

# Čo je to sucho a čo je to povodeň?

## Ako s tým súvisí globálne otepľovanie?

(Drought and flood, global warming context)

### Milan Lapin, 26.08.2005, Oddelenie meteorológie a klimatológie, KAFZM, FMFI UK, Bratislava

Pojmy **SUCHO** a **POVODEŇ** sa tak často objavujú v médiách a aj v bežnej konverzácii, že si ani neuvedomujeme ich vzájomnú súvislosť.

**Veľmi zjednodušené:** **SUCHO** nastane vtedy, keď je vody nedostatok a **POVODEŇ** vznikne vtedy, keď je vody prebytok. V skutočnosti však skrývajú tieto pojmy v sebe súhrn viacerých okolností a môžeme povedať, že sú výsledkom viacerých prírodných procesov. Na tomto mieste ale musíme urobiť niektoré zjednodušenia, pretože inak by bol nasledujúci výklad veľmi zdĺhavý a pre mnohých nezaujímavý.

*Najprv je potrebné uviesť aspoň stručne rovnicu vodnej (hydrologickej) bilancie územia (povodia):*

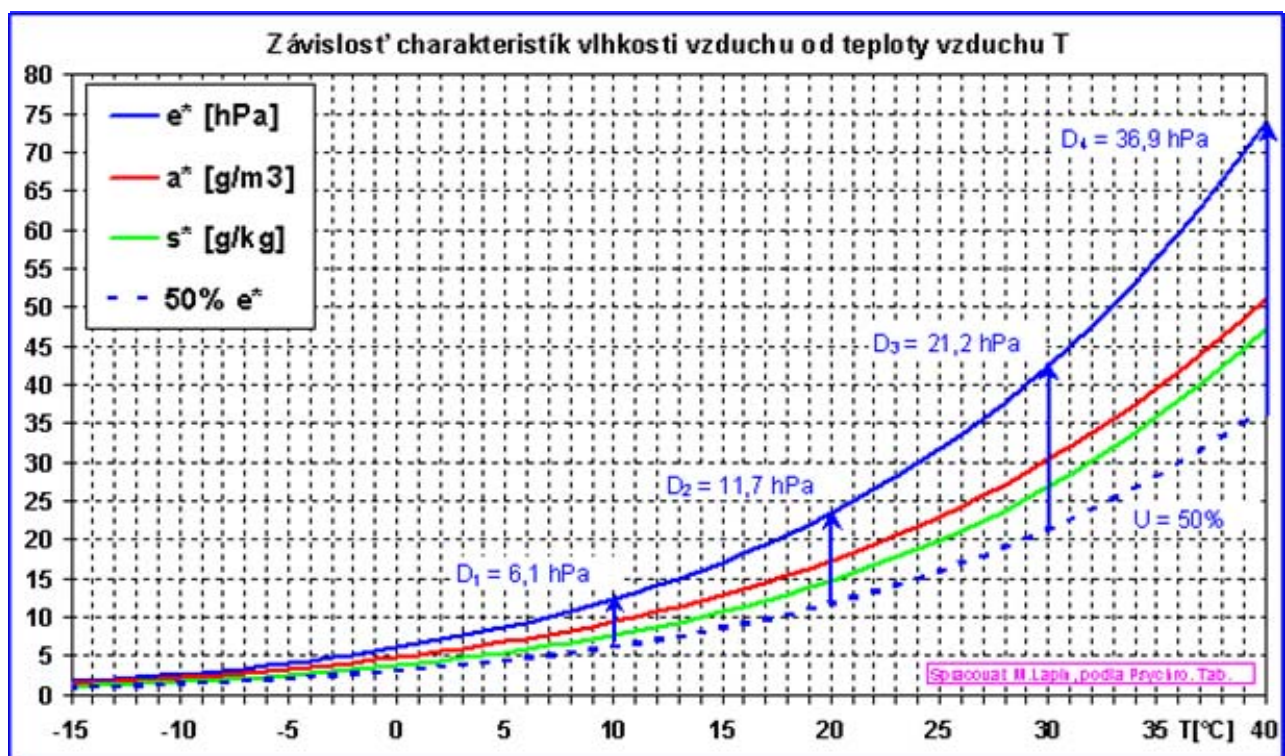
*V zjednodušenej rovnici vodnej bilancie ( $R = E + Q + \Delta W$ ) predstavujú úhrny zrážok najväčší parameter. Úhrny zrážok ( $R$ ) sa tu chápu ako územný priemer (priemer v povodí), podobne ako aj priemerný územný výpar ( $E$ ), priemerný územný odtok ( $Q$ ) a priemerná územná zmena zásoby vody v horných vrstvách pôdy ( $\Delta W$ ). Všetky tieto parametre sa vyjadrujú v jednotkách úhrnov (výšky) zrážok, 1 mm  $R$  je 1 liter/m<sup>2</sup>. Na Slovensku je dlhodobý vzťah týchto parametrov v priemere:  $E = 0,65 R$ ,  $Q = 0,35 R$  a  $\Delta W = 0$ . Môžeme teda povedať, že približne 65% zrážok sa za rok vyparí a 35% odtече z územia Slovenska riekami. Ročné priemery  $\Delta W$  teda hrajú významnejšiu úlohu iba za kratšie obdobia a  $\Delta W$  má najmä významný ročný chod (pokles od marca alebo apríla do septembra alebo októbra a rast v jeseni a na konci zimy). Časť zrážkových úhrnov sa počas zimy sústreďuje do snehovej pokrývky, ktorá sa priamo do hydrologickej bilancie dostáva až pri topení snehu na konci zimy, v nižších polohách aj v priebehu zimy. V iných oblastiach strednej Európy môžu byť pomery podstatne odlišné (v horských oblastiach sú polohy, kde  $Q > 0,9 R$  a na nížinách existujú polohy, kde  $Q < 0,05 R$ ). V jednotlivých rokoch sa vyskytujú veľké individuálne rozdiely všetkých zložiek rovnice vodnej bilancie. Takmer celoročne bezodtokové lokality alebo územia sa vyskytujú iba v niektorých južných oblastiach Balkánu a Španielska. Z toho vyplýva, že treba odlišovať sucho a vlhko ovplyvnené dlhodobými klimatickými podmienkami a vývojom počasia v konkrétnych kratších obdobiach, pričom takéto hodnotenie môže mať aj regionálne alebo lokálne špecifiká.*

Začnime tým, že na vznik sucha ako aj na vznik povodne je dôležitý obsah vody v atmosfére (vodná para), na zemskom povrchu (voda, sneh a ľad) a v pôde (voda a ľad). Ak je v pôde (v prostredí) nedostatok vody pre rastliny (živočíchy), vzniká tzv. **fyziológické sucho**. Ak je nedostatok vody na formovanie zvyčajných prietokov v riekach a na udržiavanie zvyčajnej hladiny podzemnej vody, vzniká tzv. **hydrologické sucho** (tu sme to ale veľmi zjednodušili). Ak je nedostatok vody pre zvyčajné sociálne a ekonomické aktivity, vzniká tzv. **socio-ekonomické sucho** (zásobovanie obyvateľstva pitnou vodou, potravinová bezpečnosť a pod.). My sa teraz sústreďíme iba na tzv.

**meteorologické (klimatologické) sucho**, ktoré sa definuje na základe vzťahu potenciálnej a skutočnej evapotranspirácie (prípadne aj atmosférických zrážok). Prezентujeme tu hlavne výsledky spracované v OMK FMFI UK.

V prípade, že je vody prebytok, môžu vzniknúť podmienky, ktoré sa označujú ako **vlhko, zamokrenie, povodeň, záplava, prívalová povodeň** a pod.

V atmosfére sa môže nachádzať vodná para iba v určitom rozsahu, ktorý je zhora limitovaný tzv. **stavom nasýtenia**, závislým od teploty vzduchu podľa **obr. 1** (je tam aj malá závislosť od tlaku vzduchu, čo nehraje pri našich úvahách významnú úlohu). V skutočnosti sa teda môže v atmosfére nachádzať vodná para od 0% až do 4% objemových (hmotnostných), napríklad 25 g vody na 1 kg vzduchu je 2,5% hmotnostných (na **obr. 1** je to pri  $T = 29^\circ\text{C}$ ). Ak sa dosiahne stav nasýtenia, hovoríme, že je 100% **relatívna vlhkosť** vzduchu. Ak je iba polovica zo stavu nasýtenia pri danej teplote vzduchu, tak hovoríme, že je 50% relatívna vlhkosť vzduchu. Presýtenie, teda viac ako 100% relatívnej vlhkosti vzduchu, sa v atmosfére dosiahne iba veľmi výnimočne, lebo sa prebytočná vodná para kondenzáciou takmer vždy zníži na 100%.



Obr. 1. Závislosť parciálneho tlaku vodnej pary ( $e^*$ [hPa]), absolútnej vlhkosti vzduchu ( $a^*$ [ $\text{g}/\text{m}^3$ ]) a mernej vlhkosti vzduchu ( $s^*$ [ $\text{g}/\text{kg}$ ]) od teploty vzduchu ( $T^*$ [ $^\circ\text{C}$ ]) v stave nasýtenia a čiara 50% $e^*$  znázorňujúca relatívnu vlhkosť vzduchu  $U = 50\%$ ; šípky znázorňujú veľkosť sýtostného doplnku v hPa ako rozdiel  $D = e^* - 0,5 e^*$  (všetko je pre celkový tlak vzduchu okolo 1000 hPa).

**V pôde** sa môže nachádzať voda predovšetkým v kvapalnom skupenstve, v povrchovej vrstve pôdy od 0% do 40% objemových (pri niektorých pôdach aj viac) v závislosti od typu a vlhkosti pôdy. Je tam aj určité množstvo vodnej pary a pri teplote pod bodom mrazu aj ľad. Voda v pôde môže byť tesne viazaná na čiastočky pôdy (absorpčná a adhézna voda), môže voľne klesať medzi čiastočkami pôdy (gravitačná voda) alebo môže vzliňať nad hladinou podzemnej vody (kapilárna voda). Na zemskom povrchu ide o stojatú alebo tečúcu vodu, prípadne o snehovú pokrývku a ľad. Pod zemským

povrchom sa môže nachádzať tzv. podzemná voda (ak je pôda plne nasýtená vodou, stojacou alebo pomaly tečúcou), ktorá vytvára hladinu podzemnej vody v určitej hĺbke (niekedy aj v menšej hĺbke ako 1 m). V tomto odstavci sme to však značne zjednodušili.

**Potenciálna evapotranspirácia ( $E_0$ )** je suma výparu z pôdy a fyziologického výparu (transpirácie) rastlín a živočíchov za daných meteorologických podmienok, ak voda nie je limitujúcim faktorom (je neobmedzený dostatok vody na výpar v prostredí). Ide o hypotetický maximálny výpar (väčšinou zo štandardného povrchu nízko strihaného prirodzeného trávnik na rovine), ktorý hrá dôležitú úlohu pri definícii meteorologického (klimatologického) sucha. U nás môže v lete za mesiac dosiahnuť suma  $E_0$  aj vyše 150 mm, zatiaľ čo v zime je za mesiac suma  $E_0$  len do 10 mm.

**Skutočná (aktuálna) evapotranspirácia ( $E$ )** je suma výparu z pôdy a fyziologického výparu (transpirácie) rastlín a živočíchov za daných meteorologických podmienok, ak je voda limitujúcim faktorom (berieme do úvahy skutočné množstvo vody disponibilnej na výpar v pôde (prostredí)). Ide o tiež hypotetický skutočný výpar (väčšinou zo štandardného povrchu nízko strihaného prirodzeného trávnik na rovine), ktorý má rovnako dôležitú úlohu pri definícii meteorologického (klimatologického) sucha.

V oboch prípadoch tu vystupuje fyziologická transpirácia, ktorá čiastočne závisí od biologického druhu (rastliny, živočích), pričom rastliny dokážu tzv. prieduchovou rezistenciou ovplyvňovať množstvo transpirovanej vody (vedia vodou v pôde šetriť, ale nie všetky a nie vždy).

**Potenciálny výpar** zjednodušene závisí od troch faktorov: od energie potrebnej na výpar vody, od transportu vyparenej vody (vodnej pary) od vyparujúceho sa povrchu do vyšších vrstiev atmosféry a od tzv. **sýtostného doplnku ( $D$ )**, teda od rozdielu medzi maximálne možnou a skutočnou vlhkosťou vzduchu pri teplote vyparujúceho sa povrchu. Energiu, potrebnú na výpar, môžeme zjednodušene nahradiť teplotou vyparujúceho sa povrchu a transport vyparenej vody rýchlosťou vetra nad vyparujúcim sa povrchom. Keďže transport vodnej pary prebieha väčšinou ako turbulentný prúd vlhkosti smerom nahor, fyzikálna teória výparu je značne zložitejšia. Skutočný výpar je nižší alebo najvyššie rovnaký ako potenciálny výpar. Pri skutočnej evapotranspirácii môžu vzniknúť zaujímavé efekty v izolovaných spoločenstvách močiarny vegetácie, kde môže byť za celkovo suchého a slnečného počasia prekročená aj potenciálna evapotranspirácia a to na úkor ochladzovania okolia močiara (oázový efekt). Potenciálny aj skutočný výpar sa stanovujú výpočtom z iných meteorologických prvkov za zjednodušujúcich predpokladov pomocou poloempirických rovníc.

Na **obr. 1** vidíme, že sýtostný doplnok  $D$  pri rovnakej relatívnej vlhkosti vzduchu  $U$  závisí len od teploty vzduchu  $T$ . Pri  $T = 30^\circ\text{C}$  a relatívnej vlhkosti vzduchu  $U = 50\%$  je  $D_3$  až 21,2 hPa, pri  $T = 20^\circ\text{C}$  je  $D_2$  iba 11,7 hPa a pri  $T = 10^\circ\text{C}$  dosahuje  $D_1$  len 6,1 hPa. Keďže potenciálna evapotranspirácia  $E_0$  závisí priamoúmerne od  $D$ , znamená to, že ak sa pri raste  $T$  o  $5^\circ\text{C}$  zvýši  $D$  o 25%, tak sa aj  $E_0$  zvýši približne o 25%. Prípady  $D_4 = 36,9$  hPa sa u nás doteraz nevyskytol, avšak nie je vylúčené, že sa tak stane niekedy o 20 alebo 30 rokov.

Pri vyššej  $E_0$  sa rýchle vyčerpajú zásoby vody v pôde (lebo rastie aj skutočná evapotranspirácia  $E$ ) a ak nedôjde k doplneniu vlhkosti pôdy z atmosférických zrážok (alebo umelou závlahou), nastane taký stav vlhkosti pôdy, ktorý nazývame „znížená dostupnosť vody v pôde pre rastliny“ alebo ešte neskôr „bod vädnutia rastlín“. Aj pri bode vädnutia sa vyskytuje v pôde nejaká voda, ale iba v takom množstve, že je už pre danú rastlinu nedostupná.

Keďže rastliny (aj živočíchy) si v priebehu vývoja vytvorili určitý systém ochrany pred nedostatkom vody v pôde (v prostredí), sú väčšinou schopné bez vážnejšej ujmy prežiť

krátkodobý (niekoľkodenný) stav v blízkosti bodu vädnutia. O fyziologickom suchu hovoríme teda vtedy, ak sucho trvá tak dlho, že to môže prirodzené biologické druhy v danom regióne (alebo poľnohospodárske plodiny, ovocné dreviny...) poškodiť.

V klimatológii používame viacero kritérií na posudzovanie sucha: napríklad rozdiel (podiel) medzi skutočnou a potenciálnou evapotranspiráciou, alebo rozdiel medzi potenciálnou evapotranspiráciou a úhrnom zrážok (klimatický ukazovateľ zavlaženia), alebo porovnávanie energie z radiačnej bilancie a úhrnov zrážok (radiačný index sucha), alebo stav, ak úhrn zrážok za 15 dní nedosiahne viac ako 1 mm a p. Vždy ide o zjednodušenie skutočných podmienok sucha. Na detailnejšie posudzovanie musíme brať do úvahy dlhodobejší režim vlhkosti pôdy, vegetačnú fázu a druh rastlín, geografické podmienky a dlhodobý režim meteorologických podmienok. Akékoľvek úvahy o suchu, ktoré sú založené iba na úhrnoch zrážok, nespĺňajú ani podmienky odbornosti a ani hodnovernosti.

Suchom sa zaoberali viacerí autori aj na Slovensku, nedospeli však k jednoznačnému názoru na klasifikáciu suchých období, pretože to závisí od konkrétnych podmienok aplikácie v praxi (je treba ďalší výskum). V „Atlase krajiny SR“ sme použili niekoľko kritérií na posudzovanie dlhodobého režimu zavlaženia v jednotlivých regiónoch Slovenska. Všeobecne môžeme tvrdiť, že už v období 1961-1990 juh Podunajskej nížiny patril do veľmi suchej oblasti (v období 1931-1960 len do suchej oblasti), ale okolie Malých Karpát a všetky nižšie pohoria v SR patria do mierne suchej až mierne vlhkej oblasti (podľa Končekovho indexu zavlaženia).

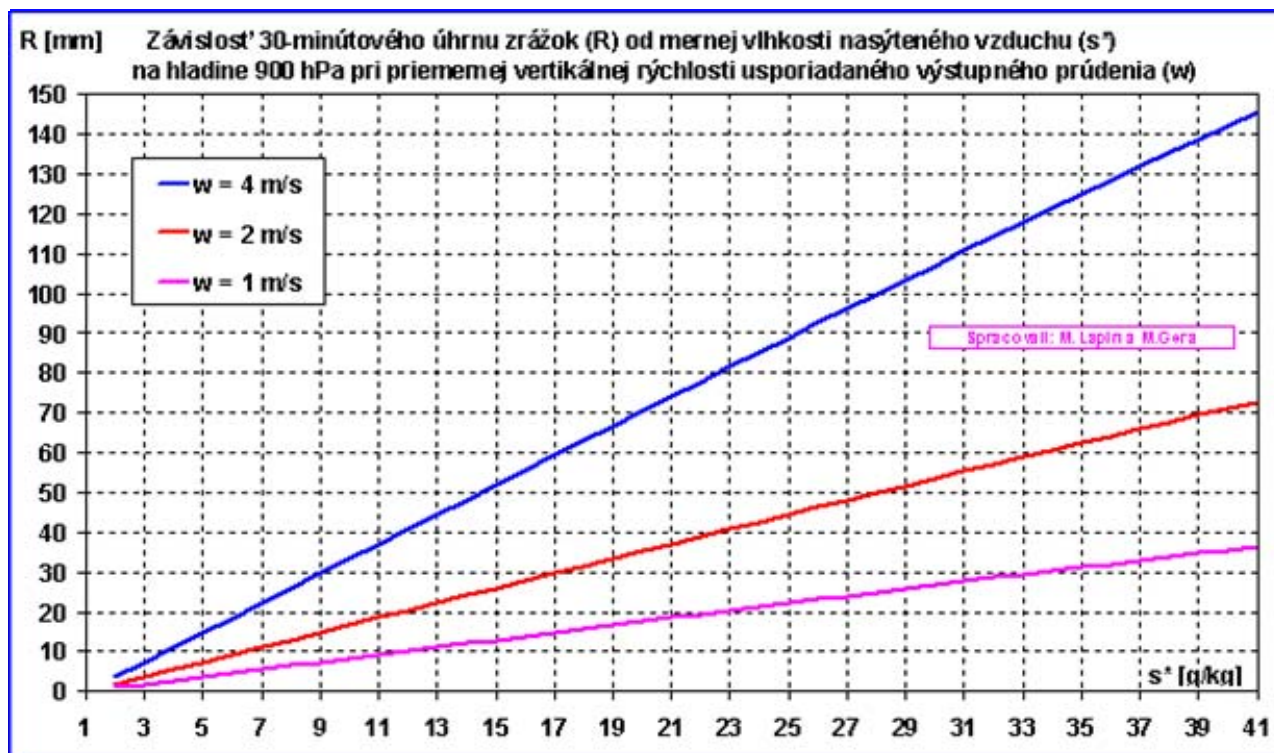
**Končekov index zavlaženia:**  $I_z = 0,5 R_v + \Delta r - 10T_v - (30 + v^2)$ , kde  $R_v$  sú zrážky za teplý polrok (IV-IX),  $\Delta r$  je prebytok zrážok oproti 105 mm za zimu (XII-II),  $T_v$  je priemer teploty vzduchu za teplý polrok a  $v$  je priemer rýchlosti vetra o 14. h. za teplý polrok.  $I_z = 0$  dáva vyrovnanú bilanciu zavlaženia, pri  $I_z$  od 0 až do -20 ide o mierne suchú oblasť a pri  $I_z$  od 0 do 60 o mierne vlhkú, nad 120 je veľmi vlhká, pod -20 suchá oblasť a pod -40 veľmi suchá oblasť (tento vzorec sa dá aplikovať iba na priemery z dlhších, najmenej 25-ročných období).

**Povodeň** vzniká ako následok zvýšeného množstva vody v prostredí, ktorá sa nestačí ani vypariť, ani pohltiť v pôde a na povrchu pôdy a ani dostatočne rýchlo odtiecť povrchovým odtokom z daného územia. Zvyčajne ide o stav, keď po predchádzajúcom nasýtení povodia dlhotrvajúcimi miernymi zrážkami (alebo z roztápajúceho sa snehu) spôsobia krátkodobé ale intenzívne zrážky náhly a veľký prebytok vody v prostredí. Vznikajú tak síce maloplošné, ale veľmi náhle a ničivé povodne na menších tokoch. Na ilustráciu môžeme uviesť, že na Slovensku nebýva núdza o denné úhrny zrážok nad 50 mm a aj vyššie úhrny zrážok ako 100 mm sa vyskytujú takmer každoročne na niektorej zo 700 zrážkomerných staníc. Za určitý extrém môžeme považovať 29. jún 1958, keď sa až na 36 staniaciach vyskytli denné úhrny zrážok vyššie ako 100 mm (100 litrov na 1 m<sup>2</sup> za 24 hodín). Ešte závažnejšie dôsledky môžu mať niekoľkodenné intenzívne zrážky na veľkom území, ktoré spôsobujú veľkoplošné povodne (v strednej Európe, napríklad v lete v rokoch 1997, 2002, 2005).

**Vysoké úhrny zrážok** sú buď dôsledkom intenzívnych búrok alebo dlhotrvajúceho cyklónálneho počasia (centrálne cyklóna, brázda). Čím je atmosféra pri takomto počasi teplejšia, tým sa v nej nachádza viac disponibilnej vody na vznik zrážok kondenzáciou pri vertikálnom výstupe vzduchových hmôt (**obr. 1 a 2**). Intenzívne búrkové oblaky majú na spodnej základni v lete obvykle teplotu okolo 25°C, čo pri stave nasýtenia znamená asi 23 g vody na každý m<sup>3</sup> vzduchu (pri -5°C by to boli iba 4 g vody na 1 m<sup>3</sup>). Okrem toho, výstupné pohyby v intenzívnych búrkach môžu krátkodobo dosahovať vertikálnu rýchlosť vyše 50 m/s. Našťastie aj najintenzívnejšie búrky majú horizontálny rozmer iba okolo 5 km a zvyčajne netrvajú dlhšie na jednom mieste ako 60 minút (môže sa ale opakovane vyskytnúť niekoľko búrok za sebou na tom istom mieste). V cyklóne alebo tlakovej brázde sú síce vertikálne rýchlosti výstupných pohybov iba okolo 10 cm/s, môžu však trvať aj niekoľko dní a majú veľký horizontálny rozsah (aj viac ako 1000 km). Navyše na svahoch rozsiahlejších pohorí sú výstupné pohyby zosilnené. Preto môžu za cyklónálneho počasia v lete v exponovaných regiónoch spadnúť úhrny zrážok vyššie ako 400 mm za 3 až 5 dní. Potvrdilo sa, že už zrážky s úhrnmi vyššími



ako 150 mm za 2 dni môžu zapríčiniť rozsiahle povodne. Podmienkou je len to, aby bola pôda primerane nasýtená predchádzajúcimi zrážkami a aby takéto zrážky spadli na väčšiu časť vymedzeného regiónu (povodia).



Obr. 2. Závislosť úhrnu zrážok R spadnutých z oblačnosti za 30 minút pri usporiadaných výstupných vertikálnych pohyboch s priemernou rýchlosťou  $w$  od počiatočnej priemernej mernej vlhkosti  $s^*$  na dolnej hranici oblačnosti vo výške 900 hPa (asi 900 m n.m.; vypočítané podľa zjednodušenej rovnice zrážok; v skutočnosti sú úhrny o niečo vyššie, lebo k nim prispieva aj turbulentný prenos vlhkosti a s rastúcim  $s^*$  sa zvyšuje aj priemerná vertikálna rýchlosť výstupných pohybov (detaily nájdete v Lapin a kol., 2004).

### Súvislosti s globálnym otepľovaním

Už viackrát sme prezentovali scenáre, ktoré naznačujú, že v budúcnosti vzrastie aj riziko sucha a aj riziko oveľa vyšších úhrnov zrážok pri intenzívnych krátkodobých a niekoľkodenných lejakoch v porovnaní s minulosťou. Tento zdanlivý paradox si môžeme vysvetliť zjednodušene takto:

- 1) Predpokladajme, že dôjde do roku 2100 k otepleniu o **4°C** rovnomerne vo všetkých mesiacoch roka (je to optimálny odhad hornej hranice oteplenia klímy pre Slovensko, dolný odhad je oteplenie o **2°C**)
- 2) Predpokladajme pritom, že sa relatívna vlhkosť vzduchu príliš nezmení v porovnaní s minulosťou
- 3) Bude to znamenať, že v lete pri teplote vzduchu 24°C (teraz je to 20°C) vzrastie sýtočný doplnok  $D$  asi o 3,2 hPa pri 50% relatívnej vlhkosti vzduchu (**obr. 1**), čo je asi o 27% (o takú hodnotu približne vzrastie aj potenciálna evapotranspirácia  $E_0$ , pretože nepredpokladáme, že sa významne zmenia podmienky slnečnej radiácie a vetra)
- 4) Bude to znamenať rýchlejšie vyčerpanie zásoby vody v pôde, pretože nepredpokladáme rast úhrnov zrážok vo vegetačnom období roka (suché obdobia budú preto dlhšie a častejšie ako doteraz)

- 5) Aj v budúcnosti sa budú sporadicky v teplom období roka vyskytovať v strednej Európe prípady s cyklonálnym počasím v lete tak ako doteraz (vtedy sa vyskytuje oblačné a daždivé počasie s relatívnou vlhkosťou vzduchu blízkou k 100% a s teplotou vzduchu na dolnej hranici oblačnosti okolo 18°C, pri búrkach až 25°C)
- 6) Predpokladajme, že aj v budúcnosti bude mať počasie pri cyklonálnom charaktere podobný režim, ibaže pri teplote vzduchu vyššej o 4°C (tlak vodnej pary v stave nasýtenia bude oproti súčasnosti vyšší o 5,8 hPa (o 28,3%) pri 22°C a o 8,38 hPa (o 26,5%) pri 29°C)
- 7) To bude nepochybne znamenať rast úhrnov zrážok za epizodických cyklonálnych situácií a tiež aj počas intenzívnych búrkových lejakov v lete najmenej o 25% a ak predpokladáme aj zvýšenie vertikálnych rýchlostí výstupných pohybov (čo je veľmi pravdepodobné), tak aj o viac ako 30% (**obr. 2**)

Ak aplikujeme na prípravu scenárov mimoriadnych epizód počasia výstupy modelov všeobecnej cirkulácie atmosféry (viď inú stránku vo foldri „Klimatické zmeny“), tak môžeme reálne predpokladať rast mimoriadne vysokých úhrnov zrážok a rast počtu dní so suchom do roku 2100 až o **50%** v porovnaní s podobnými mimoriadnymi epizódami v minulosti. Je zrejmé, že problémy so suchom budú významnejšie na juhu Slovenska a problémy s intenzívnymi zrážkami vyvolávajúcimi povodne v hornej časti Slovenska.

**Obraz letného počasia by o 100 rokov mohol vyzerat' asi takto:** priemer teploty vzduchu o 2 až 4°C vyšší ako doteraz; celkové úhrny zrážok asi o 10% nižšie ako doteraz; častejší výskyt vln horúčav s dennými priemermi teploty vzduchu nad 24°C; častejší výskyt a väčšia individuálna dĺžka suchých období; sporadický výskyt niekoľkodenných epizód s vysokými úhrnmi zrážok (1 až 3 za leto s úhrnmi zrážok vyššími ako počas zvyšnej časti leta); počet dní s búrkou podobný ako doteraz (15 až 30 za leto), ale veľmi silných búrok bude zrejme asi o 50% viac; začnú sa objavovať tornáda pri mimoriadne silných búrkach na celom Slovensku; vzhľadom na to, že krajina nie je na takéto počasie disponovaná, bude častejší výskyt náhlych lokálnych povodní, ale aj lesných požiarov v hociktorej časti Slovenska.

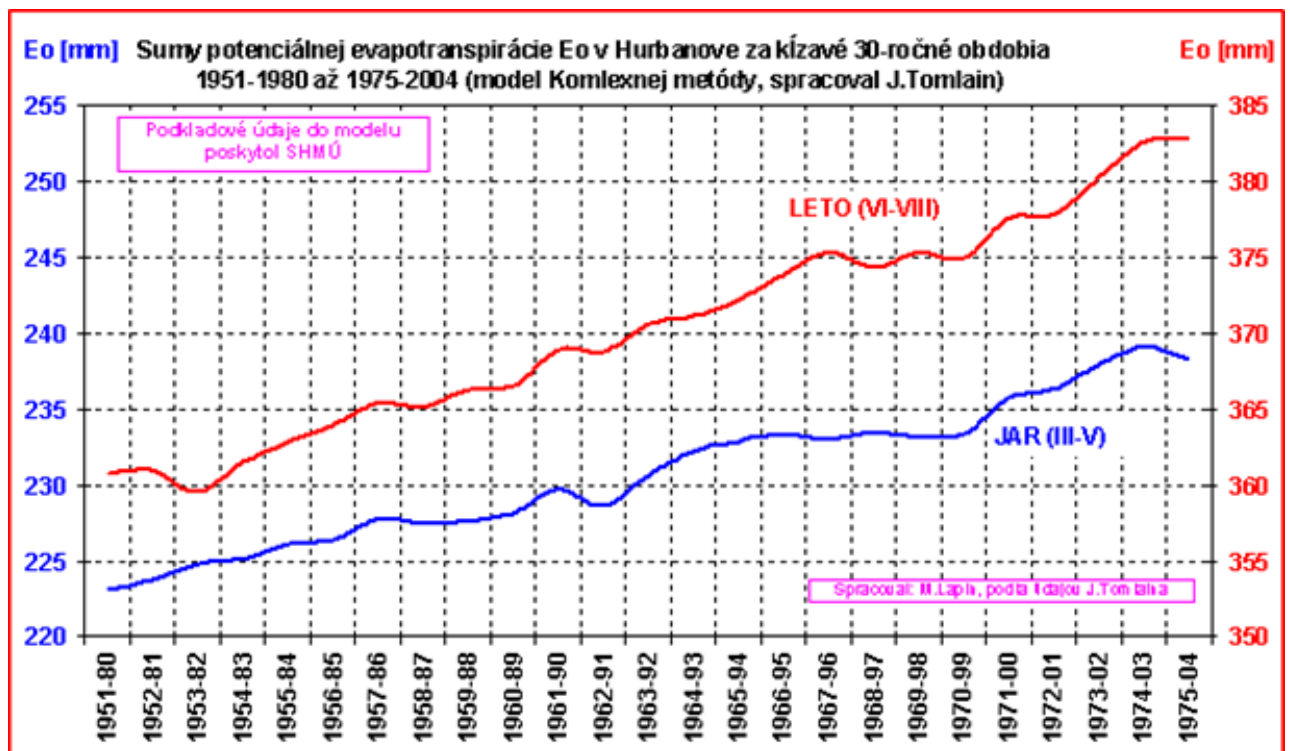
## ZÁVER

**Podľa Köppena** (Lapin a Tomlain, 2001) má v strednej Európe výskyt **iba klimatická oblasť C a D** (teda mierne pásmo s miernou zimou a mierne pásmo s chladnou zimou (boreálne), s výnimkou vysokých hôr nad hranicou lesa). **C** je oblasť mierneho pásma s dostatočnými viac-menej rovnomerne rozdelenými zrážkami počas roka, najchladnejší mesiac roka má priemer teploty vzduchu  $T \geq -3^{\circ}\text{C}$  a priemerná teplota najteplejšieho mesiaca v roku je **nad +10°C**. **D** – oblasť (boreálna - snehová) má najchladnejší mesiac **pod -3°C** a najteplejší **nad +10°C**. Ďalšie rozdelenie je podľa úhrnov zrážok **R - nevyskytuje sa tu Cw a Dw podoblasť**, v ktorej má najmenej zrážkový mesiac v chladnej časti roka 10x nižší úhrn zrážok ako najdaždivejší v teplej časti roka. Vyskytuje sa tu však **Cs podoblasť** s 3x vyššími úhrnmi **R** v najdaždivejšom mesiaci v chladnej časti roka oproti najmenej zrážkovému mesiacu v teplej časti roka (na Balkáne), ale **Ds** sa nevyskytuje. Väčšina strednej Európy má **Cf alebo Df podoblasť** s viac-menej rovnomerne rozloženými zrážkami počas roka. Pri maxime a minime zrážok počas roka sa vyskytujú určité odchýlky. V južnej polovici strednej Európy sa prejavuje **Cx podoblasť** s maximom zrážok na začiatku leta (jún až máj) a s teplým počasím koncom leta. Podoblasť **Cfa** a **Csa** alebo **Cxa** s najteplejším mesiacom s  $T > 22^{\circ}\text{C}$  je typická od stredného Maďarska na juh, **Dfa** sa môže vyskytnúť len na južnej Ukrajine ako prechod k podoblasti **B**. Podoblasť **Cfb** a **Dfb**, resp. **Cxb** s najteplejším mesiacom roka s  $T < 22^{\circ}\text{C}$  a s aspoň 4 mesiacmi s  $T > 10^{\circ}\text{C}$  má väčšina strednej Európy. Podoblasť **Dfc** sa môže vyskytnúť v horských oblastiach a na severe strednej Európy (1 až 3 mesiace s  $T > 10^{\circ}\text{C}$  a najchladnejší s  $T > -38^{\circ}\text{C}$ ). Viac detailov nájdete v Lapin a Tomlain, 2001.

**BS klimatická oblasť** (stepná) sa vyskytuje na južnej Ukrajine a na juhovýchode Rumunska (hranica pre ročné zrážkové úhrny **R** je tu  $R < 10 \cdot (2T + 14)$ , kde **T** je ročný priemer teploty vzduchu, pretože ide o rovnomerne rozdelené zrážky počas roka), v Španielsku je to pre  $R < 20T$  (sú tam výrazne vyššie úhrny zimných zrážok). **BS** klíma je na Ukrajine a v Rumunsku ako **BSk** - v zime studená, alebo **BSkx**

– studená a s maximom zrážok začiatkom leta a horúcim koncom leta. Hranica **R** pre **BS** typ je podľa Köppena v Maďarsku pri  $T = 12^{\circ}\text{C}$  pre  $R < 10.(24 + 14)$ , čiže pre  $R < 380 \text{ mm}$ , čo nebýva splnené počas viacerých rokov v priemere. Ak však vzrastie  $T$  na  $14^{\circ}\text{C}$ , bude hranica pre  $R < 420 \text{ mm}$  splnená v strede Maďarska často a pri  $T = 16^{\circ}\text{C}$  je to pre  $R < 460 \text{ mm}$  skoro vždy. Na Slovensku by mohlo dôjsť k posunu južnej hranice k stepnému pásmu podľa Köppena iba za najnepriaznivejšieho scenára klimatickej zmeny, t. j. pri raste teploty vzduchu  $T$  o  $4,3^{\circ}\text{C}$  v ročnom priemere a pri poklese ročných úhrnov zrážok  $R$  o  $18\%$  (podľa Köppena ide však o step trávnatú bez stromov). Podľa iných kritérií vymedzenia stepnej oblasti (napríklad pomeru potenciálnej evapotranspirácie  $E_o$  a úhrnov zrážok  $R$ , kedy je kritérium  $E_o/R > 1,3$ , čiže  $E_o$  je nad  $800$  až  $850 \text{ mm}$  a  $R$  je pod  $615$  až  $650 \text{ mm}$ ), by celý juh Slovenska mohol prejsť koncom 21. storočia od lesného k stepnému klimatickému pásmu (lesostep až step), na krajnom juhu dokonca veľmi výrazne (pri  $E_o = 850 \text{ mm}$  a  $R = 500 \text{ mm}$  je pomer  $E_o/R = 1,7$ , čo je dnes porovnateľné pre podmienky južnej Ukrajiny). U nás sa nachádza **hranica medzi C a D (boreálnou) oblasťou** na juhu stredného Slovenska, ktorá sa v súčasnosti posúva na sever a východ v súvislosti s rastom januárovej priemernej teploty vzduchu. To môže výrazne urýchliť prechod od zimy k jari.

Vývoj potenciálnej evapotranspirácie  $E_o$  za leto a jar v období po roku 1950 vidíme na **obr. 3**. Potvrďuje sa, že 30-ročné priemery  $E_o$  sa postupne zvyšujú vcelku v súlade so scenármi klimatickej zmeny.



Obr. 3. Časový priebeh 30-ročných kľúčových priemerov súm potenciálnej evapotranspirácie  $E_o$  za ročné obdobia jar (marec-máj) a leto (jún-august), vypočítané podľa modelu Komplexnej metódy (spracoval J.Tomlain, detaily sú v príspevku Hrvol', Lapin, Tomlain, 2001).

**Pod'akovanie:** Výsledky projektov VEGA, č. 1/1042/04 (Grantová agentúra SR), VTP 27-34, ktorý bol financovaný z rozpočtovej

*kapitoly MP SR a APVT-51-006502, ako aj údaje SHMÚ boli využité v tomto príspevku. Autor ďakuje za poskytnutie podkladov. Podrobnosti nájdete v citovanej literatúre.*

## **LITERATÚRA (uvádzame len zdroje literatúry od autorov z OMK)**

**Psychrometrické tabuľky (1984)**, Slovenský hydrometeorologický ústav, Bratislava, 108 s.

**Zborník prác SHMÚ (1991)**, Zv. 33/1, ALFA, Bratislava, 240 s.

**LAPIN, M., DAMBORSKÁ, I., MELO, M. (2001)**: Downscaling of GCM outputs for precipitation time series in Slovakia. *Meteorol. čas.*, IV, No. 3, (2001), 29-40.

**LAPIN, M., DAMBORSKÁ, I., TOMLAIN, J. (2001)**: Voda v atmosfére. *Život. prostr.*, 35, 3, 117-122.

**LAPIN, M. (2001)**: Možné dôsledky klimatickej zmeny na niektoré sektory na Slovensku. *Enviromagazín*, No. 6, 10-11.

**HRVOJ, J., LAPIN, M., TOMLAIN, J. (2001)**: Changes and variability in solar radiation and evapotranspiration in Slovakia in 1951-2000. *Acta Meteorol. Univ. Comen.*, XXX, 31-58.

**LAPIN, M., TOMLAIN, J. (2001)**: Všeobecná a regionálna klimatológia. Vydavateľstvo UK, Bratislava, 184 s.

**GAÁL, L., LAPIN, M. (2002)**: Extreme several day precipitation totals at the Hurbanovo observatory (Slovakia) during the 20th century. *Contributions to Geophysics and Geodesy*, Vol. 32, No. 3, 2002, 197-213.

**DAMBORSKÁ, I., GERA, M., HRVOJ, J., LAPIN, M., MELO, M., TOMLAIN, J., z FMFI UK a FAŠKO, P., NIEPLOVÁ, E., ŠŤASTNÝ, P. a i. z SHMÚ (2002)**: In.: Atlas krajiny Slovenskej republiky (Mapy a prílohy č. 27, 30, 31, 32, 33, 39, 40, 52, 58, 62 a texty na s. 326, 327, 334, 335). L. Miklós ed. MŽP SR Bratislava a Agentúra životného prostredia Banská Bystrica 2002, 344 s., ISBN 80-88833-27-2.

**LAPIN, M. (2002)**: K tretej správe Medzivládneho panelu pre klimatickú zmenu. *Život. prostr.*, 36, 2, 82-86.

**LAPIN, M., HLAVČOVÁ, K., PETROVIČ, P. (2003)**: Vplyv klimatickej zmeny na hydrologické procesy. *Acta Hydrologica Slovaca*, Vol. IV, No. 2, 2003, 211-221.



LAPIN, M., HLAVČOVÁ, K. (2003): Changes in Summer Type of Flash Floods in the Slovak Carpathians due to Changing Climate. Proceedings of the International Conference on Alpine Meteorology and MAP2003 Meeting, Brig, Switzerland, 19.-23.V.2003, Publ. Of MeteoSwiss, No. 66, 105-108.

LAPIN, M., DAMBORSKÁ, I., GAÁL, L., MELO, M. (2003): Possible Precipitation Regime Change in Slovakia due to Air Pressure and Circulation Changes in the Euro-Atlantic Area until 2100, Contributions to Geophysics and Geodesy, Vol. 33, No. 3, 2003, 161-190.

FAŠKO, P., LAPIN, M., SEKÁČOVÁ, Z., ŠŤASTNÝ, P. (2003): Extraordinary climatic anomaly in 2003. Meteorologický časopis, Vol. VI, No. 3, 2003, 3-7.

SZOLGAY, J., HLAVČOVÁ, K., LAPIN, M., DANIHLÍK, R. (2003): Impact of climate change on mean monthly of runoff in Slovakia. Meteorologický časopis, Vol. VI, No. 3, 2003, 9-21.

LAPIN, M. (2003): Zmeny meteorologických podmienok rizika povodní v meniacej sa klíme. Životné prostredie, Vol. XXXVII, No. 4, 2003, 184-190.

LAPIN, M., MELO, M., DAMBORSKÁ, I., GERA, M. (2004): Scenáre úhrnov zrážok počas extrémnych zrážkových situácií na Slovensku. In.: Rožnovský, J., Litschmann, T. (ed): Seminár „Extrémy počasí a podnebí“, Brno, 11. března 2004, ISBN 80-86690-12-1, 18 strán na CD

LAPIN, M., MELO, M. (2004): Methods of climate change scenarios projection in Slovakia and selected results. Journal of Hydrology and Hydromechanics, 52, 2004, 4, 224-238.

LAPIN, M. (2005): Stručne o teórii klimatického systému Zeme, najmä v súvislosti so zmenou klímy. Meteorologický časopis, Vol. 8, No. 1, 25-34.

V Bratislave, 26.8.2005