev, A.M.: Isparnjajemoost' kak priblizennyj pokazatel' potrebnosti sel'skochozjajstvennyh kul'tur v vode. Meteorologija i gidrologija, N° 5, 1952.
- 2) Budyko, M.I.: Klimat v prošlom i buduščem. Gidrometeoizdat, Leningrad, 1980, 350 s.
- 3) Lapin, M.: Dopady rastúceho skleníkového efektu atmosféry na zmeny charakteristík vlhkosti vzduchu a snehovej pokrývky na Slovensku. Studia XI. Slovenská bioklimatologická spoločnosť pri SAV, 1993, s. 8-18.
- 4) Lapin, M.: Dôsledky zmien teploty vzduchu a zrážok na zmeny iných klimatických prvkov v zmysle alternatívnych scenárov zmien klímy do roku 2035 na Slovensku. Ministerstvo životného prostredia Slovenskej republiky, Národný klimatický program, Bratislava, 1993.
- 5) Lapin, M.: Možné dopady predpokladaných zmien klímy na vodnô bilanciu Slovenska. NKP ČSFR N° 7, Praha, 1992.
- 6) Tomlain, J.: Modelovanie evapotranspirácie z rôznych povrchov na území Slovenska. Hydrogeológia - výskum a prax. Bratislava 1991, s. 118-134.
- 7) Tomlain, J., Hrvol', J.: Dlhodobý chod pôdnej vlhkosti na vybraných stanicích Slovenska. Studia Slovenskej bioklimatologickej spoločnosti pri SAV, Nitra, 1994.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	ROK
HURBANOVO													
Dlhodobý priemer 1951 - 1980													
E <sub>o</sub>	2	16	43	74	105	115	128	110	71	37	13	5	719
E	2	12	33	58	79	78	70	52	35	21	9	4	453
E <sub>o</sub> - E	0	4	10	16	26	37	58	58	36	16	4	1	266
P	33	34	29	41	52	69	61	52	41	38	54	42	546
Variant I (k roku 2025)													
E <sub>o</sub>	4	16	46	77	108	121	131	114	73	37	15	5	747
E	4	12	35	58	79	79	69	52	34	21	10	3	456
E <sub>o</sub> - E	0	4	11	19	29	42	62	62	39	16	5	2	291
Variant II (k roku 2025)													
E <sub>o</sub>	7	16	48	79	110	120	132	114	74	40	17	7	764
E	7	11	35	57	74	75	69	51	33	21	10	4	447
E <sub>o</sub> - E	0	5	13	22	36	45	63	63	41	19	7	3	317
P	35	36	28	37	47	72	61	49	39	34	51	42	531
LIPTOVSKÝ HRÁDOK													
Dlhodobý priemer 1951 - 1980													
E <sub>o</sub>	1	4	30	56	82	94	98	82	56	31	12	1	547
E	1	4	24	47	74	89	88	69	47	27	10	1	481
E <sub>o</sub> - E	0	0	6	9	8	5	10	13	9	4	2	0	66
P	33	30	32	45	65	97	91	71	57	53	50	44	668
Variant I (k roku 2025)													
E <sub>o</sub>	1	4	30	57	83	97	101	87	58	31	10	0	559
E	1	4	24	48	74	90	89	71	47	26	9	0	483
E <sub>o</sub> - E	0	0	6	9	9	7	12	16	11	5	1	0	76
Variant II (k roku 2025)													
E <sub>o</sub>	2	5	31	59	85	95	101	90	67	36	13	2	586
E	2	5	25	51	79	93	95	78	56	31	12	2	529
E <sub>o</sub> - E	0	0	6	8	6	2	6	12	11	5	1	0	57
P	40	36	35	50	72	107	100	78	63	58	55	53	747

Tab 1. Priemerné mesačné a ročné úhrny potenciálnej evapotranspirácie (E<sub>o</sub>), skutočnej evapotranspirácie (E), ich rozdielu (E<sub>o</sub>-E) a zrážok (P) v mm na stanici Hurbanovo a L. Hrádok.