M – DENNÉ PRIETOKY NA SLOVENSKÝCH TOKOCH V OBDOBÍ 1961 – 2000

Beata Demeterová, Peter Škoda, Helena Šipikalová, Viera Gápelová,
Beáta Síčová, Soňa Liová, Renáta Magulová

M – denné prietoky patria medzi základné hydrologické charakteristiky. Hydrologické charakteristiky sú vždy viazané na obdobie pozorovania hydrologického prvku z ktorého sú odvodené. Referenčné obdobie a z neho získané hydrologické charakteristiky sa používajú ako porovnávací etalón. V súčasnosti Hydrologická služba Slovenského hydrometeorologického ústavu pristupuje k zmene referenčného obdobia 1931 – 1980 na nové referenčné obdobie 1961- 2000. V predloženom príspevku predkladáme metodiku spracovania M – denných prietokov v novom referenčnom období, porovnanie oboch období vo vybraných vodomerných staniciach a zhodnotenie M – denných prietokov na slovenských tokoch v novom referenčnom období

Kľúčové slová: referenčné obdobie, hydrologické charakteristiky, M – denné prietoky

M-day discharges belong between basic hydrological characteristics. *Hydrological characteristics are bounded always on the period of observation of hydrological element, from which they are derived. The reference period and hydrological characteristics achieve from it can by applied as calibrate standard. The Hydrological employ of Slovak hydro meteorological institute proceed to change of reference period 1931-1980 on one new reference period 1961-2000 in this time. In the submitted study are presented the methodology of elaboration M-day discharges in a new reference period, both periods' comparisons in selected stage-discharge gauging stations and M-day discharges valuation on Slovak streams in the new reference period.*

Key words: reference period, hydrological characteristics, M-day discharges

---

Úvod

V Slovenskej republike poskytovanie údajov o stave a režime vôd zabezpečuje Slovenský hydrometeorologický ústav. O režime povrchových tokov nás informujú základné hydrologické charakteristiky. Permanentnou úlohou sekundárnej hydrológie je konfrontácia základných dlhodobých hydrologických charakteristík s hydrologickým režimom posledných rokov na našich tokoch. Hydrologická služba SHMÚ v súčasnosti pristúpila k zásadnému kroku - spracovaniu základných hydrologických charakteristík za nové referenčné obdobie 1961 – 2000. Impulzom k spracovanie sú globálne zmeny klímy, extrémne suché desaťročie minulého storočia, nových 20 rokov monitoringu na našich tokoch, ktoré uskutočňuje Slovenský hydrometeorologický ústav, ale aj teoretické impulzy pre spracovanie časových radov a ich štatistických charakteristík v hydrológii. Ekonomické dopady optimálneho určenia hydrologických charakteristík sú všeobecne známe – teda spracovanie je z hľadiska celospoločenského vysoko aktuálne.
Hydrologické údaje povrchových vôd SHMÚ spracováva a poskytuje v zmysle STN 75 1400. M – denné prietoky patria medzi základné hydrologické údaje priemernej dennej vodnosti – ich spracovanie upravuje norma STN 75 1410-1. Definícia M – denných prietokov vychádza z pojmov: priemerný denný prietok, hydrologický rad priemerných denných prietokov, čiara prekročenia priemerných denných prietokov, výberové obdobie, ktoré sú definované v citovanej norme. M – denný prietok je priemerný denný prietok dosiahnutý, alebo prekročený po M dní vo zvolenom období. Pri M – denných prietokoch za viacročné obdobie symbolom „M“ označuje priemernú dobu dosiahnutia, alebo prekročenia príslušného prietoku v roku.

Podkladové údaje

Ako podkladové údaje slúžili:

1. Pozorovania vo vodomerných staniciach SHMÚ – časové rady priemerných denných prietokov v období 1961 – 2000. Pri metodike spracovania sme sa v prvom rade opierali o vodomerné stanice, ktoré pozorovali neprerušene v celom hodnotenom období 1961 – 2000.

Využili sa však všetky napozorované údaje v riečnej sieti Slovenska. Tieto údaje poskytujú podklady pre hodnotenie reálneho hydrologického režimu, ktorý v sebe zahŕňa v niektorých vodomerných staniciach aj antropogénnu činnosť súvisiacu so zmenami hydrologického režimu.

2. Údaje o užívaní vody – údaje slúžili k eliminácii zásahov ľudskej činnosti do hydrologického režimu.

Postup pri riešení úlohy

Pri spracovaní sme v plnej miere využili pozorovania v hydrologickej sieti SHMÚ, ktoré sú uložené v čiastkovom informačnom systéme SHMÚ HIS. Využité boli programové produkty HIS:

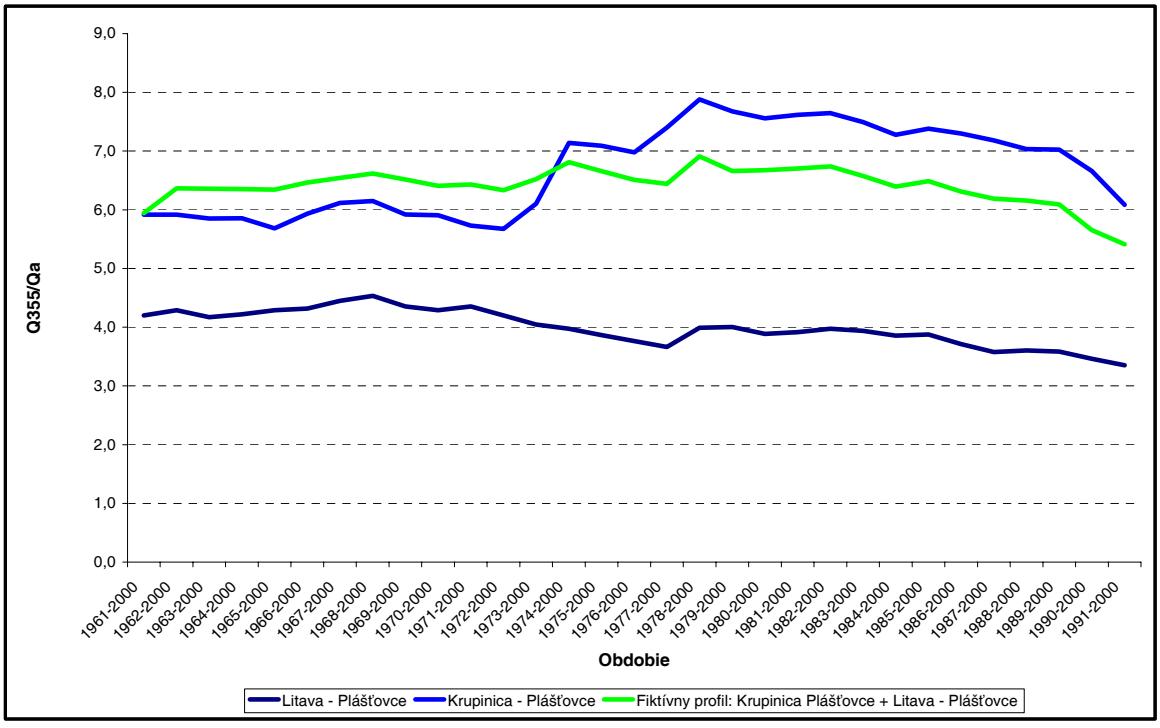
1. spracovanie M-denných prietokov za ľubovoľné obdobie,
2. spracovanie M-denných prietokov vo fiktívnych profiloch,
3. spracovanie M-denných prietokov v kĺzavých obdobiach.

Pre rozpracovanie hydrologických charakteristík do riečneho systému bola použitá priestorová a časová extrapolácia. Využili sa prostriedky hydrologickej analógie a štatistické nástroje používané v hydrológii. Výber analogických povodí bol na základe najlepšej korelácie rozdelenia odtoku v roku. Pri výbere analogónu sa testovali vzájomné korelačné vzťahy všetkých vodomerných staníc a všetkých období dlhších ako 5 rokov.

V riečnej sieti sa pri výpočte využívali prietokové rady vo fiktívnych profiloch. Prietokový rad vo fiktívnom profile vznikne spočítaním, odčítaním, alebo inou algebraickou operáciou s reálnymi napozorovanými radmi. Režim M-denných prietokov vo fiktívnmych profiloch sa využíva na rozpracovanie charakteristiky do riečnej siete. Na obr. 1 je znázornený koeficient stretávania pre Q355 v rôznych obdobiach.

Obr. 1 Určenie Q355 pod sútokom dvoch pozorovaných tokov

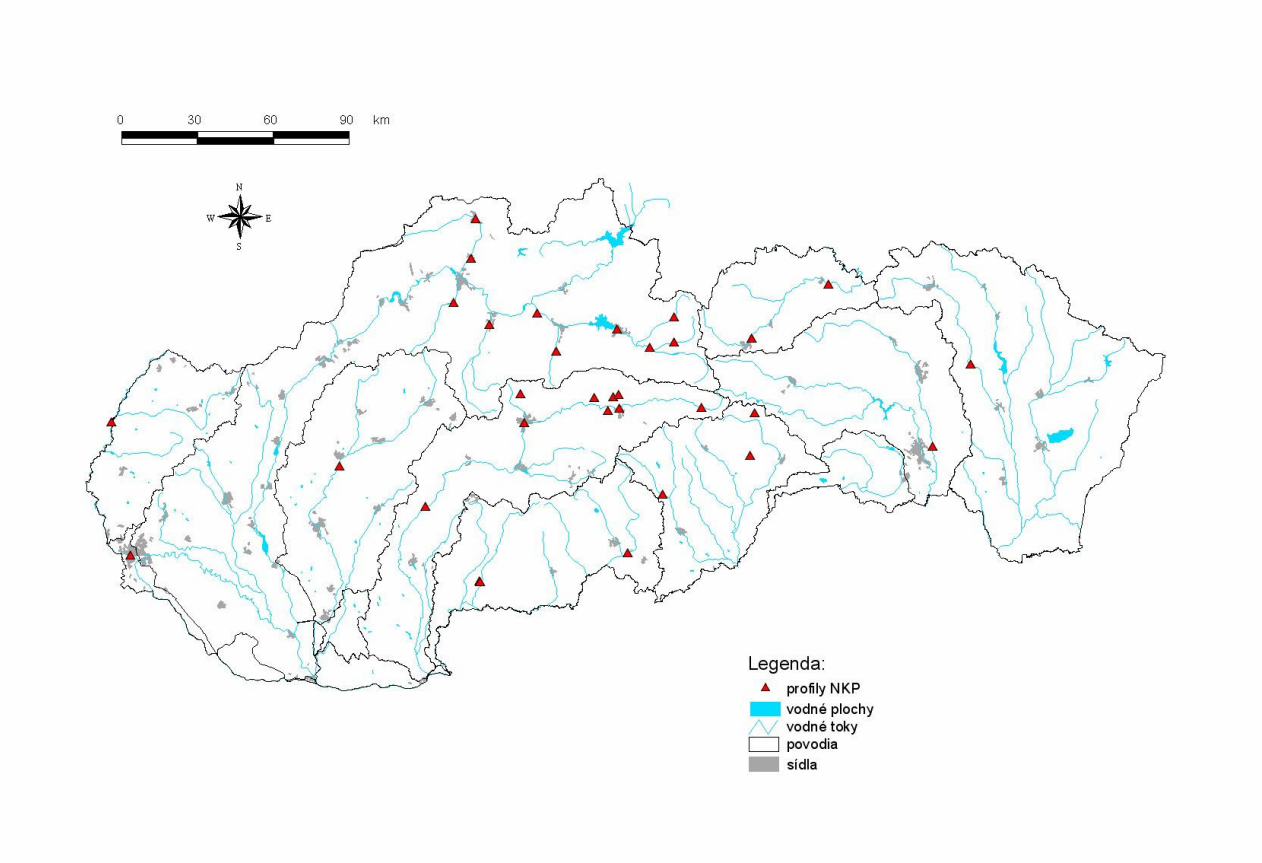
Fig. 1 355-day water bearing destination under junction of two observation rivers



Kĺzanie obdobia spracovania, ako aj skracovanie, resp predlžovanie obdobia po jednom roku nám dovoľujú optimálne zúročiť krátke časové rady priemerných denných prietokov (kratšie ako 40 rokov a dlhšie ako 5 rokov) na extrapoláciu v priestore a čase.

Porovnanie M - denných prietokov v dvoch referenčných obdobiach

Porovnanie oboch období uvádzame na vzorke 33 vodomerných staníc, ktoré mali nepretržité pozorovania v období 1931 – 2000, čo zahŕňa obe referenčné obdobia 1931 – 1980 a 1961 – 2000. Navyše tieto stanice prešli testmi homogenity a sú vhodné pre porovnanie režimových charakteristík oboch referenčných období. Tieto vodomerné stanice sú v odbornej verejnosti známe ako stanice národného klimatického programu – NKP stanice.



Tab. 1 Zoznam NKP vodomerných staníc.
Tab. 1 List of stage-discharge gauging stations in which are changes in both reference periods compared

P.č.	Č. st.	Tok	Profil	Plocha povodia km^2
1.	5040	Morava	Moravský sv. Ján	24 129,30
2.	5140	Dunaj	Bratislava	131 331,10
3.	5330	Biely Váh	Východná	105,64
4.	5340	Boca	Kráľova Lehota	116,60
5.	5400	Belá	Podbanské	93,49
6.	5550	Váh	Liptovský Mikuláš	1 107,21
7.	5740	Revúca	Podsuchá	217,95
8.	5790	Ľubochnianka	Ľubochňa	118,48
9.	6130	Turiec	Martin	827,00
10.	6180	Kysuca	Čadca	492,54
11.	6200	Kysuca	Kysucké Nové Mesto	955,09
12.	6300	Rajčianka	Poluvsie	243,60
13.	6690	Bebrava	Biskupice	312,60
14.	6730	Nitra	Nitrianska Streda	2 093,71
15.	6950	Hron	Zlatno	79,28

16.	7015	Hron	Brezno	582,08
17.	7045	Čierny Hron	Hronec	239,41
18.	7060	Bystrianka	Bystrá	36,01
19.	7065	Štiavnička	Mýto pod Ďumbierom	47,10
20.	7070	Vajskový potok	Dolná Lehota	53,02
21.	7160	Hron	Banská Bystrica	1 766,48
22.	7290	Hron	Brehy	3 821,38
23.	7440	Ipeľ	Holiša	685,26
24.	7580	Krupinica	Plášťovce	302,79
25.	7600	Litava	Plášťovce	214,42
26.	7660	Dobšinský potok	Dobšiná	31,97
27.	7730	Štítnik	Štítnik	129,63
28.	7860	Rimavica	Lehota nad Rimavicou	148,95
29.	8080	Poprad	Matejovce	311,10
30.	8180	Poprad	Strážky	670,10
31.	8870	Torysa	Košické Olšany	1 298,30
32.	9500	Topľa	Hanušovce	1 050,05

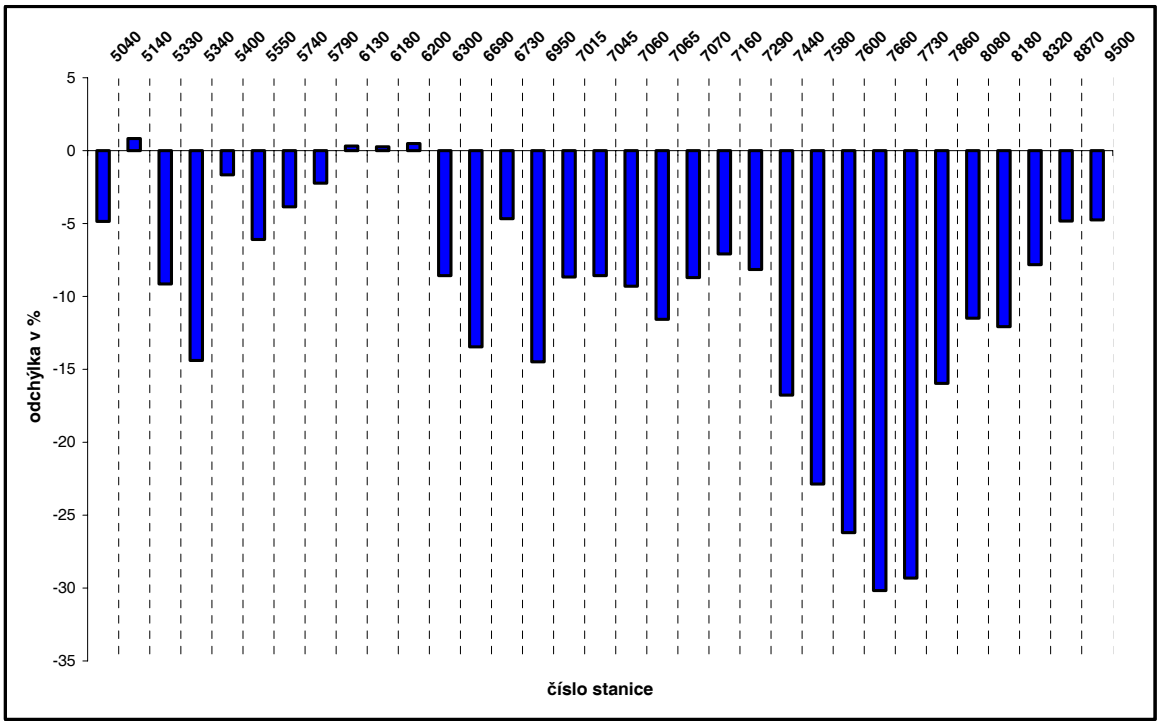
Tab. 2 M – denné prietoky v oboch referenčných obdobiach (1961 – 2000, 1931 – 1980).

Pri hodnotení režimových charakteristík, teda aj M - denných prietokov je nutné klasifikovať aj zmenu vodnosti oboch období, ako základnú orientáciu pre posúdenie hydrologického potenciálu oboch období.

Na obr. 2 je graficky znázornená zmena vodnosti nového obdobia ku starému percentuálnou odchýlkou $K_{Qa} = Q_{a,\ 1961\text{-}2000}/Q_{a,\ 1931-1980} * 100 - 100$.

Obr. 2 Zmeny priemerného prietoku

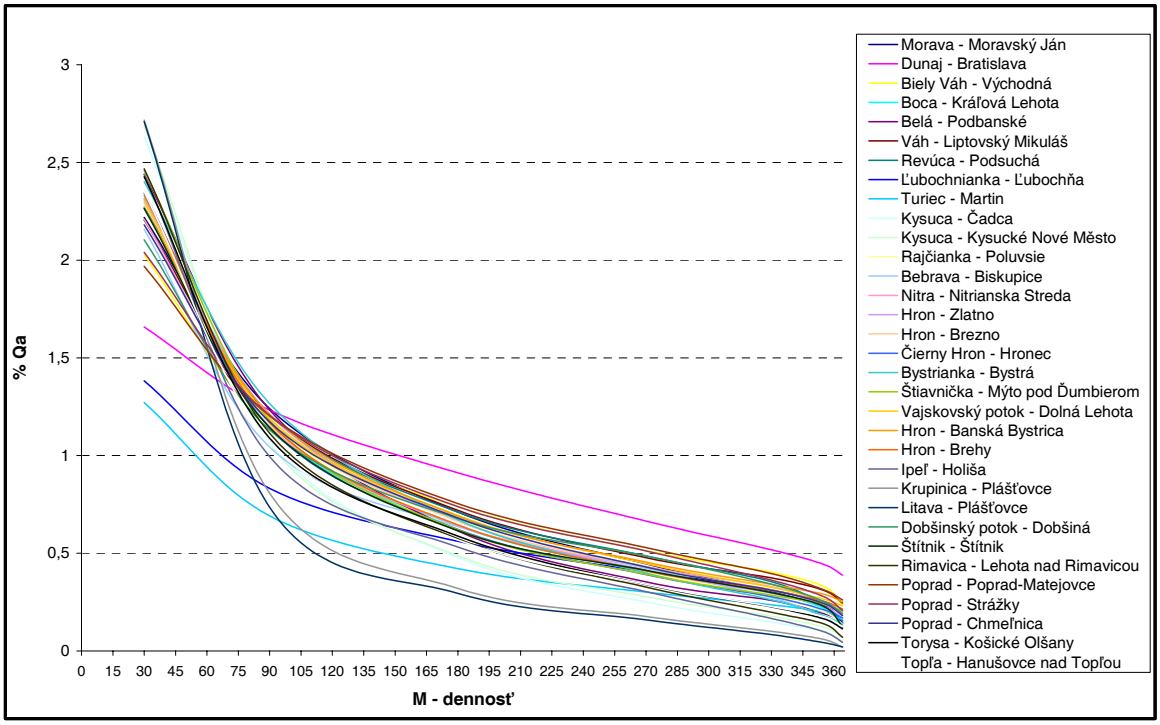
Fig. 2 Water bearing change in a new reference period



Na obr. 3 je režim M – denných prietokov v novom referenčnom období vyjadrený pomerom k priemernému prietoku.

Obr. 3 M – denné prietoky vo vodomerných staniciach NKP.

Fig. 3 M-day discharges in NKP profils

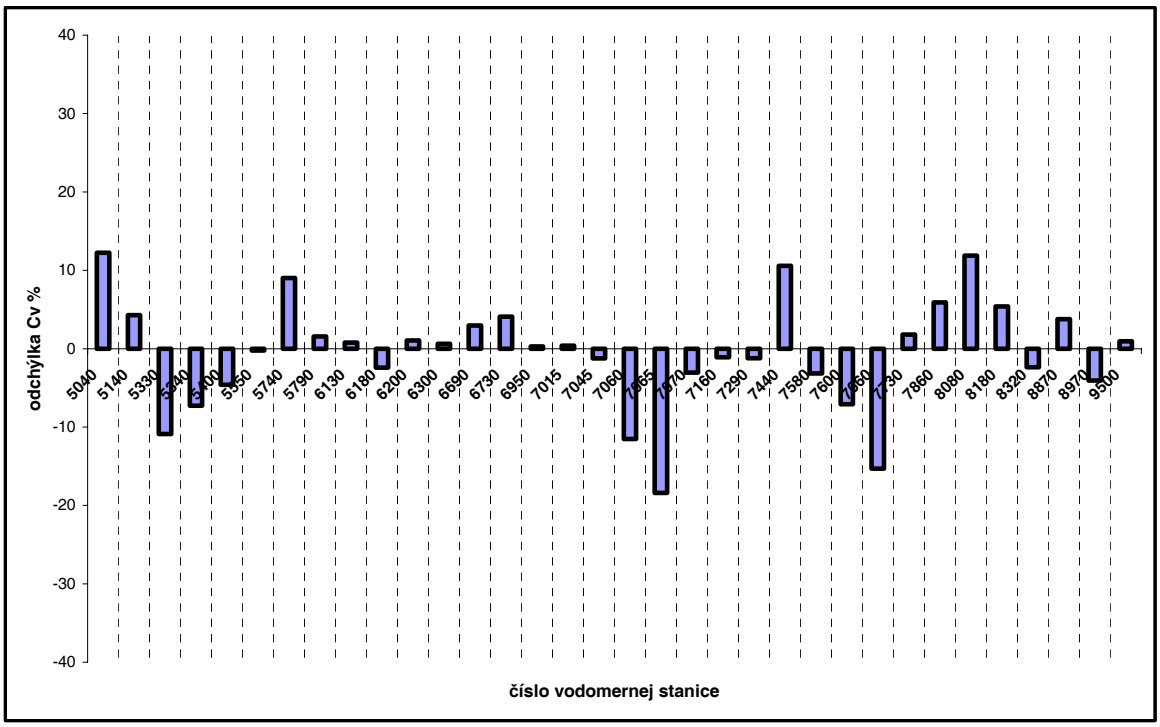


Z hľadiska hodnotenie štatistických vlastností časových radov priemerných denných vodností je dôležitý koeficient variácie prietokových radov v oboch obdobiach. Na obr. 4 sú graficky znázornené percentuálne odchýlky koeficientov variácie a na obr. 5 percentuálne odchýlky koeficientov asymetrie radov 1961 – 2000 od 1931 – 1980.

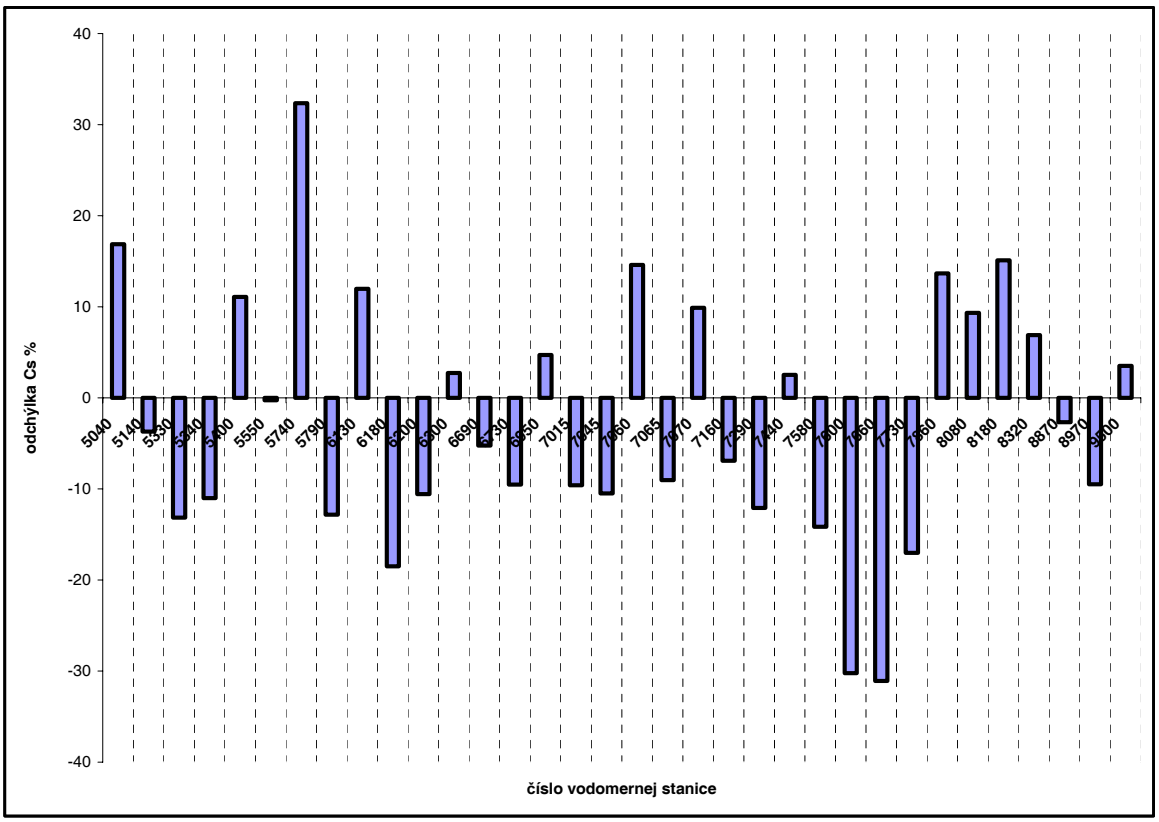
Na obr. 6 sú znázornené zmeny M – denných prietokov. Do 210 dňovej vodnosti je výrazný pokles prietokov v novom referenčnom období – pozície koeficientov $Q_{MD,\ 1961\ -\ 2000}/Q_{1931\ -\ 1980}$ sú pod hladinou 1. U prietokov s vyššou zabezpečenosťou je rozptyl okolo pozície 1, ale aj tu prevláda pokles prietokov.

Obr. 4 Percentuálne zmeny koeficienta variácie

Fig. 4 Discharge time series variation changes of mean day discharges

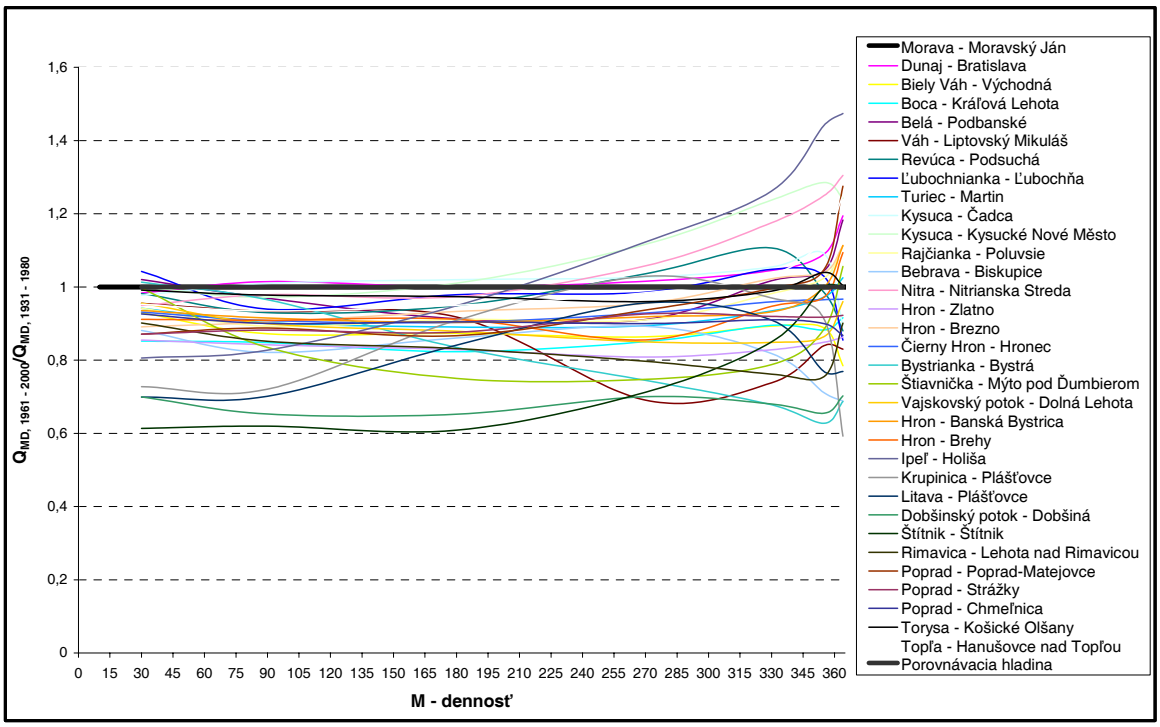


Obr. 5 Percentuálne zmeny koeficienta asymetrie



Obr.6 Zmeny M- denných prietokov

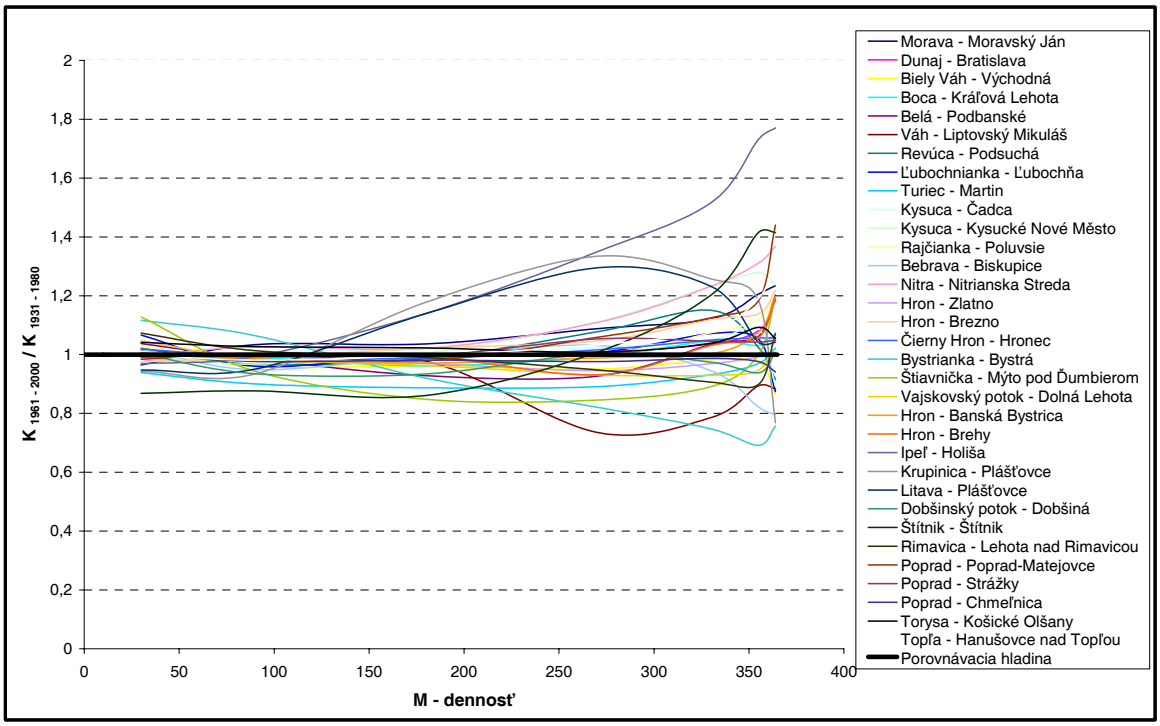
Fig. 6 M-day discharges changes



Obr. 7 poukazuje na zmeny režimu M – denných prietokov vo vzťahu k priemernej vodnosti.

Obr.7 Zmeny režimu M- denných prietokov

Fig. 7 Changes of K- M-day discharges to mean discharges



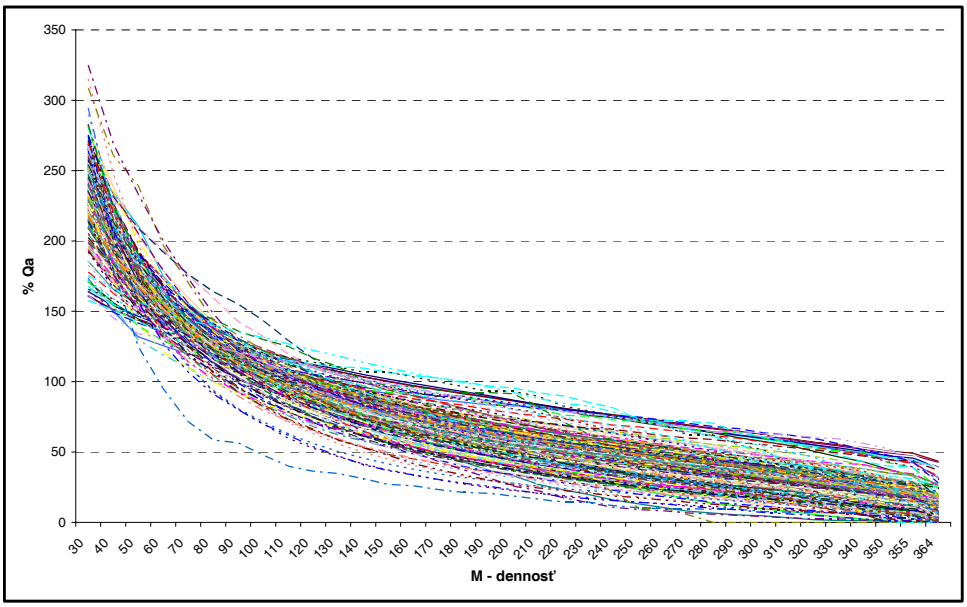
Režim M - denných prietokov na slovenských tokoch v období 1961 – 2000

Režim M - denných prietokov je rozpracovaný pre obdobie 1961 – 2000 vo vodomerných staniciach, v profiloch vyhodnocovania vodohospodárskej bilancie kvality aj kvantity tokov a významných profilov ako sú sútoky riek do viac ako 1500 profilov na Slovensku. Na obr. 8 je režim M - denných

prietokov na slovenských tokoch v období 1961 – 2000. Nové referenčné obdobie a spracovanie režimových charakteristík v tomto období má prispieť k zlepšeniu podkladových údajov pre vodohospodárske rozhodnutia a ku skvalitneniu návrhových veličín pre projekčné účely a ochranu vodných zdrojov.

Obr.8 M – denné prietoky na Slovenských tokoch v období 1961 – 2000

Fig. 7 M-day discharges on Slovak streams in the period 1961-2000



Literatúra

Demeterová, B., Škoda, P. (2004): Porovnanie vybraných M – denných prietokov v období 1961 – 2000 a 1931 – 1980 na území Slovenska, Meteorologický časopis, 7, 2004. S. 137-142.

Hydrologické charakteristiky slovenských tokov. SHMÚ Bratislava (1988).

Demeterová, B., Služby aplikovanej hydrológie pre vodné hospodárstvo a ochranu životného prostredia. (2000): In: Práce a štúdie 63. Bratislava: SHMÚ Bratislava.

Kupčo, M., Dlhodobé M - denné prietoky vo vodomerných staniciach a ich územná premenlivosť. (1982): Zborník prác SHMÚ 29/1, SHMÚ Bratislava.

Poórová, J., Škoda, P., Vplyv užívania vody na hydrologický režim (1997): Zborník prác SHMÚ 41, SHMÚ Bratislava,.

Škoda, P., Poórová, J., Demeterová, B., Podolinská, J.,(1996): Porovnanie prietokových radov za obdobie 1931-1980 a 1931-1995. Správa pre národný klimatický program. Projekt MŽP SR 340 - 20. SHMÚ, Bratislava .

Autori

Beata Demeterová, SHMÚ, Ďumbierska 26, 041 17 Košice, beata.demeterova@shmu.sk

Peter Škoda, SHMÚ, Jeséniova 17, 83315 Bratislava, peter.skoda@shmu.sk

Helena Šipikalová, SHMÚ, Zelená 5, 975 90 Banská Bystrica, helena.sipikalova@shmu.sk

Viera Gápelová, SHMÚ, Zelená 5, 975 90 Banská Bystrica, viera.gapelova@shmu.sk

Beáta Síčová, SHMÚ, Ďumbierska 26, 041 17 Košice, beata.sicova@shmu.sk

Soňa Liová, SHMÚ, Bôrická cesta 103, 011 13 Žilina, sona.liova@shmu.sk

Renáta Magulová, Jeséniova 17, 83315 Bratislava, renata.magulova@shmu.sk

EXTRÉMNÍ ZIMNÍ POVODNĚ V LETECH 1784, 1830,1845 A 1862 V POVODÍ LABE, SPOLEČNÉ RYSY A ODLIŠNOSTI

Libor Elleder

Příspěvek porovnává 4 nejvýznamnější povodňové události zimního typu v posledních 250 letech v povodí Labe. Jedná se o povodně po extrémně chladných a většinou i sněžných zimách, s extrémními ledovými jevy. Zároveň jsou to případy z ranně instrumentálního období hydrologie částečně již porovnatelné co do měřených teplot, srážek a vodních stavů. V těchto případech lze tedy věcněji poukázat na některé odlišnosti mezi jednotlivými případy.

Klíčová slova: historické povodně, ledové jevy

Úvod

Období relativního povodňového klidu, kterým bylo ve střední Evropě téměř celé 20. století, ukončily dvě katastrofální letní povodně 1997 a 2002. Mnoho, často i nevyřčených otázek pomohl průběh povodní zodpovědět, řadu dalších tyto povodně přinesly, nebo „oprášily". Jednou z nich je otázka kolísající četnosti velkých povodní a četnosti jiných meteorologických extrémů vůbec. Touto problematikou se zabývá druhý autorův příspěvek ve sborníku.

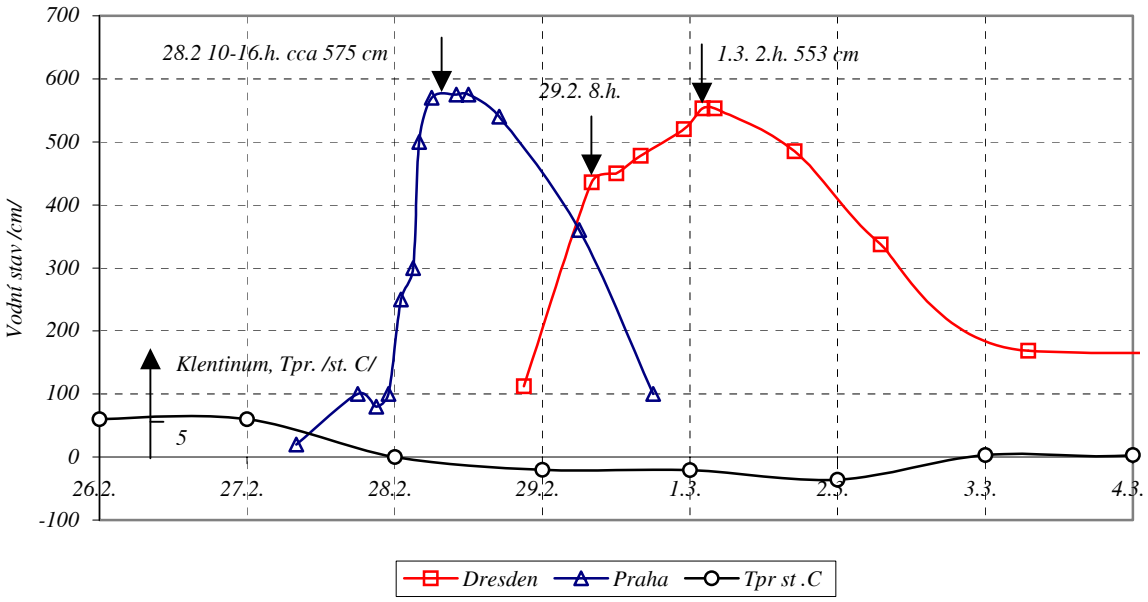
Objevily se však mnohem prozaičtější otázky „všedního hydrologického" dne. Týkají se např. interpretace vyčíslení historických povodňových případů. Povodeň v roce 2002 dosáhla mnohem výše, než kam dosahovaly jakékoliv měrné křivky, které byly v roce 2002 k dispozici. Jedním z pevných bodů, byly známé úrovně nejvyšších vodních stavů za povodní v letech 1784 a 1845. Současné vyhodnocené kulminace povodně roku 2002 nedosahují např. průtokově kulminaci z roku 1845, ačkoliv co do kulminačního stavu jsou povodně srovnatelné. Protože většina velkých povodňových případů spadá do období 1750 až 1900 je užitečné studovat tyto případy podrobněji. V tomto příspěvku jsou stručně porovnávány případy zimních povodní 1784, 1799, 1830 a 1845-příčiny, společné rysy a rozdíly, které vedly k odlišnému průběhu povodní.

Povodeň v únoru 1784

Souhrnně je povodeň hodnocena v článku Elleder, Munzar (2004). S pomocí jednotlivých dokumentárních zdrojů a měřených hodnot lze doložit velmi dlouhou, chladnou a na sníh bohatou zimu. Oteplení dne 23. března a zejména 26.2. (3 až 6 ^{o}C), provázené silným větrem a zejména vydatné srážky podle Kakose (1977) až 40 mm/24 hodin (Praha - Klementinum) byly příčinou dramatického průběhu povodně. Rychlé tání sněhu dokumentuje (pro Českobrodsko) nejlépe Vavákova zpráva (in Skopec, 1910):"sníh všecek do rána v vodu obrácen, ač ho dobře na loket (=60 cm) ztloušti bylo". Za těchto podmínek došlo v reakci k prudkým vzestupům hladin na horním povodí Vltavy, Otavy a Berounky 27. února. Podrobnější zprávy z horní Vltavy jsou z Českých Budějovic (Kovář, 2002, str .18), kde voda zaplavila podstatnou část náměstí. V Písku se uvádí nejvyšší dosažený stav 469 cm nad normál, (Hydrologická ročenka 1895). Povodeň je doložena i na Sázavě.

Zprávy o rozvodnění jsou i z horní Mže (Tachov) a řady míst v povodí Berounky, Krolmus (1845). st a Dynamiku nástupu povodně s ledovým krami ilustruje zpráva z Plzně:" obyvatelé, vzdálení 100 kroků od hradeb, nestačili dostihnout městskou bránu". Hladina v Berouně začala podobně překvapivě jako v Plzni stoupat po půlnoci 27.2. (Ninger,1872) s kulminací kolem 10. hodiny následujícího dne dopoledne (28. 2.), kdy bylo zaplaveno celé náměstí. Odhad kulminačního průtoku dosažený 28. 3. v 15. hodin činí 2300 $m^3.s^{-1}$. Výsledný stav představoval „7 loket a 3 coule", tedy 428 cm nad „obyčejnou hladinu", Elleder (2004). V Praze došlo rozrušení ledové celiny ráno 27. kolem 8. hodiny a klidnému odchodu ledu „do pozdní noci". Podle Schallera (1784) začala stoupat hladina znovu od 23. hodiny a rychlostí „1/2 lokte za hodinu", tedy 30 cm/hodinu až do poledne 28.

února. Plynulý vzestup po dobu nejméně 12 hodin (při udané rychlosti zdvih bezmála o 4 m) lze těžko považovat pouze za důsledek ledové dřenice. Kulminace na úrovni 575 cm byla dosažena 10 až 16. hodinou, tedy jen velmi krátce po kulminaci v Berouně. Pokus o rekonstrukci průběhu v Praze převzatý z Elleder, Munzar (2004) se vztahuje k profilu U Křížovníků - obr.1. Průběh v Drážďanech (jakož i další průběhy) zde uvedené, jsou vztaženy k historickému vodočtu na Augustbrücke a to s původní nulou vodočtu –dnešní je o 3 m níže.



Obr. 1 Průběh povodně v Praze (Křížovníci)-Elleder, Munzar (2004) a Drážďanech (původní vodočet)-Börngen, M. , Tetzlaff, G., ed., (2000)

Jak bylo ukázáno i v Elleder (2004) významná povodeň byla také na horním Labi mezi Mělníkem a Kolínem nad Labem. Relativním srovnáním výše hladiny z roku 1845 (3 střevíce scházely=90 cm) s povodní 1784 Cidliny(Smidary) potvrzuje Krolmus (1845), s. 166, rozvodnění pravostranných přítoků Labe. Podobně nepřímo dokládá Dlask rozvodnění Jizery. Přesvědčivě je doložené rozvodnění i levostranných přítoků Labe v této oblasti- Výrovka, Šembera- (Vavák). Za zmínku však stojí i pravděpodobná absence povodně ve východní části povodí (Orlické hory).

Velmi strmý vrchol vltavské povodně s největší pravděpodobností „předběhl“ labskou povodeň. Také proto vysoká, ale „štíhlá“ povodňová vlna (obr. 1 a 5) v mělnické oblasti výrazně ztratila na kulminačního stavu i průtoku (nestalo se v roce 1845), což výmluvně dokládají povodňové značky v Mělníce i Dolních Beřkovicích. Pod Mělníkem byla však znovu posílena Ohří i dalšími drobnějšími přítoky. O rozvodnění Ohře (27. –28.2) svědčí zprávy z obcí Radonice a Pátek na Lounsku (Munzar, 1997) a Brozan, Krolmus (1845), str. 88. Výška hladiny dosažané 29.2. v Děčíně odpovídá 8,93 m, Brázdil (2005). Podle historické měrné křivky odpovídal (Richter, 1892) tento stav cca 4800 $m^3.s^{-1}$, podle její revize v roce 2005 přibližně 4000 $m^3.s^{-1}$. V Drážďanech (1.3.), uvádí Fügner (2002) 5200 $m^3.s^{-1}$. Kulminace v Magdeburku proběhla 7. března při stavu 534 cm.

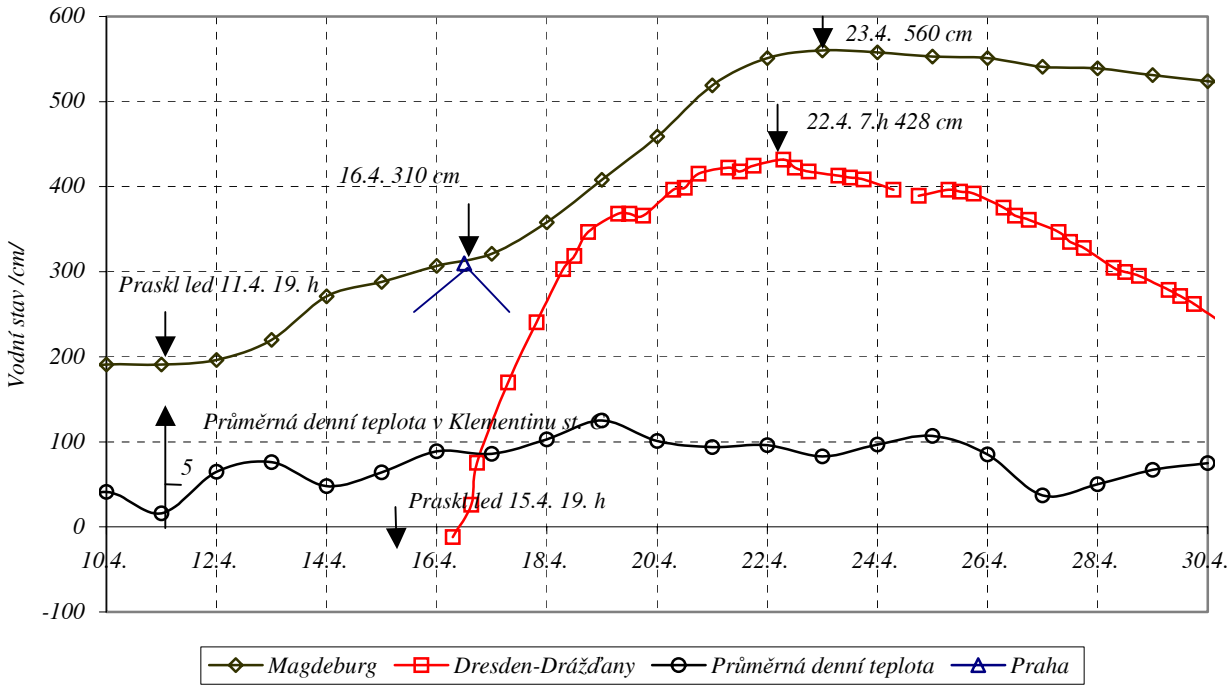
Velmi příznivou roli sehrálo ochlazení (obr.1) 28.2.-1.3. a transformace povodňové vlny na soutoku s Labem.

Povodeň v dubnu 1785

Předcházela ji velmi dlouhá a sněžná zima. Podobně jako roku 1845 byl velmi chladný březen, který porovnává s případem roku 1845 Kakos (1995), s.28-29. Led dosáhl dostatečné tloušťky i pro „dostihy na ledě“ na rychle tekoucí Jizeře. Svědčí o tom zpráva kronikáře Dlaska z Velikonoc:“ Pan

hrabě Defura maloskalský přijel k nám na dvůr proto, aby s ním otec jel po ledě do Turnova do kostela a který zůstane pozadu, že jedno vědro vína zaplatí...“. Vavákova kronika z Poděbradska uvádí:“5. dubna jakož i 7. a 8. téhož celé ty dni hojně opět (sníh) padal, že zase všecky cesty a struhy pracně od lidí vyházené zapadaly a zamýtily se se, až nic znáti nebylo. A tu již v rovinách bylo sněhu na 1a 1/2 lokte, v dolinách pak takové závěje, neb zámětě byly, že snadno 12, 15 i 20 loket výšky vystoupily“. Sníh tedy alespoň na Poděbradsku dosáhl výšky přinejmenším 90 cm (stejný údaj udává kronikář Ulrich z Benešovska in HKD) závěje ve sníženinách byly tedy 7-10 m hluboké! Stejný autor uvádí výstižně i počátek povodně: „13. pouštět začalo, 16… kvaltem již voda běžíc nejen struhy naplnila, ale i po polích, lukách a všudy vesměs šla. Pod zdejší obec Milčice tolik ji přišlo, že jsme nikdy, ani loňského roku tolik ji neviděli…17. dubna malý mráz byl, voda drobet zapadla nato udělal se čas, že okolo 9 hodin zas voda velmi běžela…“. Podle klementinských záznamů začalo pozvolné oteplování 7. až 8. dubna, 9. dubna se odtrhl ledna Vltavě, výrazněji se oteplilo(na 6,8 ^{o}C) 10. dubna a 12. dubna (11 ^{o}C). V průběhu povodně 16. dubna dosáhly teploty v maximech 13 ^{o}C a později 19. dubna téměř 18 ^{o} C. Síla větru byla nejvyšší 11. dubna, kdy dosáhla 7 stupeň (mírný vichr). Později však nepřekročila stupeň 4. (mírný vítr) Pozoruhodná je chybějící zmínka o dešťových srážkách (které např. Vavák obvykle zmiňuje).

Podle relativního porovnání s povodní 1784 dosáhla hladina v Praze 16. dubna o cca 2,4 m (2 sáhy a 2 stopy) níže než roku 1784. V oblasti Mělníka podle kroniky z Ouholic: „Toho dne ráno počal se led u Ouholic lámati, ustoupil z Mělníku. Dne 16. dubna hnul se led u mílovského mostu a 17. dubna vystoupla povodeň a zátopa tak velká, jaké nebylo pamětníka, trvala 10 dní“. V Drážďanech lze podle změřené kulminace až ráno 21. dubna (4 dny po Mělníku!) odhadovat průtok jen na 2500-3000 m^{3}.s^{-1}. Objem této povodně podle měření vodních stavů v Drážďanech zjevně překonal předchozí případ z roku 1784. Mnohem nepříznivější průběh měla tato povodeň v povodí Odry(překonán případ z rok 1736), Muldy a Labe pod soutokem se Sálou v Magdeburku. V Magdeburku dosáhla hladina 23. dubna úrovně 560 cm což byl nadlouho nepřekonaný rekord.

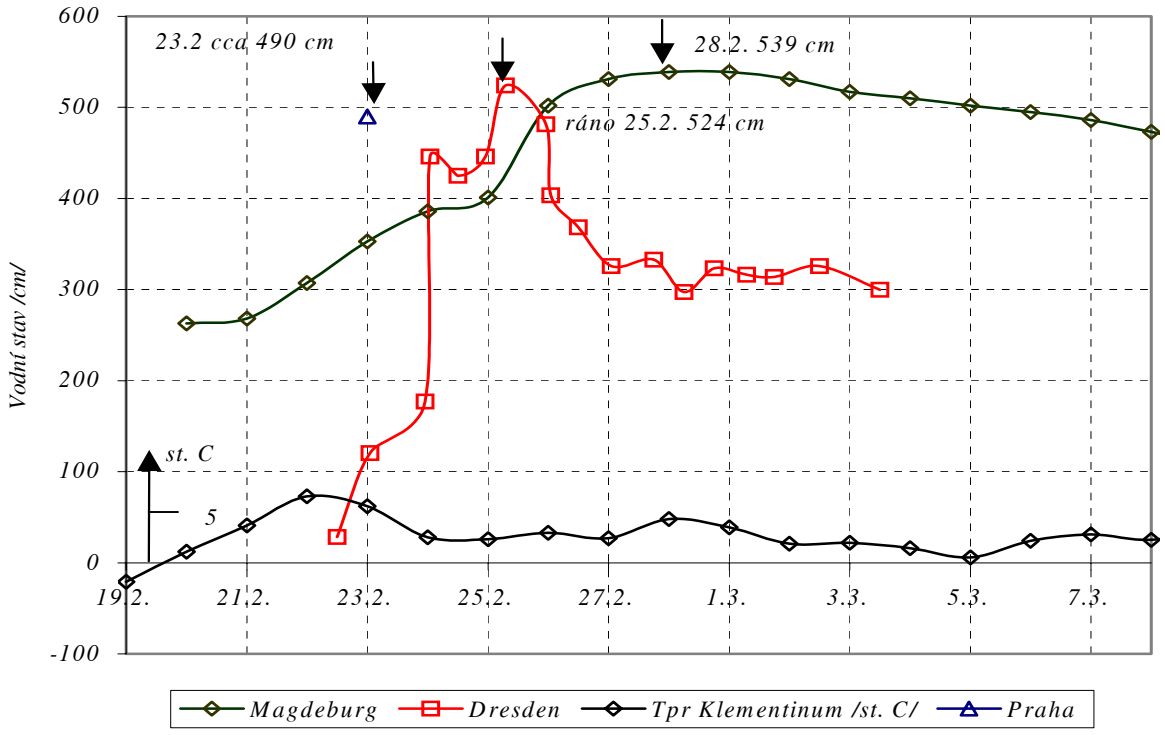


Obr. 2 Průběh povodně roku 1785 v Drážďanech Börngen, M. , Tetzlaff, G., ed., (2000) a Magdeburku - Archiv ČHMÚ

Povodeň v únoru 1799

Podrobněji je tato povodeň zpracována Deutschem (2000), zatím však jen pro německé území. Do 20. února panovaly v Evropě i u nás kruté mrazy, následkem čehož řeky silně promrzly- místy „až na dno“ (Katzerowsky in HKD). Silné mrazy dokládají i klementinská pozorování. Předběžné kolísání teplot bylo příčinou pro vznik velkých ledových bariér ještě před vlastní povodní. Průběh oblevy líčí podrobněji milčický rychtář Vavák : „ 19. větší mráz …celý den sníh padal…dne 20. ve středu začalo nadobro odlevovat…nato (22.2.) odpoledne pršelo a již vody začaly téci…“. Povodeň je doložená na všech tocích povodí Labe. V Berouně byla podle značky hladina o 90 cm níže než v roce 1784 , takže můžeme odhadovat průtok na cca 1700 $m^3.s^{-1}$. 21. února v 10. h ráno vybřežila Vltava nad Prahou (Nyplová, 1969) a 22. února, asi ve 2. hod. , led na Vltavě za (nad) Prahou se dal do pohybu“ (Pötzsch in Kynčil, 1982). V této oblasti vzhledem k mohutným ledovým bariérám vystoupila voda nad Štěchovicemi o 3 lokte (=180 cm) výše než roku 1784.Podle různých zpráv voda v Praze dosáhla přibližně úrovně odpovídající 485 až 495 cm, Brázdil (2005). Bylo by možno předpokládat, že průtok za kulminace dosáhl tedy cca 3800 $m^3.s^{-1}$. Významnější povodeň na horním Labi dokládá kronika obce Břehy u Pardubic (http://www.kpp.iipardubice.cz) a také zprávy milčického rychtáře Vaváka. Ten informuje o velkém rozvodnění Výrovky (největší od r. 1692 jak uvádí). Obzvlášť velká povodeň nastala na Ohři v Kadani, kde hladina překonala největší známou dřívější povodeň roku 1682 (570 cm). Rozrušení ledu u Litoměřic nastalo 23. února v poledne a kulminace 24. února na úrovni jen 30 cm nižší než roku 1784.

V Děčíně na zámecké skále byl dosažen stav 810 cm, Brázdil (2005). Rozrušení ledu na hranici se Saskem nastalo 23. února kolem 9. hodiny a v Drážďanech (podle pranostik přesně na sv. Matěje) došlo k ledolamu 24. února v 1. hodinu. Na míšeňském vodočtu dosáhla ledem vzdutá voda (24.) výšky 786 cm (tedy o 80 cm více než roku 1784) a na druhý den po uvolnění ledu 644 cm (25.). Průtokově se řadí tato povodeň v Drážďanech na 7. místo s odhadem průtoku 4400 $m^3.s^{-1}$, Fügner (2002). Průběh v Drážďanech převzatý z Deutsche (2000) vcelku připomíná průběh roku 1784-obr.7. Významnější byla povodeň pod řekou Sálou, v Halle (Salle). Zde byl dosažen historicky druhý nejvyšší vodní stav, Deutsch M. (2000). Kulminace v Magdeburku byla dosažena 28. února při stavu 539 cm.

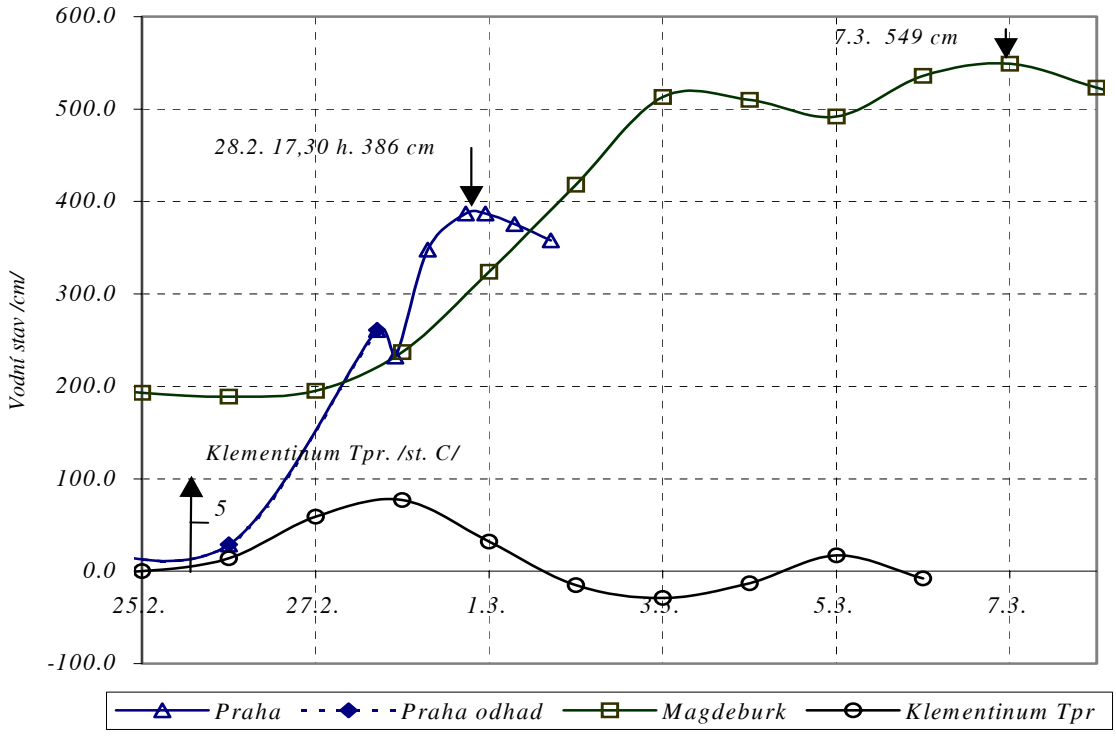


Obr.3 Průběh povodně 1799 v Drážďanech- Deutsch (2000) a Magdeburku, Archiv ČHMÚ

Povodeň 1830

Povodni předcházela zima, která je považována za jednu z nejchladnějších od počátku měření teploty v Praze-Klementinu, detailně o ní Kakos, Munzar 2000. Tloušťka ledu překračovala místy 1 m a v Praze dosáhla téměř 80 cm. Prvý sníh (přechodně) napadl podle kronikáře Dlaska na Táborsko dokonce již 28.9. Trvalejší sněhová pokrývka držela však již od 2. listopadu a po prosincovém sněžení dle Dlaska „silnice byly zavátý na kolik loket (pravděpodobně pražských loktů=59 cm) vejšky“ (Podkrkonoší- Turnovsko). Jednalo se jistě o závěje, přesto byla celková sněhová vrstva jistě značná. V pražském Klementinu činí srážkový úhrn od druhé dekády listopadu (počátek záporných teplot) do konce prosince cca 50 mm, lze předpokládat, že i v Praze leželo kolem 50 cm sněhu. Zasloužilo se o to především vánoční období mezi 20 až 29.12 1829, kdy kronikář Dlask zmiňuje před Štědrým dnem „silnou metelici“ (Klementinum 21.12-7,5 mm). 29.12 je v Klementinu zaznamenán denní úhrn srážek 16,5 mm a v poznámkách k měření, Hlaváč(1977) se uvádí k 21. hodině tohoto dne (již) 2 stopy (60 cm) sněhu. Konečně v Rumburku podle klementinských poznámek se uvádí 20. ledna výška sněhu 2 stopy a 1,5 palce, tedy opět přes 60 cm. Na konci 1. dekády přišla asi 3 denní obleva (v maximech až 6 ^{o}C) provázená deštěm (uváděn Frýdlant), Hlaváč (1977), která ještě před povodní změnila kvalitu a výšku sněhové vrstvy.

Začátek povodně popisuje kronikář V. J. Mašek z jižního Plzeňska (in Urban, 1999) : „ …23 února začal sněch z polí scházet 24-25-26ho jest bylo silné teplo a 27ho ještě k tomu prželo a s toho jest povstala taková silná voda, že jest hned dne 24ho tekla silně v Lukavic“. V Českém Krumlově poukazuje značka z 1. března na významnou povodeň (o 2 stopy=60 cm vyšší než roku 1784). Doklady o povodni jsou i z Povodí Otavy. Z povodí dolní Berounky je zpráva zachycená farářem Holcem (www.kronika-obce.wz.cz) :“ … nastaly dlouhotrvající deště, jimž následovala velká voda. Berounka se rozvodnila již 26.2 1830 ráno, zatopila Zbraslav, utvořila veliké jezero, ježto led se nechtěl hnouti. Teprve druhý den večer o 5. hod. led povolil a voda se hnala směrem ku Praze“. V Praze dosáhl průtok za kulminace 27. února pravděpodobně jen 2800 $m^3.s^{-1}$, Novotný (1959). Značka povodně bývala ve Smíchovské Botanické zahradě cca 1,5 m pod značkou z roku 1784.



Obr.4 Průběh povodně 1830 v Praze (pozorování v Klementinu-Hlaváč(1977) a Magdeburku, Archiv ČHMÚ

Zda bylo rozvodněné i Labe nad Mělníkem není známo. Že však povodeň v tomto termínu nebyla na Jizeře dokládá kronikář Dlask:“ 19. března (o 2 dekády později) zde na Jizeře řece teprva ledy se spustily…“. Nepochybně významná je v tomto termínu (27.2.) povodeň na Ohři (Žatec, Postoloprty), (Havránek in Kotyza (1995) , která se patrně promítla i ve větším významu povodně pod Ohří. V Litoměřicích 28. února byl totiž dosažen stav jen o půl lokte (=30 cm) nižší než roku 1799 (Kronika Litoměřického děkanství in Kotyza et al.,1995). Konečně v Děčíně byl dosažen stav 790 cm, Brázdil (2005). Poblíž Drážďan kulminovala povodeň 2. března, a na vodočtu v Pilnitz a převýšila dosaženou úroveň z r. 1799. Kulminace v Magdeburku 7.3. při stavu 549 cm neznamenala konec povodní, další významná povodeň následovala ještě v 2. dekádě března a dubnu. To souhlasí s Krolmusem (1845), který uvádí 3 značky (dochovala se jedna) této povodně na zámecké skále v Děčíně. Je to v souhlase i s výše uvedenou zprávou o rozvodnění Jizery 18. až 19. března, potvrzenou i Mizerou (1930) v dějinách Semil:“ Dne 18. března pluly Jizerou kry největší, takže řeka vylila se z břehů a zatopila celá Bělidla. V Železném Brodě strhla most. Zátopa přišla v noci, čímž poplach byl ještě děsnější“. Tato druhá vlna zasáhla zřejmě i Ohři- jsou totiž zmíněny velké škody (povodeň s ledem) v Budyni a Libochovicích koncem března (www.libochovice.cz). Objem po sobě jdoucích vln koncem února a v březnu je zčásti vyjádřen i průměrným průtokem v únoru a březnu 1830, Novotný (1961), který činil 148, resp. 506 $m^3.s^{-1}$ (pro srovnání v březnu a dubnu 1845 činil 235, resp. 519 $m^3.s^{-1}$).

Povodeň v březnu 1845

Povodeň, která se zasáhla větší část povodí Labe a byla podrobněji (zejména z meteorologického *hlediska*) rozebírána ve sborníku odborného semináře v roce 1995, (Kakos, 1995).

Zima 1844/45 je obecně považována za chladnou, Kakos (1995) však upozorňuje, že začátek zimy byl mírný (prosinec a vcelku i leden). Dokládají to také paměti kronikáře Dlaska (Turnovsko):“ slunce na velký sněhy svítilo až do večera a tak ten sních, co napadl 27. ledna první, na hromice 2. února roztál…“. Rozhodující sněhová vrstva napadla až v únoru a březnu: “ kromě neděle Smrtelný a Květný ustavičně sníh padal až do soboty Bílé, do 22. března, však pašijový dni jen do 9. hodin ráno… tak potom mnoho sněhu napadlo, že nemohly žádný ject, ani císařský vozy. Musely státi, až proházeli (sníh)“. Vrstva sněhu dosáhla dle Krolmuse (1845) před povodní místy jednoho sáhu (1,8 m), extrémní množství sněhu bylo podle něj na Loketsku, Krušnohoří a Krkonoších. Kakos (1995) uvádí 127 mm úhrn srážek vesměs ve formě sněhu pr pražské Klemntinum. Tloušťka ledu v Praze dle dobových měření dosáhla až 60 cm (Kakos, 1995). Obleva 26. března (podrobně Kakos,1995), byla provázená bouřlivým větrem, přechodem sněžení do formy deště, též dle popisu z Berounska (Ninger , 1872) a to dokonce delšího trvání (kronika Sadské). K uvolnění ledu došlo již místy téhož dne (Litávka), většinou však (na Vltavě a Labi) dopoledne 27. února, jak např. dokumentuje V. Krolmus v Praze: „Led s velkým rachotem se obyčejně rozpukal a rozlámal, dne 27. března o 1/2šesté hodině pod Vyšehradem šťastně se zdvihnul“.

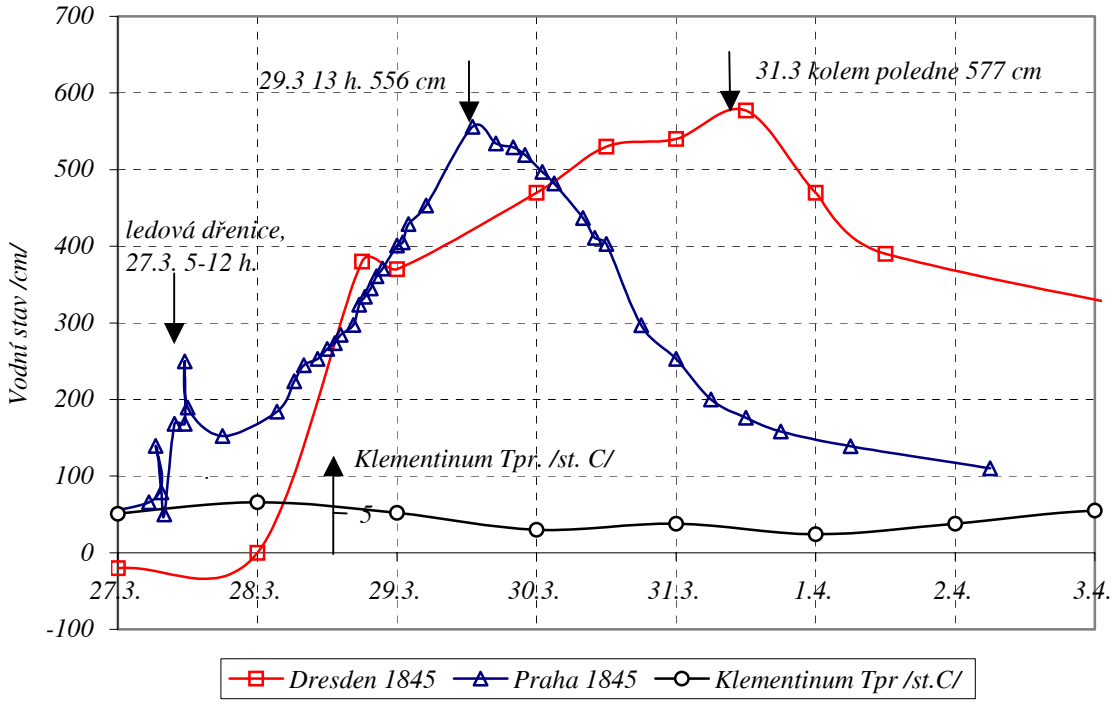
Povodeň je doložena na horní Vltavě, Otavě i Lužnici. Podle značky povodně ve Voznici (km 145, nad Kamýkem) můžeme odhadovat odtok z úseku Vltavy nad Sázavou na 2600 $m^3.s^{-1}$. Podobně dle značek ve Havlíčkově *Brodě*, Zruči , Černých Budách a Choceradech lze odhadovat kulminační průtok dolní Sázavy na cca 800 $m^3.s^{-1}$. Berounka v Berouně vystoupila v noci 28. a z koryta se vylila v ranních hodinách (29. kolem 5.30), kulminovala v 11. hodin při 1800 $m^3.s^{-1}$. Udivuje tak jako v roce 1784 synchronní průběh kulminace v Praze a Berouně, kde kulminace proběhla kolem 14. hodiny odpoledne. Dříve uváděný průběh povodně podle Novotný (1961), Kakos (1995) vychází z klementinské ročenky 1845 a je patrně posunutý o 12 h vzad. Navíc tento průběh není zřejmě oficielním měřením, ale měřením nezávislým. Klementinská ročenka totiž pro tento rok uvádí, že naše (klementinská) nula je posunuta o 11 vídeňských palců proti staroměstskému vodočtu dolů (28,6 cm). Navíc byly pro přepočet použity zřejmě české a ne správně vídeňké palce. Zde vycházíme z oficielního průběhu, který uvádí Krolmus (1845) a který také potvrzuje dobový tisk.

Konkrétní zprávu o povodni v povodí Labe nad Mělníkem uvádí Šmilauerová (2001) pro Poděbrady až k 31. březnu: „při nečekaném a rychlém vzestupu Labe dosáhlo 6 loktů nad normál“. Z přítoků horního Labe je explicitně jmenována silná povodeň na Doubravě, Kouřimce, Bečvárce, Javorce a Cidlině. Příspěvek Jizery není zcela jasný, neboť v tomto termínu je zmínka jen o silném

rozvodnění jejích *přítoků* (zátopa až po okna domů) Popelky a Olešky 1. dubna „ západním větrem prudkým přišel veliký déšť“. To potvrzuje i průběh dešťových srážek, které v pohraničí předpokládal Kakos (1995). Ve skutečnosti se realizovaly zřejmě v oblasti Kozákova a Zvičiny. Na druhou stranu pojizerský kronikář a pamětník události J. Dlask tvrdí, že „Jizera (nad Turnovem) byla toho roku sticha až se led sám rozpustil“. Labe následkem rozvodněných přítoků zjevně z nižších a středních poloh kulminovalo v Brandýse při dosažení průtoku (podle dřívější povodňové značky) 1600 $m^3.s^{-1,}$ (databanka ČHMÚ). V prvé dekádě dubna se rozvodnila ještě jednou Jizera, a to po protržení rybníků na jejím přítoku Klenici, Krolmus (1845).

Od Mělníka představuje hladina povodně 1845 dosud nepřekonaný rekord zimní povodně, což lze přičítat i většímu objemu povodňové při srovnání s případy z let 1784 a 1799. Rozvodnění Ohře nebylo, jak naznačuje Krolmus(1845), tak významné jako Labe, Vltavy a v neposlední řadě i silně rozvodněné Ploučnice (např. česká Lípa).

V půlnoci z 30. 3. na 31.3. proběhla kulminace při stavu 1039 cm a průtoku dříve cca 5600 $m^3.s^{-1,}$ po současném přehodnocení historických povodní v Děčíně cca 4800 $m^3.s^{-1}$. V Drážďanech kulminovalo Labe 30. 3 při obdobném průtoku.



Obr. 5 Průběh povodně 1845 v Praze –Krolmus (1845) a Drážďanech

Srovnání vybraných případů

Společným rysem jmenovaných povodňových případů jsou neobyčejně chladné zimy a pokud poněkud pomineme nejistý případ z roku 1799 také bohaté na sníh. Dobou výskytu spadají prvé tři povodně do „řádného“ termínu na konci února (20-28.2.), který vcelku koresponduje s dlouholetou zkušeností vyjádřenou pranostikou „… Matěj ledy láme…“ (24.2.). V tomto ohledu jsou odlišné pozdní povodně 1845 a 1785, které proběhly až na konci března, resp. v polovině dubna. V případě let 1784, 1785 a 1845 předcházelo období nízkých stavů, které nebylo přerušované oblevami (povodí Labe po Děčín), naproti tomu v případě roku 1830 a 1799 se vyskytl minimálně jeden předběžný vzestup hladin. I v roce 1845 došlo k oblevám, ovšem prakticky bez vzestupu hladin a jak uvádí Kakos (1995) došlo pouze k snížení tloušťky ledu (v Praze).

Pokud se jedná o ledové jevy ve všech případech tloušťka ledu přesahovala před povodní 60 cm a někdy dosahovala i 90 cm. Extrémním případem byl jistě rok 1784. Nicméně i přes nižší průtok byl překonán alespoň lokálně (Hradištko, Stěchovice,Zbraslav, Míšeň) povodní v roce 1799. Právě tento průběh poukazuje na nebezpečí předchozích oblev, které právě roku 1799 připravily předběžné bariéry. K podobné situaci došlo na Rýně a Mohanu za povodně roku 1784 (Heidelberk 12 metrové bariéry).

Dešťové srážky jako bezpodmínečná příčina těchto povodní jsou doložena ve všech případech s výjimkou roku 1785. Extrémní je případ r. 1784 zachycený měřením v Klementinu (40 mm), v ostatních případech vycházíme jen z kronikářských dokladů neboť klementinské měření (nedostupná zatím v roce 1799), nepotvrzují mimořádné, ale spíše trvalejší srážky r. 1830 a 1845 (cca 5 mm/24 h).

Vítr (viz tab. 1) jako rizikový a zhoršující faktor provází všechny vybrané povodňové případy. Nejsilnější (jihozápadní až západní vítr) byl zaznamenán v roce 1845, kdy po tři dny trvalo větrné a teplé počasí (27.-29.3.) a rychlost větru dosáhla až stupně 8.-vichřice podle Beufortovy stupnice, Kakos (1995). V ostatních případech dosahoval během oblevy západní až jihozápadní vítr stupně 5 až 6 (1784,1799). Roku 1830 byla rychlost větru nejvyšší před oblevou 22. až 23. února a během povodně dosahovala v Klementinu jen stupně 3.

Zásoby sněhu (viz tab. 1.) byly nejmenší podle kronikářských zpráv alespoň u nás roku 1799, velká zásoba sněhu >60 cm je dokumentovaná roku 1784. Rekordními případy byly zřejmě roky 1785 a 1845, kde metrová vrstva sněhu nebyla zvláštností. Dominantní byl však patrně případ roku 1785.

Dalším momentem je pokles teplot v průběhu povodně provázející víceméně všechny zde jmenované případy ukončení oblevy, ovšem kromě roku 1799 (slabě) a 1785(vůbec) - obr. 2 a 3 . toto ochlazení bylo jednou z příčin, relativně příznivějšího vývoje povodně v roce 1784 pod Mělníkem. Méně výrazné ochlazení než roku 1784 nastalo r. 1830 a r. 1845-což se projevilo ve větším objemu povodní, obr.4 a 5. Ve všech případech hrály podstatnou či stěžejní úlohu nižší a zejména střední polohy s bohatou sněhovou zásobou.

Různé kombinace jmenovaných jevů a okolností vedly k odlišnostem v průběhy povodní zejména na dolní Vltavě v Praze i pod Mělníkem. Na jedné straně stojí extrémně strmý nárůst vodních stavů a krátké trvání povodně roku 1784, vyvolaný neobyčejnými dešťovými srážkami a na druhé straně táhlý nástup v roce 1785 a zčásti 1830 a 1845 obr, 6,7. Pod soutokem s Vltavou došlo patrně k významné transformaci relativně „špičaté“ povodňové vlny(1784), poklesu kulminace a opětnému vzrůstu kulminačního průtoku dotací dalšími přítoky. Ještě v Drážďanech je objem znatelně menší proti r. 1845. Komplikovaný průběh vzhledem k ledovým jevům dokládá hydrogram z Drážďan (dramatický noční vzestup hladin) překonávající i rok 1784, obr 3,7. Ten zároveň ukazuje tvarovou podobnost hydrogramů povodní 1784 a 1799. Tyto odlišnosti se promítly i d postupových dob mezi Prahou a Drážďany, které v případě r. 1784 a 1799 dosáhly 30 až 40 h, r. 1830 a 1845 až 50 h a r. 1785 zřejmě vlivem vleklé povodně v povodí horního Labe až 120 h

Je vcelku důležité se zmínit i o územním rozsahu těchto případů. V roce 1784 dosáhla povodeň evropského měřítka, podrobněji též Munzar, Elleder, Deutsch (2005). Současně totiž probíhaly významné povodně v povodí Seiny, Maasu, Rýna, Wesery, Dunaje, Labe a zčásti ještě i Odry. To je územní rozsah, který najednou nedosáhla žádná z významných zatím dokumentovaných povodní. Přitom v povodí Rýna a v podstatné části povodí Mohanu nebyly rekordní výšky této povodně dosud překonány, v Praze byla úroveň roku 1784 překonána až rokem 2002. Mezi rekordní byly řazeny alespoň ve své době dosažené kulminace v povodí Maasu a Mosely. Roku 1799 byly koncem ledna zasaženy západoevropská povodí Loiry, Seiny, Maasu, Rhony, Maasu a Rýna. Koncem února byla však zasažena pouze povodí Labe, Mohanu, Dunaje a částečně i Odry. Roku 1830 zasáhly povodně začátkem února Rhonu a Rýn, později bylo koncem února výrazněji zasaženo povodí Wesery a vlastně analogicky jako roku 1799 i Labe a západní část povodí Odry a v podstatné míře však povodí Dunaje (významně postižena byla Vídeň). Rok 1845 se co do územního rozšíření nelišil příliš od let 1799, 1785 1830, přičemž nejvýznamněji se projevila povodeň v povodí Labe pod soutokem s Vltavou. Od Mělníka dosažená výška soupeří s výškou roku 2002, (v Děčíně je vyšší).

Srovnání těchto zimních případů povodní s letní povodní 2002 má jistě svá omezení. Přesto alespoň v krátkosti můžeme upozornit na skutečnost, že pokud jde o vodní stav nebyla srpnová povodeň překonána žádným z těchto případů. Konkuruje ji pouze případ 1845 a to v oblasti Děčína

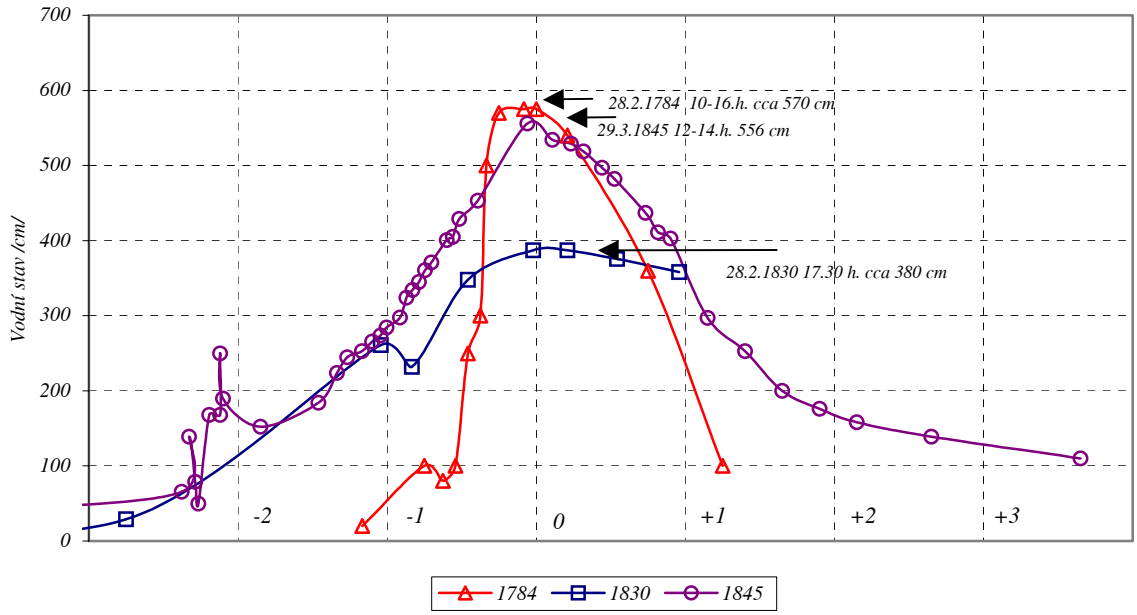
Hřenska, což lze možná přičíst značnému příspěvku Ploučnice roku 1845, na saské straně Labe jsou vodní stavy stejné nebo dominuje případ 2002 (Drážďany). V Praze zůstává zatím ne zcela uspokojivě vysvětlen případ Karlína, kde hladina proti případům 1784 a 1845 vystoupila o cca 2,5 m výše. Příčinu lze vidět v nepříznivém vývoji území v 19. a 20. století a snad i v přeložení koryta Vltavy po r. 1926.

Tab.1 Vybrané hydrologické a meteorologické prvky během povodně

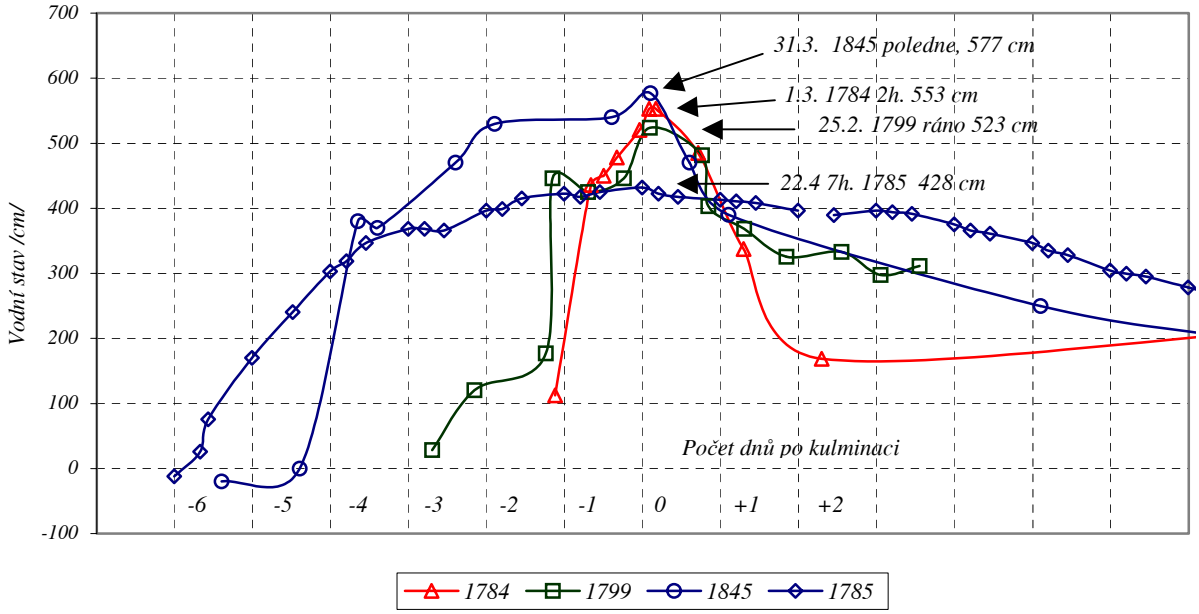
	1784	**1785**	**1799**	**1830**	**1845**
Zámrz, Vltava	*60-90 cm*	*Pravd. >1m*	*90 cm*	*cca 60 cm*	*až 66 cm*
Měřené srážky Klementinum v období mrazů, Klementinum				*cca 50-60 mm*	*cca 120 mm*
Sníh podle dokumentárních zdrojů	*60 cm a více v celém Polabí, Českolipsko 1,5m. Šumava značné množství*	*90 cm a více shodně na mnoha místech. Částečně ještě čerstvý sníh 7. a 8.4.*	*J. Hradec 90 cm. Nymbursko, bez udání množství*	*Turnovsko mnoho loket (=59 cm* X), Železné Hory domy „zafoukány“ po střechy, Praha, Frýdlant cca 60 cm*	*1,8 m na mnoha místech. Extrémní množství v Krušných horách*
Maximální srážka za 24 h během povodně Klementinum	*40 mm*	*?*	*?*	*<5 mm*	*<5 mm*
Srážky podle dokumentárních zdrojů	*Silný déšť 26.-27.2, Nymbursko*	*Nejsou doloženy*	*Poděbradsko 22.2. odpoledne*	*Trvající deště, jižní Plzeňsko a Berounsko, 27.2.*	*Dlouhotrvající déšť, Kolínsko. Sníh přecházející do deště Berounsko 26.2.*
Rychlost větru během povodně, / Beufortova stupnice/ Klementinum	*5-6*	*1-4*	*5-6*	*2-3*	*5-8*

Tab.2 Doběhové doby povodní mezi Prahou a Drážďany

	1784	1785	1799	1830	1845
Praha	*28.2. 10 –16 h*	*16.4.*	*23.2. ? večer*	*28.2. 17:30 h*	*29.3. 14. h*
Drážďany	*28.2. 21. h*	*21.4. ráno*	*25.2.ráno*	*2.3. večer?*	*31.3. 10 h*
Doběhová doba	*36-40 h*	*cca 120 h*	*30-40 h*	*40-50 h*	*44 h*



Obr. 6 Porovnání průběhů povodní 1784,1830 a 1845 v Praze



Obr.7Porovnání povodní 1784,1785,1799 a 1845 v Drážďanech

Závěr

V příspěvku byl proveden pokus o srovnání velkých zimních povodní s extrémními parametry v povodí Labe. Bylo k tomu dílem vyhledat, dílem rekonstruovat, dílem opravit průběhy významných povodní z ranně instrumentálního období meteorologie a hydrologie. Je možné říct, že tento úkol byt ve většině splněn. Je tak možné posuzovat největší povodňové případy v posledních cca 300 letech. Pokud jde o srovnání samotné, můžeme při uvažování o dynamice povodně poukázat na vydatné dešťové srážky, které byly jistě hlavním momentem v roce 1784. Také ledové bariéry vedly často

k rapidnímu a nepředvídatelnému nárůstu vodního stavu jako roku 1799. Naopak ukázku zřejmě v největší míře sněhové povodně s velmi mírným nástupem a enormním objemem přinesl duben 1785. Povodeň 1845 je zejména pro Drážďany kombinací obou zmíněných typů. Pokles kulminačního stavu v roce 1784, který jednoznačně potvrzují značky v oblasti Mělníku lze dobře vysvětlit za pomocí rekonstruovaného průběhu povodně v Praze.

Srovnání těchto 5 případů povodní umožňuje zatím částečně vysvětlit chování říčního systému Vltavy a Labe v extrémních situacích. Ukazuje se také, že bez analýzy těchto historických případů je nesnadné a možná nemožné dostatečně vysvětlit některé jevy, které provázely i povodeň 2002.

Cílem příspěvku bylo proto i poukázat na potenciál dat z ranně instrumentálního období před 150 až 250 lety a možnosti jeho využití.

Literatura:

Brázdil R. , Dobrovolný P., Elleder L., Kakos V. , Kotyza O. , Květoň V., Macková J., Štekl V., Tolasz R. Valášek H. (2005) : Historické a současné povodně v České republice, Masarykova Univerzita v Brně a Český hydrometeorologický ústav v Praze, Brno a Praha, 2004 (rukopis)

BarriendosM. Llasat, C. M. (2003): Flood events in historical time : How to analyze all physic and human factors involved from documentary sources? in: Proceedings of 2nd international conference of the European society for enviromental history Prague 2003, Dealing with diversity, s. 12-15

Börngen, M. – Tetzlaff, G., ed., 2000. Curt Weikinn Quellentexte zur Witterungeschichte Europas von der Zeitwende bis zum Jahr 1850, Bd I./5. Berlin/ Stuttgart: Gebrüder Borntraeger.

Deutsch M. (2000): Zum Hochwasser der Elbe und Saale Ende Februar/ Anfang März 1799 in: Deutsch M., Portge K., H., Teltscher H.: Beiträge zum Hochwasser/Hochwasserschutz in Vergangenheit und gegenwart, Institut fuer Geographie Padagogische Hochschule, Erfurt, s 7-44

Elleder, L.(2003): "Pražský Bradáč, jeho stáří, účel a historie" Historica Pragensia, 1, Museum hl. města Prahy, Praha 2003 str. 301-333 (vyšlo opožděně tiskem 12/2004)

Elleder L.(2004), "Povodně v Berouně" in: Jančaříková et al., Český Kras XXX, Muzeum Českého Krasu, Beroun, 2004 s. 59-62

Elleder, L., Munzar, J. (2004b): Extrémní povodeň na Vltavě a Labi v únoru 1784 jako následek mimořádných hydrometeorologických podmínek. Meteorologické zprávy, 56, č. 5, s. 125–135.

Fügner D. (2002) : Hochwasserkatastrophen in Sachsen, Tauchaer Verlag , Leipzig, s. 88

Glaser R. (2001): Klimageschichte Mitteleuropas, 1000 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen,Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, s. 227

Kakos V. (1977): Velké povodně na Vltavě v Praze ve vztahu ke Klementinským pozorováním počasí In: Sborník příspěvků ze semináře k 200. výročí observatoře v Praze Klementinu (14.-16.9. 1976), s.37-42

Kakos V. (1995) : Povodeň v březnu 1845 v povodí českého Labe In: Sborník odborného semináře Povodňová ochrana na Labi-Ústí nad Labem, Ústí nad Labem, ČHMÚ, Povodí Labe a.s., Praha, s 25-47

Kakos.,V. – Munzar, J., 2000. Zima 1829/1830 – nejtužší ve střední Evropě od počátku měření teploty vzduchu. Meteorologické Zprávy, roč. 53, č. 4, s.103–108.

Kynčil J. (1982) : Excerpta z díla Christiana Gotlieba Pötzsche Chronologické dějiny velkých povodní labského proudu za tisíc a více let. Dodatek a pokračování jeho chronologických dějin velkých povodní labského proudu za tisíc a vícero let od 1786 do 1800, zvláště pooruhodných záplav roku 1799 a a jiných s tím souvisejících událostí, Chomutov, VATR, s. 33

Kolektiv (1891): Graphische Darstellung verschiedener Hochwasser der Elbe seit 1845, Königliche Elbstrombauverwaltung zu Magdeburg, Magdeburg, s. 21

Kotyza O., Cvrk, F., Pažourek,V. (1995): Historické povodně na dolním Labi a Vltavě, Okresní muzeum v Děčíně 1995, s. 169

Kovář D. (2002): Budějovice a velká voda-historické ohlédnutí, České Budějovice, Nakladatelství Bohumír Němec-Veduta, s. 55

Krolmus V. (1845): Kronyka čili dějepis wšech powodní posloupných let, suchých a mokrých a neúrodných na obilí, ovoce a vína, hladů, morů a jiných pohrom v království Českém. Tiskem Karla Wetterla, Praha, s. 266

Kutnar F., ed. (1941) Paměti sedláka Josefa Dlaska, s. 127

Munzar J. (1997), Pařez J.: Historické povodně a jejich vliv na krajinu a sídla v dolním Poohří In: Historická geografie 29, Historický ústav, Praha, s. 211-237

Munzar,J.-Elleder,L.- Deutsch,M.(2005): The catastrophic flood in

February/ March 1784 - a natural disaster of European dimension.

Moravian Geographical Reports,Vol.13, No.1 (v tisku)

Müller M. , Kakos V. (2003): Hydrometeorologické srovnání povodní v srpnu 2002 s vybranými historickými případy dešťových povodní na Vltavě v Praze, Meterorologické zprávy č. 5, str.129

Mizera F. (1930): Paměti města Semil a okolí, město Semily, Semily, s.273

Ninger J., Zelinka F. (1873?): Povodně v Berouně od r. 1784-1872, vydal Vavřinec Wiesenberger, Beroun s. 60

Novotný J. (1959) : Dvě stoleté hydrologické řady průtokové na českých řekách (Praha 1959), Sborník prací hydrometeorologického ústavu č.2, ČHMÚ, s.126

Nyplová, Z. (1969): Povodně na Zbraslavsku (Z autorčiny pozůstalosti). Zpravodaj středočeské vlastivědy a kronikářství, 1, s. 279-288.

Richter J., Němec A. (1892) : Zařízení služby prognosní o stavu vody na Labi v Čechách, Technická kancelář rady zemědělské pro království České, Nové řady sešit č. 4, tiskem K.u.K Hofbuchdruckerei A. Haase, Praha, s. 37

Schaller J. (1785): Topographie des Konigreichs Böhmen, Erster Teil, Rakownitzer Kreis (Prag, Wenzel Piskaczek), s. 42

Skopec, J. (1910): Paměti Františka J. Vaváka, souseda a rychtáře milčického z let 1770-1816. 114 s.

Urban F. (1999): Václav Jan Mašek písmák jižního Plzeňska, Granát, Obecní úřad Řenče (1999),s. 177

Použité a zmiňované databáze:

HKD: Klimatologická historická databáze(J. Svobody), v majetku ČHMÚ

Zkratky:

Vavák: Paměti Františka J. Vaváka, souseda a rychtáře milčického z let 1770–1816. Ed. Skopec, 1907–1938

Dlask: Paměti sedláka Josefa Dlaska, Ed. Kutnar F., ed. (1941)

VPLYV ZRÁŽKOVÝCH EXTRÉMOV NA ZÁSOBU VODY V ŤAŽKEJ PÔDE

Milan Gomboš, Andrej Tall

Tento príspevok sa zaoberá numerickou simuláciou vodného režimu ťažkých pôd na lokalite Senné. Pri simulácii bolo uvažované s extrémnou udalosťou - hypotetickým úhrnom zrážok s pravdepodobnosťou opakovania raz za sto rokov. Tento úhrn bol štatisticky získaný z 30 – ročného radu denných zrážkových úhrnov zo stanice Vysoká nad Uhom. Podľa modelovaných výsledkov vyvolala zrážková udalosť (76,38 mm) povrchový odtok (20 mm). Zbytok bol absorbovaný hlavne puklinami (56,38 mm). Retenčný objem puklinovej siete je z hľadiska extrémnych meteorologických udalostí signifikantný pre absorbovanie veľkého prísunu vody za krátky čas v prípade extrémnych zrážok.

Kľúčové slová: numerická simulácia, dvojdoménový pôdny profil, extrémne zrážky

Extreme rainfall influence to the water storage in heavy soil. *This paper deals with numerical simulation of water regime under the condition of two-domain soil profile. Simulated was heavy soil profile in Senné. During the simulation the extreme rainfall, statistically obtained from 30-years daily rainfalls from meteorological station in Vysoká nad Uhom, was added to the inputs. Outputs were evaluated and compared with the data from monitoring. Extreme rainfall (76,38 mm) caused a surface runoff (20 mm) and the rest of the rainfall (56,38 mm) was mainly absorbed via cracks. Retention volume of crack network may be therefore significant for absorbing of large amount of water in case of extreme rainfall.*

Key words: numerical simulation, two-domain soil profile, extreme rainfall

---

ÚVOD

Pomocou numerickej simulácie vodného režimu pôd možno za predpokladu správnej interpretácie výstupov získať pomerne veľa informácií, ktorých získanie priamym monitoringom v teréne by bolo veľmi náročné alebo dokonca nemožné. Numerická simulácia je výrazne závislá na kvalite vstupných údajov. Získava sa ňou kontinuálny rad údajov v ľubovoľne zvolených časových intervaloch (Majerčák, 2001) a možno vypočítať vplyv zmeny vybraného vstupu na priebeh skúmaného procesu.

Jedným z príkladov využitia numerickej simulácie sa zaoberá tento príspevok, v ktorom je simulovaný vplyv „extrémnej“ (v tomto prípade storočnej) zrážkovej udalosti na vodný režim dvojdoménového pôdneho prostredia.

TEORETICKÝ ZÁKLAD

Dvojdoménové pôdne prostredie je dvojzložkovým systémom tvoreným doménou makropórov – puklinovej siete a doménou mikropórov – pôdnej matrice. Tento systém je charakteristický vysokým zastúpením ílovej zložky, ktorá okrem objemových zmien pôdy spôsobuje aj veľmi nízku priepustnosť v doméne mikropórov. Nízka priepustnosť pôdnej matrice značne obmedzuje pohyb vody a teda aj infiltráciu zrážok, ktoré padnú na povrch pédov. Naproti tomu doména makropórov, čiže puklín nepredstavuje pre prúdenie vody žiadnu prekážku a zrážková voda sa dostáva k hladine podzemnej vody takmer okamžite.

Ďalším fenoménom dvojdoménového pôdneho prostredia je puklinová pórovitosť, čiže objem puklín (Šútor, 2003). Pukliny tvoria významný retenčný priestor, ktorý je okamžite k dispozícii v prípade väčšieho prísunu vody za krátky čas. Puklinová pórovitosť sa v čase mení podľa aktuálnej vlhkosti pôdneho profilu a teda aj veľkosť retenčného priestoru má sezónny charakter: najväčší býva v čase najväčšieho sucha (letné až jesenné mesiace) a takmer nulový je v čase od konca zimy až po začiatok jari, keď je pôdny profil nasýtený vodou. Uvedené skutočnosti môžu byť podstatné z hľadiska

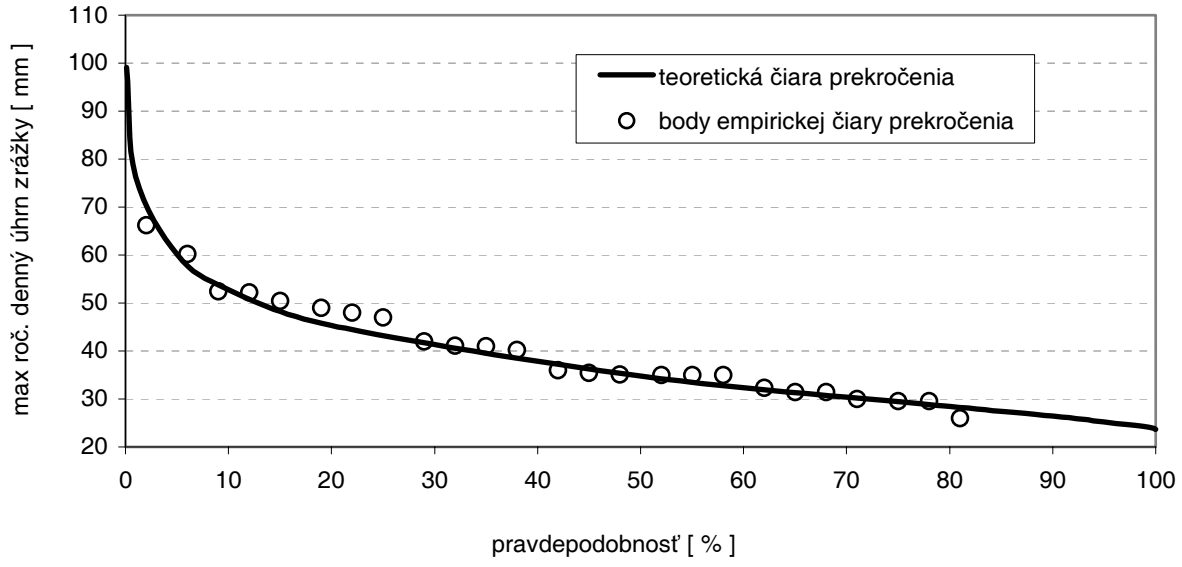
skúmania vplyvu extrémnych (hlavne letných) zrážok na území s dvojdoménovým pôdnym profilom. Tieto zrážky môžu byť celé, alebo aspoň ich podstatná časť zachytená puklinami a nemusí dôjsť k veľkému povrchovému odtoku, ktorý by bol nežiadúci.

MATERIÁL A METÓDY

Numerickou simuláciou s využitím modelu FLOCR (Oostindie, 1992) bol simulovaný vodný režim pôdneho profilu v lokalite Senné pre rok 2001 (od 14. 2. 2001 do 18. 12. 2001). Jedná sa o profil extrémne ťažkej pôdy s výraznou dvojdoménovou štruktúrou. Pôdny profil bol pri simulácii zadefinovaný do hĺbky 3m a rozdelený na 30 vrstiev po 0,1 m. Charakteristiky pôdneho profilu boli zadané vo forme vlhkostnej retenčnej čiary, priebehu hydraulickej vodivosti a zmrašťovacích charakteristík. Zrážky vo forme denných úhrnov boli získané z neďalekej stanice SHMÚ vo Vysokej nad Uhom. Simuláciou bol získaný priebeh hladiny podzemnej vody (HPV), priebeh objemovej vlhkosti po výške pôdneho profilu a hodnoty povrchového odtoku (Gomboš, 2003, Gomboš, 2003a, Tall, 2003).

V lokalite Senné bol vykonávaný aj monitoring, ktorý pozostával z meraní HPV a odbere vzoriek pôdy pre stanovenie objemovej vlhkosti do hĺbky 0,8 m po intervaloch 0,1 m. Monitorované hodnoty slúžili na overenie výsledkov modelovania.

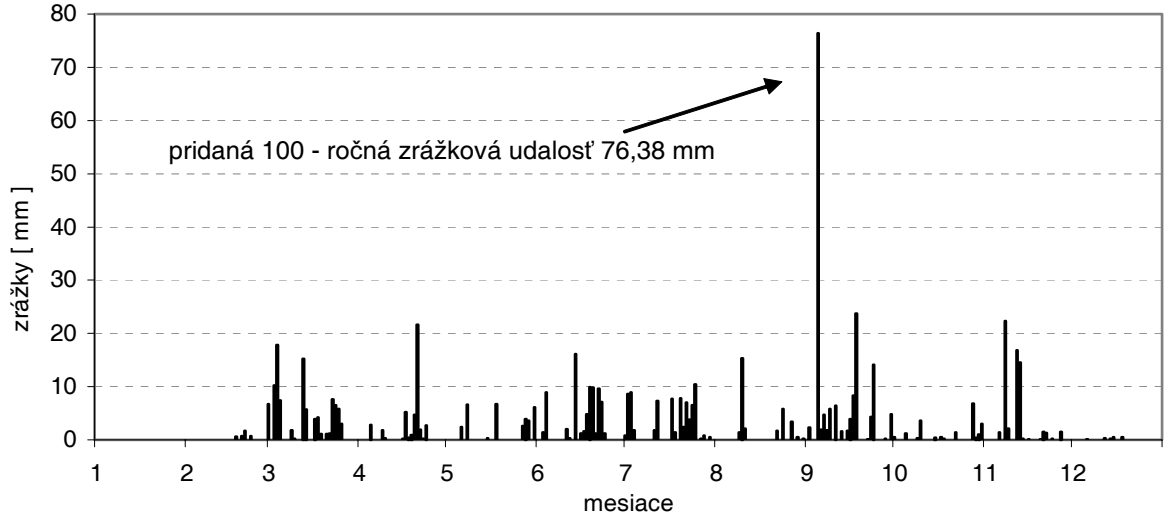
Ďalší postup spočíval v analýze 30 – ročného radu denných úhrnov zrážok zo stanice Vysoká nad Uhom (roky 1974 – 2003). Z maximálnych ročných denných úhrnov zrážok bola zostrojená empirická čiara prekročenia a metódou momentov aj teoretická čiara prekročenia (obr. 1). Následne bol získaný zrážkový úhrn s periodicitou výskytu 1 %, čo znamená pravdepodobnosť jeho opakovania raz za 100 rokov. Jej hodnota je 76,38 mm.



Obr. 1 Čiary prekročenia maximálnych ročných denných úhrnov zrážok zo stanice Vysoká nad Uhom (za roky 1974 – 2003).

Fig.1 Empirical and theoretical curves of exceedance from maximal annual dayly total precipitation (station Vysoká nad Uhom 1974 – 2003)

Takto získaná zrážková udalosť bola pridaná k vstupom do modelu v dni, keď bol podľa modelu pôdny profil najviac presušený, t. j. 5. 9. 2001 (obr. 2). Nakoniec bola vyhodnotená reakcia modelu na pridanú zrážkovú udalosť a bol analyzovaný jej vplyv na vodný režim skúmaného profilu podľa modelu.

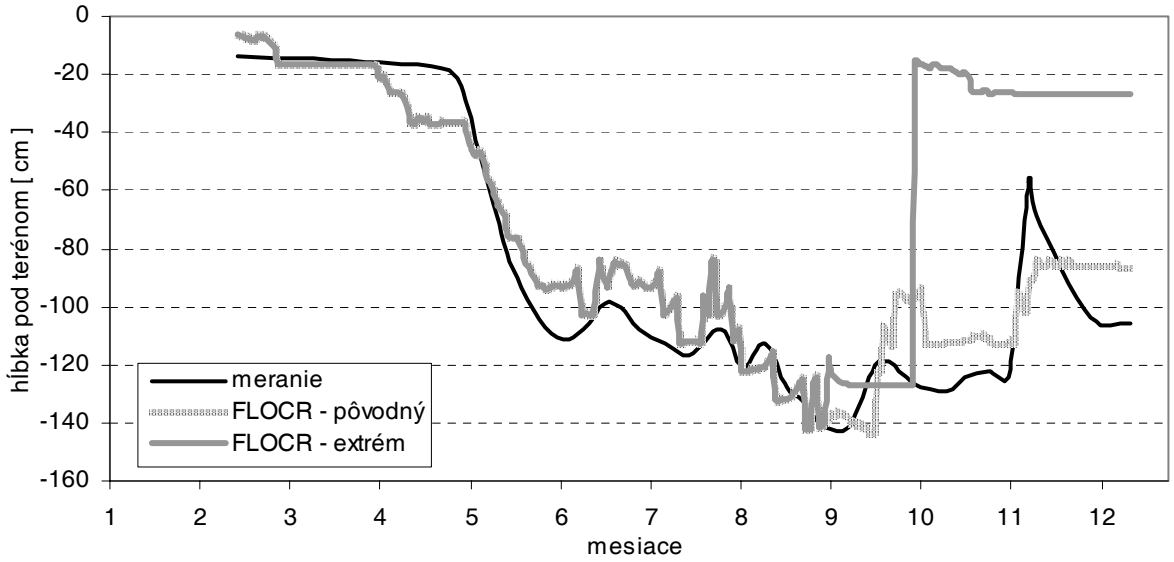


Obr. 2 Denné zrážkové úhrny (rok 2001) zo stanice Vysoká nad Uhom použité pri numerickej simulácii spolu s dosadenou 100 – ročnou zrážkou v dni 5. 9. 2001

Fig. 2 Daily total rainfall (year 2001) from Vysoká nad Uhom station used during numerical simulation together with fictive extreme rainfall from 5.9.2001

VÝSLEDKY A DISKUSIA

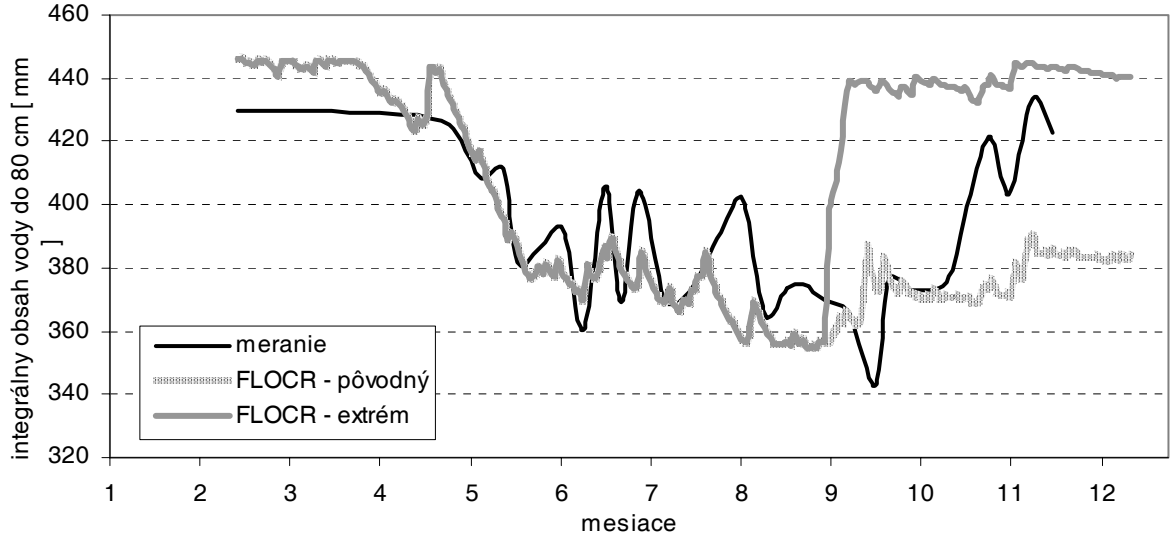
Výsledok simulácie priebehu HPV spolu z monitorovanými hodnotami je na obrázku č. 3. Graf pre porovnanie znázorňuje aj výsledok simulácie pred pridaním extrémnej zrážkovej udalosti. Ako vidno úroveň HPV sa okamžite po tejto udalosti zdvihla o cca 0,23 m a približne po mesačnom ustálenom stave prudko stúpla takmer na úroveň terénu.



Obr. 3 Priebehy meranej a modelovaných úrovní HPV

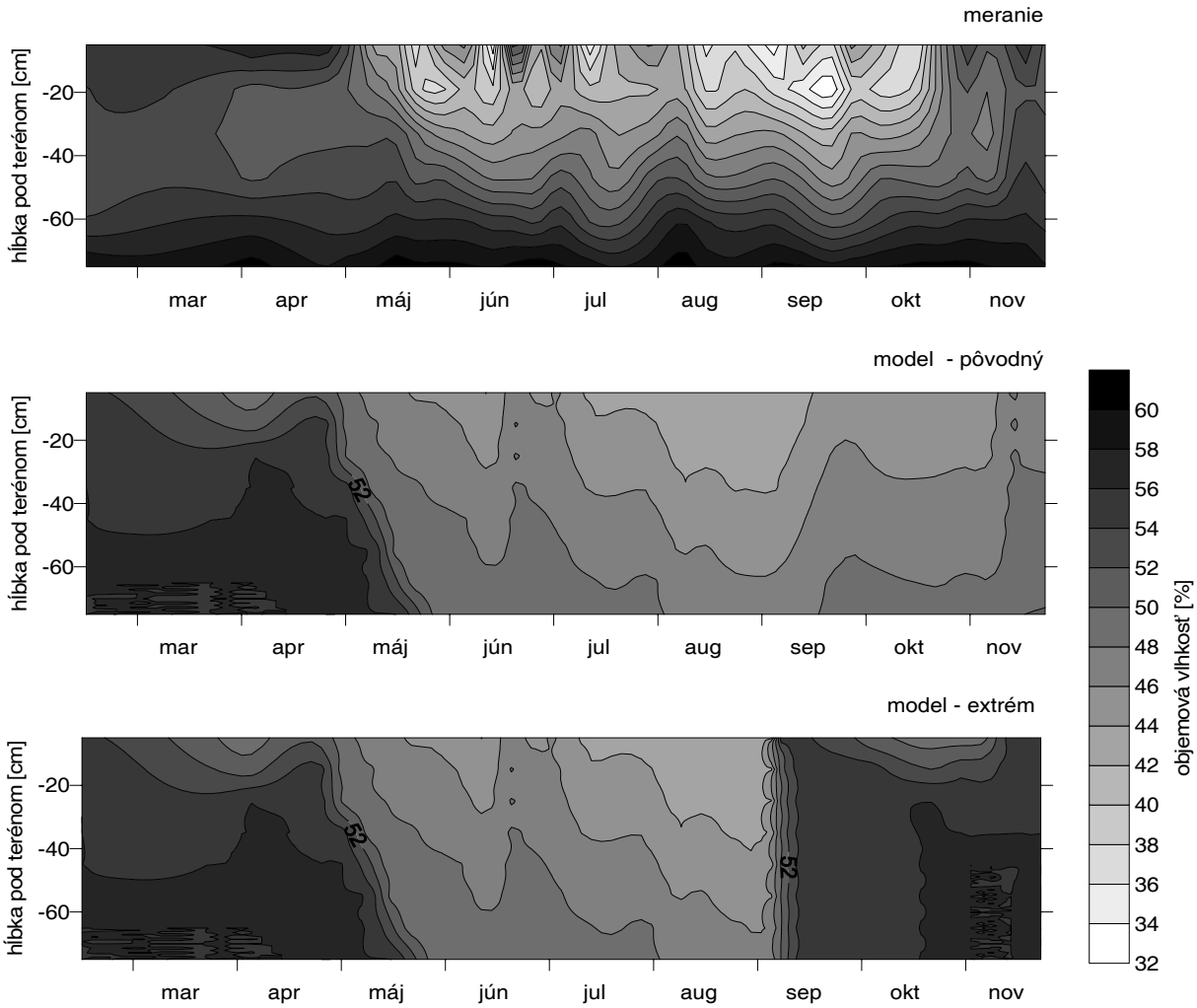
Fig. 3 Observed and simulated groundwater level

Ďalšie grafy na obrázku č. 4 znázorňujú priebehy integrálnych obsahov vody v pôdnom profile do hĺbky 0,8 m. Obsah vody v pôdnom profile zaznamenal po extrémnej udalosti výraznú stúpajúcu tendenciu a po deviatich dňoch bol už blízko stavu nasýtenia.



Obr. 4 Priebehy integrálneho obsahu vody do hĺbky 0,8 m

Fig. 4 Course of water content to the depth of 0,8 m



Obr. 5 Chronoizoplety podľa meraní a modelu do hĺbky 0,8 m

Fig. 5 Redistribution of volume moisture in soil profile (observed and calculated)

Rozdelenie vlhkosti po výške pôdneho profilu v čase znázorňujú chronoizoplety na obrázku č. 5. Na obrázku (spodný graf) vidieť veľmi rýchly nárast vlhkosti po padnutí storočnej zrážkovej udalosti, čo poukazuje na rýchly prestup vody z puklín do pôdneho profilu.

Modelom vypočítaný povrchový odtok mal v dni pridania extrémnej udalosti hodnotu 20 mm, čo znamená, že z celkového úhrnu 76,38 mm bolo pôdnym profilom prakticky okamžite absorbovaných 56,38 mm. Z uvedeného vyplýva, že pôdny profil by bol v uvedenom dni (5. 9. 2001) schopný absorbovať zrážky o úhrne 56,38 mm bez toho, aby došlo k povrchovému odtoku. Takéto zrážky mjú podľa obrázku č. 1 periodicitu výskytu blízku 10 %, čo zodpovedá pravdepodobnosti ich opakovania raz za 5 rokov. Prakticky okamžité absorbovanie týchto zrážok je možné zdôvodniť jedine retenčnou schopnosťou puklinovej siete, nakoľko infiltračná schopnosť pôdnej matrice je v takýchto ílovitých pôdach veľmi nízka.

ZÁVER

V príspevku sú analyzované výsledky numerickej simulácie vodného režimu profilu dvojdoménovej pôdy v lokalite Senné v roku 2001 (14. 2. až 18. 12. 2001). Na uvedenej lokalite je vykonávaný monitoring, ktorý slúžil na verifikáciu výsledkov simulácie. Pomocou numerickej simulácie bol skúmaný aj vplyv extrémnej zrážkovej udalosti na vodný režim pôdy. Do modelových vstupov bola pridaná extrémna zrážková udalosť o úhrne 76,38 mm, čo v uvedenej lokalite predstavuje udalosť s pravdepodobnosťou jej opakovania raz za sto rokov. Úhrn tejto zrážkovej udalosti bol vypočítaný z čiar prekročenia na základe tridsaťročného radu denných úhrnov zrážok zo stanice vo Vysokej nad Uhom. Táto udalosť bola dosadená do modelu v „suchom období“ v dni, keď mal podľa modelu pôdny profil najväčší deficit vlahy (dňa 5. 9. 2001).

Z výsledkov vyplýva, že pôdny profil zareagoval na storočnú zrážkovú udalosť veľmi citlivo a takmer okamžite, pokiaľ sa jedná o vlhkosť nenasýtenej zóny. Dokumentuje to priebeh integrálneho obsahu vody (obr. č. 4) a chronoizoplety na obr. č. 5. Pri HPV došlo okamžite jej zvýšeniu o 0,23 m, ale na svoje maximum v blízkosti povrchu terénu stúpla s cca mesačným oneskorením.

Hodnoty povrchového odtoku mali pri simulácii s reálnymi zrážkami (bez extrémnej udalosti) nulové hodnoty. Po pridaní extrémnej zrážkovej udalosti došlo podľa modelu okamžite k povrchovému odtoku o hodnote 20 mm. Znamená to, že pôdny profil absorboval 56,38 mm vody (76,38 mm – 20 mm). Pri veľmi obmedzenej infiltračnej schopnosti povrchu pôdnej matrice takejto pôdy to znamená, že podstatná časť tohto objemu vody bola okamžite zachytená puklinami. Puklinová sieť predstavuje významný retenčný objem, ktoré majú ťažké pôdy najmä v suchom období k dispozícii.

Maximálny úhrn zrážok, ktorý by bol pôdny profil v uvedenom prípade schopný absorbovať, bez povrchového odtoku má teda hodnotu 56,38 mm, čo približne zodpovedá 5 ročnej zrážkovej udalosti.

Fenomén puklinovej siete dvojdoménového pôdneho prostredia z hľadiska jeho retenčnej schopnosti má okrem iného aj podstatný vplyv na vodný režim v prípade náhlych vysokých úhrnov zrážok. Táto skutočnosť má veľký význam pri ďalšom skúmaní vplyvu dvojdoménového pôdneho prostredia na jeho vodný režim, najmä pri zohľadnení súčasného nárastu periodicity prívalových dažďov vysokej intenzity.

Poďakovanie

Táto práca bola podporovaná Agentúrou pre podporu vedy a techniky prostredníctvom finančnej podpory č. APVT – 51 – 044802 a grantovou agentúrou VEGA 2/3018/23.

Literatúra

GOMBOŠ, M. – ŠÚTOR, J. – TALL, A. 2003. Vodný režim ťažkých pôd stanovený monitoringom a numerickou simuláciou. In: Zborník Bioklimatické pracovné dni 2003 „Funkcia energetickej a vodnej bilancie v bioklimatických systémoch“. Račková dolina : SHMÚ. 2003, CD.

GOMBOŠ, M. – TALL, A. – ŠÚTOR, J. 2003a. Numerická simulácia dynamiky vody v puklinovom pôdnom prostredí. In: Zborník Seminár s medzinárodnou účasťou „Hydrologie půdy v malém povodí“. Praha : Ústav pro hydrodynamiku AV ČR. 2003, 71-78.

MAJERČÁK, J. – ŠÚTOR, J. – ŠTEKAUEROVÁ, V. 2001. Simulácia vodného režimu pôd ako alternatíva k monitoringu jeho charakteristík in situ. In: Národný klimatický program SR zv. 11. Bratislava : MŽP SR – SHMÚ. 2001, 104 s. ISBN 80-88907-25-X

OOSTINDIE, K. – BRONSWIJK, J. J. B. 1992. FLOCR – A simulation model for the calculation of water balance, cracking and surface subsidence of clay soils : Report 47. Wageningen : The Winand Staring Centre for Integrated Land, Soil and Water Research. 1992, 65 s.

ŠÚTOR, J. – GOMBOŠ, M. – TALL, A. 2003. Kvantifikácia puklinovej pórovitosti ílovito – hlinitých pôd Východoslovenskej nížiny. In: Zborník Seminár s medzinárodnou účasťou „Hydrologie půdy v malém povodí“. Praha : Ústav pro hydrodynamiku AV ČR. 2003, 29-34.

TALL, A. – ŠÚTOR, J. – MATI, R. 2003. Numerická simulácia vodného režimu ťažkej pôdy. In: Zborník vedeckých prác č.19, Michalovce OVÚA, 2003, s. 207-215.

Autori: Ing. Milan Gomboš, CSc., RNDr. Andrej Tall

Ústav hydrológie SAV, Hollého 42, 071 01 Michalovce, e-mail: uhsavmi@stonline.sk

VLIV FYZICKOGEOGRAFICKÝCH FAKTORŮ NA ČASOVÝ A PROSTOROVÝ VÝSKYT POVODNÍ V POVODÍ LABE

Jana Chalušová

V článku jsou popsány mechanismy vedoucí ke vzniku povodní v české části povodí Labe. Jak ukazují různé scénáře dopadů klimatické změny, z hlediska povodňového režimu můžeme očekávat nejen změny extremity odtoků, ale také změny v období a prostoru jejich výskytu. Aby mohly být tyto změny identifikovány, je nejprve nutné určit sezonální rozložení výskytu povodní a jeho regionální rozsah. Cílem studie tedy bylo vystihnout fyzickogeografické procesy vedoucí ke vzniku povodní a popsat jejich časovou a prostorovou variabilitu. Pozornost byla věnována i dlouhodobým změnám povodňového režimu. Výzkum byl rozdělen do třech částí. Nejprve byla řešena otázka identifikace sezonální variability v povodňových řadách. Druhá část se zaměřovala na odhalení základních fyzickogeografických charakteristik, které ovlivňují období výskytu povodní. Posledním krokem bylo vymezení regionů podobných z hlediska povodňotvorných mechanismů. Výzkum probíhal na 110 dílčích povodích. Celé povodí Labe bylo na základě výsledků sezonální analýzy rozděleno do sedmi regionů.

Klíčová slova: sezonalita, povodně, regiony, fyzickogeografické faktory, region, Labe

Influence of Physical Geographical Factors on the Timing and Spatial Variability of Floods in the Elbe River Basin. *The study examines the temporal framework for floods in the Elbe river basin in order to comprehend the time and spatial dimensions of various flood-producing mechanism. This temporal framework becomes especially important as current predictions of the hydrologic responses to climate changes indicate that various climate change scenarios will not affect only the magnitude of runoff, but also its timing. Before the potential changes in flood regime like shift in flood timing can be identified, it becomes necessary to exactly establish the annual distribution of peak flows and their regional extent. The goals of this research, therefore, are 1) to identify the seasonal variability evident in the flood series, 2) to identify the physical-geography controls on flood timing and 3) to establish similar flood producing regions in the Czech part of the Elbe River basin. This framework is achieved by analyzing the flood series for 110 water-gauging stations. The whole study area was divided into seven homogeneous regions.*

Key words: seasonality, floods, physical geography factors, region, the Elbe River

---

1 ÚVOD

Povodně již od nepaměti patřily k nejobávanějším živelním pohromám. Svou povahou často působily nenahraditelné ztráty na lidských životech a újmy na zdraví, jakož i drastické škody na majetku. Katastrofální povodně v roce 1997 na Moravě a v roce 2002 v Čechách opět ukázaly na důležitost povodňové hydrologie. Proto výzkum zda a jak se dá proti tak rozbouřenému živlu přírody chránit se stal jedním z akutních úkolů moderní ochrany životního prostředí. Zvláště za okolností, kdy jedním z často citovaných scénářů možných důsledků globálních změn klimatu pro území střední Evropy je varianta zvětšování extrémů, a tedy i častější výskyt velkých povodní.

1.1 Cíle práce

Článek se zabývá studiem povodní v povodí Labe za účelem pochopení časové a prostorové dimenze různých mechanismů vedoucích ke vzniku povodní. Toto téma se stává zvláště důležité , protože současné předpovědi hydrologické odezvy na klimatickou změnu ukazuje, že podle různých scénářů nebude ovlivněna pouze extremita průtok, ale také období jejich výskytu. Pokud chceme potenciální změny povodňového režimu, jako např. Shift období výskytu, identifikovat, je nezbytné nejprve popsat výskyt extrémních průtoků v průběhu roku a jejich regionální rozsah.

Cíle studie jsou tedy následující:
1) Identifikovat sezonální variabilitu v povodňových řadách,
2) Identifikovat fyzicko-geografické faktory, které ovlivňují dobu výskytu extrémního průtoku a
3) Vytipovat oblasti podobné z hlediska výskytu povodní v rámci povodí Labe.

Za tímto účelem bylo zkoumáno 110 dílčích povodí.

2 METODY A PŘÍPRAVA DAT

Moderní postupy ke stanovení sezonality výskytu povodní v průběhu roku prokázaly, že maximální roční a měsíční průtoky jsou pro tyto účely v řadě praktických aplikací příliš hrubým parametrem. V relativně vodnějších obdobích roku může totiž docházet ke „ztrátě" informací o reálném výskytu povodňových případů. Stírá se tak rozdíl mezi obdobími se zvýšenou a sníženou pravděpodobností výskytu maximálních průtoků. Je to způsobeno zejména tím, že použití delší časové jednotky vylučuje z úvahy tzv. „přidružené povodně", které se podle historických zkušeností vyskytují často v jednom měsíci.
Proto bylo v této práci počítáno s daty v denním kroku. Konkrétně šlo o maximální hodnoty průměrných denních průtoků, protože data okamžitých denních maxim nebyla vždy k dispozici. Do každé řady byly zahrnuty průtoky pouze nad zvolenou určitou mezí průtoku.
Sezonální analýza v podstatě může být založena na dvou odlišných přístupech. V prvním se pracuje s daty maximálních ročních průtoků (Annual Maximum Floods - AMF), ve druhém se využívají řady dat o maximech nad určitým mezním prahem (Peaks over Threshold – POT). Ve druhém případě jsou analyzovány všechny průtokové hodnoty povodňových vrcholů, které přesáhly zvolenou prahovou hranici Q_B. Metoda vrcholů nad určitou mezí nabízí oproti metodě maximálních průtoků několik výhod [*Black and Werritty, 1997*]:
Je objektivnější. Nezahrnuje malé průtoky v letech, kdy se nevyskytly jejich větší hodnoty. Naopak v letech, kdy častěji dochází k extrémním jevům, jsou zahrnuty všechny odpovídající případy a ne pouze jeden největší. V závislosti na volbě velikosti prahové hodnoty je možné ovlivňovat počet vybraných povodňových případů.
Celkovým přínosem metody je pak detailnější popis povodňového režimu. Pro účely sezonální analýzy byl v této studii upřednostňován přístup POT.

Matematicky je metoda POT definována následující rovnicí [*Todorovic a Zelenhasic, 1970*]:

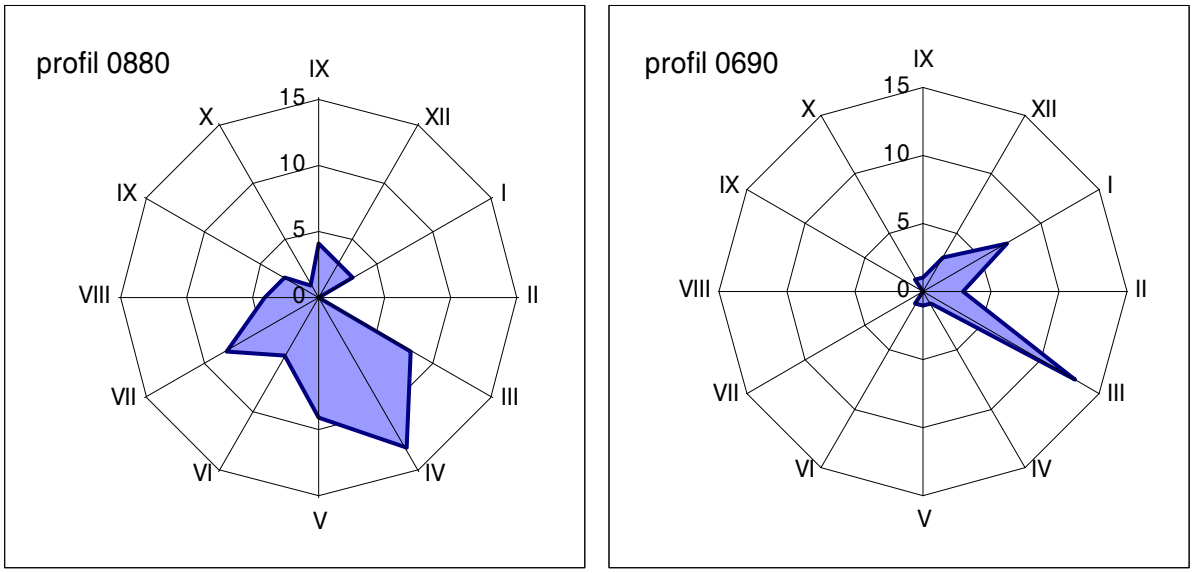
$$\xi_v = \begin{cases} 0 & ; \; Q_v \le Q_B \\ Q_v - Q_B & ; \; Q_v > Q_B \end{cases} \qquad (1)$$

kde Q_B je mezní hodnota průtoku,
Q_ν je průtok v čase $\tau(\nu)$,
ξ_ν je překročení v čase $\tau(\nu)$.

Dalším častým problémem, který narušuje statistiku výskytu povodní je rozlišení více-vrcholových průtokových vln od sledu separátních samostatných vln s určitým časovým odstupem. Pro objektivní stanovení jednotlivých povodňových případů bylo proto použito následující kritérium: 1) interval mezi dvěma sousedními vrcholy musí být alespoň 7 dní a 2) průtok mezi následujícími vrcholy musí klesnout alespoň na polovinu hodnoty vyšší ze dvou kulminací.

2.1 Metody sezonální analýzy výskytu povodní

Pro vyjádření informací o sezonalitě výskytu povodňových kulminací existuje celá řada různých metod, avšak v důsledku početně rozsáhlého spektra příčinných vlivů na vznik povodní neexistuje žádný přístup, který by se dal označit jako univerzálně nejlepší [*Magilligan, Graber, 1996*]. Proto je vždy vzhledem ke stanovenému cíli důležité zvolit vyhovující statistické charakteristiky. Ve studii byly proto za tímto účelem porovnány tři metodiky. Všechny pracují s daty nad určitou mezí.
První z nich, metoda polárních grafů, je založena na grafickém znázornění veličiny na růžicovém grafu, ve kterém jsou na průvodičích pro jednotlivé měsíce roku vynášeny parametry sledovaných fyzikálních jevů (počet výskytu povodňových epizod, kulminační průtok aj.).
Pro každý profil v daném období pak vzniká spojením koncových bodů průvodičů charakteristický obrazec rozložení sledované veličiny. Při ideálním dlouhodobém rovnoměrném rozložení jevů během celého roku by vznikl pravidelný dvanáctiúhelník. Ve skutečnosti je však výskyt extrémních hydrologických událostí značně nepravidelný. V polárním souřadnicovém systému tak v určitých částech roku vznikají různá vychýlení. Některé části roku jsou výrazně typické výskytem extrémů nebo vykazují signifikantní vychýlení oproti průměrnému stavu, v jiném období roku je naopak možno identifikovat úsek s minimální pravděpodobností výskytu jevu (viz Obr. 1). Při výzkumu se potvrdilo, že výsledky metody polárních grafů lze dobře využít pro první orientaci a hrubý celkový pohled na sezonální frekvenci povodňových případů.



Obr. 1 Polární grafy četnosti výskytu povodní pro dvě vybrané vodoměrné stanice v povodí Labe.

Fig. 1 Polar graphs of extreme flow values in two selected profiles in the Elbe River basin.

Metoda směrových statistik převádí datum výskytu povodně do odpovídající polohy v jednotkové kružnici. Podle matematické konvence je počátek roku (1. leden) umístěn do nejvýchodnějšího bodu kružnice a jednotlivá roční období následují po kvadrantech v kružnici proti směru hodinových ručiček [*Mardia, 1972; Fisher, 1993*]. *Bayliss and Jones* [*1993*] definují datum výskytu povodně jako směrovou statistiku, kdy Juliánské datum výskytu povodňové události i převádějí na úhlovou hodnotu

$$\theta_i = (JulianDate)_i \left(\frac{2\pi}{365} \right) \tag{2}$$

kde θ_i je úhlová hodnota (v radiánech) pro datum výskytu povodňové události *i*.

Každé datum výskytu kulminace tak může být interpretováno jako směrový vektor daný úhlem θ_i a velikostí *m*, která je relativní velikostí kulminačního průtoku příslušné povodně (pro největší povodeň

ve sledovaném profilu je m = 1). Pro *n* povodní lze informaci znázornit graficky, a tak získat vizuální reprezentaci povodňového režimu povodí. Jestliže existuje soubor n povodní, pak lze určit souřadnice x a y průměrného data výskytu povodní (Mean Day - *MD*) v daném profilu jako

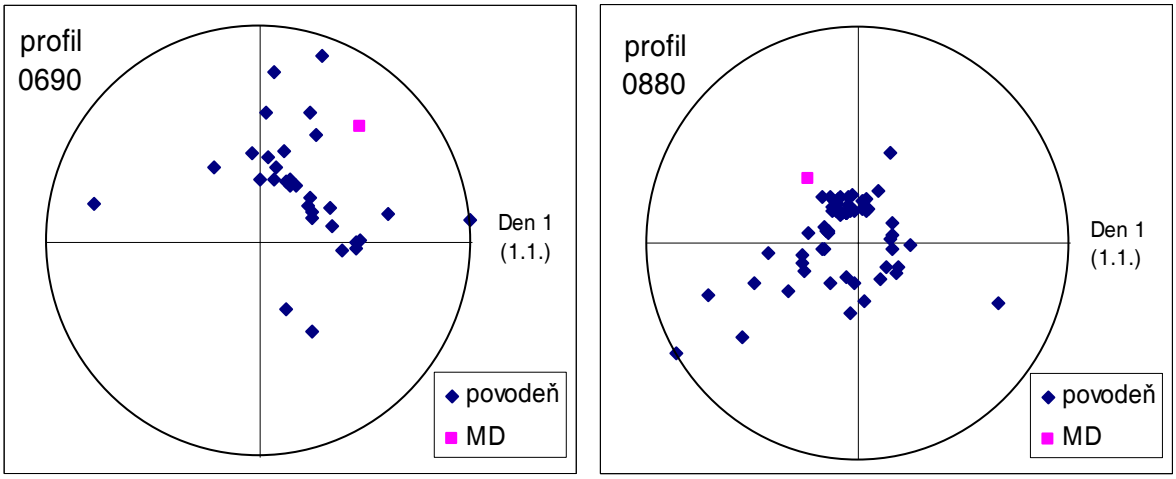
$$\bar{x} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\cos(\theta_i) \tag{3}$$

$$\bar{y} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\sin(\theta_i) \tag{4}$$

kde $\bar{x}$ a $\bar{y}$ reprezentují x–ovou a y-ovou souřadnici průměrného data výskytu povodní v určitém povodí. Jako doplněk k *MD* je možno určit míru rozptylu povodňových případů definovanou jako

$$\bar{r} = \sqrt{\bar{x}^2 + \bar{y}^2} \tag{5}$$

kde $\bar{r}$ slouží jako míra rozptylu dat.
Hodnoty $\bar{r}$ blízké jedné ukazují na povodí se silnou sezonální povodňovou odezvou (hodnota $\bar{r}$ =1 by ukazovala, že v daném profilu se všechny povodně vyskytly ve stejném dni roku). Hodnota blízká nule naopak ukazuje na velký rozptyl výskytu povodňových případů během celého roku [*Burn, 1997*]. Obr. 2 ilustruje aplikaci výše uvedené metody ve dvou vybraných profilech povodí Labe. Velikost průvodiče charakteristiky *MD* je dána hodnotou rozptylu $\bar{r}$.



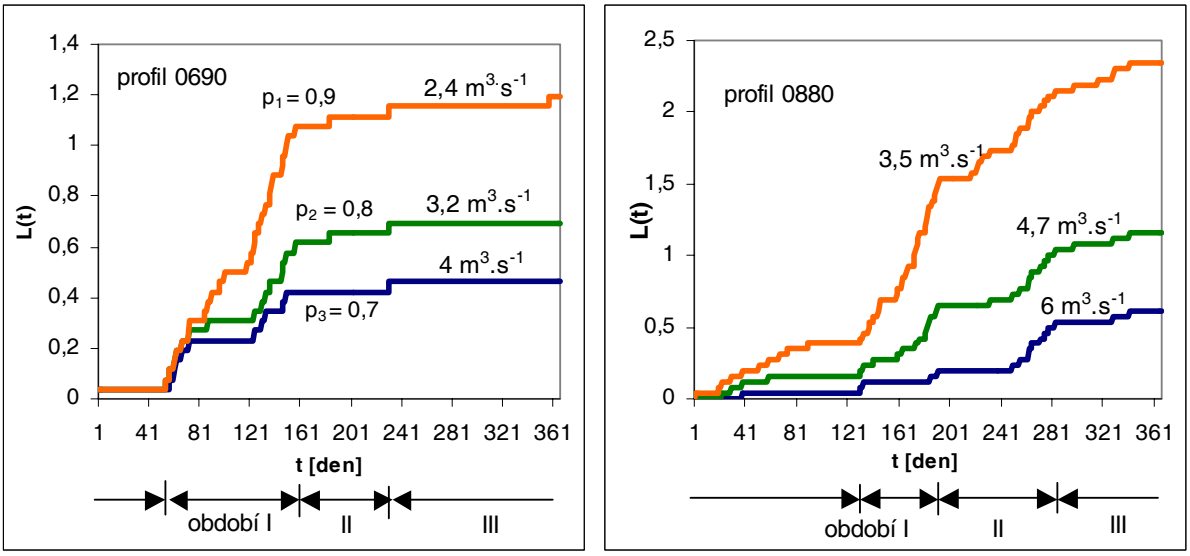
Obr. 2 Výsledky metody směrových statistik pro dvě vybrané stanice v povodí Labe.

Fig. 2 Application of directional statistics method for two gauging stations in the Elbe River basin.

V pořadí třetí posuzovaná, metoda čar kumulativních četností výskytu, je založena na znázornění průměrného počtu výskytu povodňových případů L(t), které v čase t překročily zvolenou hranici průtoků Q_B. Proměnná t probíhá v časovém intervalu (0,T) odpovídající jednomu hydrologickému roku [*Ouarda et al., 1993*]. V našem případě byly průtokové prahy Q_B voleny ve třech variantách, individuálně pro každý profil. V první variantě mezní průtok Q_B odpovídal pravděpodobnosti překročení p_1 = 0,9; ve druhé pravděpodobnosti překročení p_2 = 0,8 a ve třetí variantě pravděpodobnosti překročení p_3 = 0,7. Zobrazení sezonality pro dvě vybrané vodoměrné stanice ilustruje Obr. 3.
Pro každou stanici a každou z uvažovaných hladin Q_B byla vypracována čára kumulativní četnosti (součtová čára) výskytu povodňových případů. Průběh čáry (změna sklonu a její časový počátek i

konec, dílčí ustálená tendence a její trvání) pak vymezuje signifikantní období se zvýšenou pravděpodobností výskytu povodní neboli období zvýšené vodnosti pro každé povodí přináležející uvažované stanici.
K obecným poznatkům sezonálního rozložení velkých průtoků získaných v jednotlivých vodoměrných stanicích metodou součtových čar lze konstatovat, že:

(1) Všechny tři čáry odpovídající příslušným hladinám Q_B mění sklon přibližně ve stejném dni v roce, např. pro profil 0690 nastává počátek vodného období v 53. dni hydrologického roku, tzn. 23.12. a konec ve 159. dni, tzn. 7.4.
(2) Rok tak rozdělují na tři různě dlouhá období vzájemně odlišná svou vodností (období zvýšené pravděpodobnosti výskytu extrémních průtoků, období snížené pravděpodobnosti výskytu extrémních průtoků a přechodové období).
(3) V rámci vymezených období mají čáry kumulativní četnosti výskytu extrémních průtoků víceméně lineární průběh.



Obr. 3 Odvozené čáry kumulativní četnosti výskytu pro tři varianty QB ve dvou vybraných vodoměrných stanicích v povodí Labe za období 1975 – 2000.

Fig. 3 Illustration of the graphical method of the cumulative frequency curves for two stations in the Elbe River basin during 1975 - 2000.

Pro posuzování vlivu fyzickogeografických faktorů na časový výskyt povodní byly zvoleny dvě ze zkoumaných metod: metoda směrových statistik a metoda čar kumulativní četnosti výskytu. Jejich výsledky jsou totiž dostatečně přesné pro statistické zpracování. Následující část popisuje obecné rysy časového a prostorového výskytu povodní v povodí českého Labe.

3 SEZONALITA VÝSKYTU POVODNÍ V POVODÍ LABE

V dlouhodobém rozložení četnosti výskytu povodňových případů v závěrovém profilu povodí Labe v Děčíně se za období 1851-2000 byla prokázána výrazná asymetrie se silnou převahou zimního povodňového režimu.
Pro identifikování potenciálních posunů (v zahraniční literatuře tzv. „shift“) ve výskytu povodní byly zvoleny tři stejně dlouhé časové intervaly (50 let), ve kterých byla sledována sezonální variabilita výskytu extrémních průtoků.
Jako charakteristický rys povodňového režimu byl potvrzen přesun maxima četnosti letních povodňových případů z května (1851-1900) do července (1951-2000). Poslední velká letní povodeň na počátku srpna 2002 tento jev potvrdila. Dále je patrný sezonální posun období s malou

pravděpodobností výskytu povodní - tzv. povodňový útlum - z června do dubna, tedy směrem k zimním měsícům. Délka trvání povodňového útlumu se pohybuje od jednoho do dvou měsíců. Obdobná skutečnost se projevuje i na podzim.
Dále bylo potvrzeno, že se sezonalita povodňového režimu na jednotlivých tocích v povodí Labe liší. Výrazné rozdíly se projevují zejména v horských oblastech.
Některé větší vodní toky (Vltava a Berounka) v povodí Labe vykazují dvojí sezonální režim [Kakos, 1983, 1985], což lze vysvětlit jako důsledek různé senzibility jednotlivých částí fyzickogeografického prostředí těchto povodí na tutéž meteorologickou situaci (např. v povodí Berounky se liší její brdská část od šumavské).

4 FYZICKOGEOGRAFICKÉ FAKTORY OVLIVŇUJÍCÍ SEZONALITU

V této části studie byla pozornost zaměřena na odhalení fyzickogeografických faktorů, které mají signifikantní vliv na dobu výskytu povodní v jednotlivých částech povodí Labe. Následně byla zkoumána také míra jejich vlivu. V první řadě byly zkoumány příčiny meteorologické. U jednotlivých subpovodí pak podmínky geografické.

4.1 Příčinné cirkulační podmínky atmosféry

Příčinnou povětrnostní situací se rozumí ta povětrnostní situaci, která způsobila v posloupnosti denních cirkulačních podmínek výskyt povodně v zájmovém povodí. Příčinné typy povětrnostních situací [*Brádka, 1968; HMÚ, 1972*] se ve vybraných povodích vzájemně lišily. Pro převážnou část povodí Labe platí, že povodňové průtoky nejčastěji vznikají v důsledku počasí ovlivněného západní cyklonální činností (typ Wc, Wcs). V závislosti na poloze dílčího povodí jde o 20% až 45% ze všech případů. Výjimku tvoří povodí Lužnice, kde je největší část odtokových extrémů způsobena cirkulačními typy s jižní složkou proudění (typy B, C). V povodí Vltavy se příčinné typy Wc a C vyskytují s téměř stejnou četností, což se projevuje i dvojím režimem výskytu povodní. V menší míře je možné vyrovnanou kombinaci jižního a západního příčinného proudění sledovat i v povodí Berounky.
K odlišným výsledkům lze dospět zkoumají-li se kategorie příčinných synoptických typů v závislosti na době výskytu v průběhu roku. Zpravidla ve sledovaném profilu bývá celkově nejčastější příčinou výskytu povodní např. cirkulační mechanismus západní cyklóny, ale v letním období žádný podobný případ zaznamenám není. Proto byla další část věnována hydrosynoptické problematice z hlediska těchto poznatků.
Na vzniku letních povodňových situací se v konkrétním povodí podílejí jiné typy atmosférické cirkulace než v zimním období. Typy povodňových synoptických situací lze v podstatě rozdělit na typy zimní a letní. Zimní typy způsobují povodeň v období od října do března (zimní hydrologický půlrok), letní typy vyvolávají povodně ve zbývající části roku (letní hydrologický půlrok). Určité, tzv. přechodné typy mohou způsobit povodeň jak v létě, tak i v zimě. Mimo povodí Ohře, kde se žádný takový případ ve sledovaném období nevyskytl, jsou přechodové typy poměrně časté.
V letní polovině roku jsou nejčastější meteorologickou příčinou výskytu povodní situace spojené s jižní složkou proudění vzduchu. Nejčetnějším příčinným typem na většině území povodí Labe je cyklóna nad střední Evropou. Často jde o typ tlakové níže vznikající v jihovýchodní části Atlantského oceánu, která je však při svém pohybu po dráze V_b blokována tlakovou výší nad evropskou částí Ruska. Výjimku tvoří povodí Otavy, kde se jedná o situaci B (brázda nízkého tlaku vzduchu nad střední Evropou).
V průběhu zimy se povodně nejčastěji vyskytují v důsledku západního proudění, tedy situace Wc, Wcs a Vfz.

4.2 Časový předstih příčinných atmosférických cirkulačních podmínek

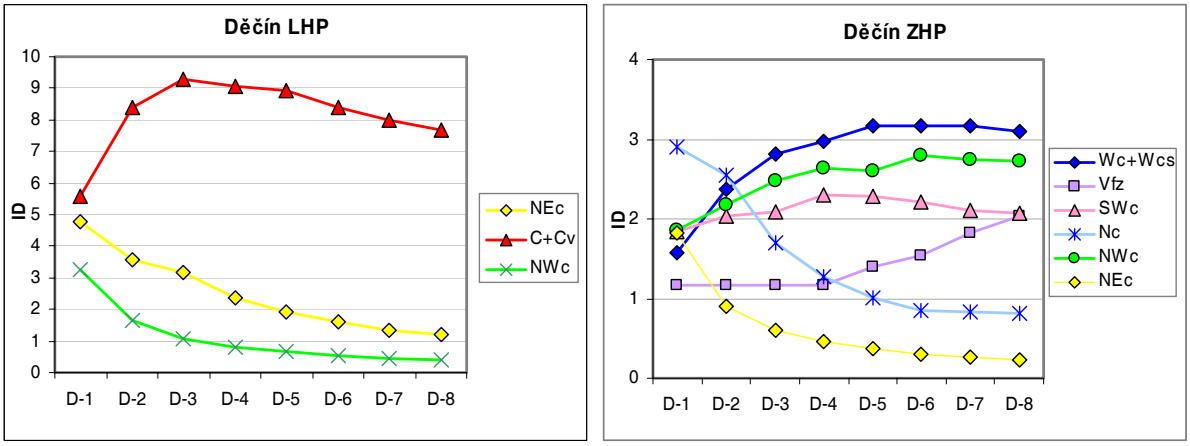
V předešlé kapitole byly představeny typy synoptických situací, které svými procesy ovlivňují s různou pravděpodobností výskyt povodňové vlny v určité oblasti zájmového prostoru a v určitém období roku. Zkoumání povětrnostních situací povodňového charakteru přineslo již dříve poznatek, že

jejich vznik bývá doprovázen fyzikálními symptomy, které časově předcházejí vyvolané povodni. Pokud se tedy tyto náznaky dají zjistit, mohly by signalizovat pravděpodobný nástup povodňového nebezpečí na určitou dobu dopředu aniž by k tomu bylo zapotřebí znát kvantifikaci extremity povodně. Otázkou ale zůstává s jakým předstihem je možné určit výskyt povodňové situace.
Statistickou metodu na testování zmíněné závislosti odvodili *Duckstein, Bárdossy a Bogárdi* [*1993*]. Jako měřítko podmíněnosti výskytu každého cirkulačního typu *j* v období osmi dnů před kulminací je definován tzv. povodňový index *ID*, často označovaný jako povodňová účinnost. Jde o poměr

$$ID(j) = \frac{n_1(j)}{n_2(j)} \tag{6}$$

kde $n_1(j)$ je relativní četnost výskytu příčinného povětrnostního typu j v období před povodňovou situací,
$n_2(j)$ je relativní četnost výskytu stejného typu nepodmíněně na výskytu povodně.

Poměr se vyšetřuje pro každé hydrologické pololetí zvlášť a vždy pro 1 až 8 dní před výskytem kulminace. Hodnoty *ID* větší než jedna příslušejí „povodňovým" cirkulačním typům, které se vyskytují v daném období před povodní častěji, než by odpovídalo jejich nepodmíněné četnosti výskytu. Maximum hodnoty *ID* pak s největší pravděpodobností určuje hledaný časový interval neboli dobu předstihu mezi výskytem příčinné synoptické situace a následné povodně. Časový předstih byl ve všech povodích určován pro každou synoptickou situaci a každé roční období zvlášť. Bylo zjištěno, že časový předstih výskytu fyzikálních symptomů atmosférické cirkulace se před výskytem kulminace liší v závislosti na typu příčinné situace, ročním období jejího výskytu a geografické charakteristice povodí.



Obr. 4 Průběh povodňového indexu ID pro příčinné synoptické situace, které nejvíce přispívají ke vzniku letních a zimních povodní v profilu Děčín na Labi.

Fig. 4 Delay window for causal circulation patterns in summer and winter season in the Elbe River basin at Děčín.

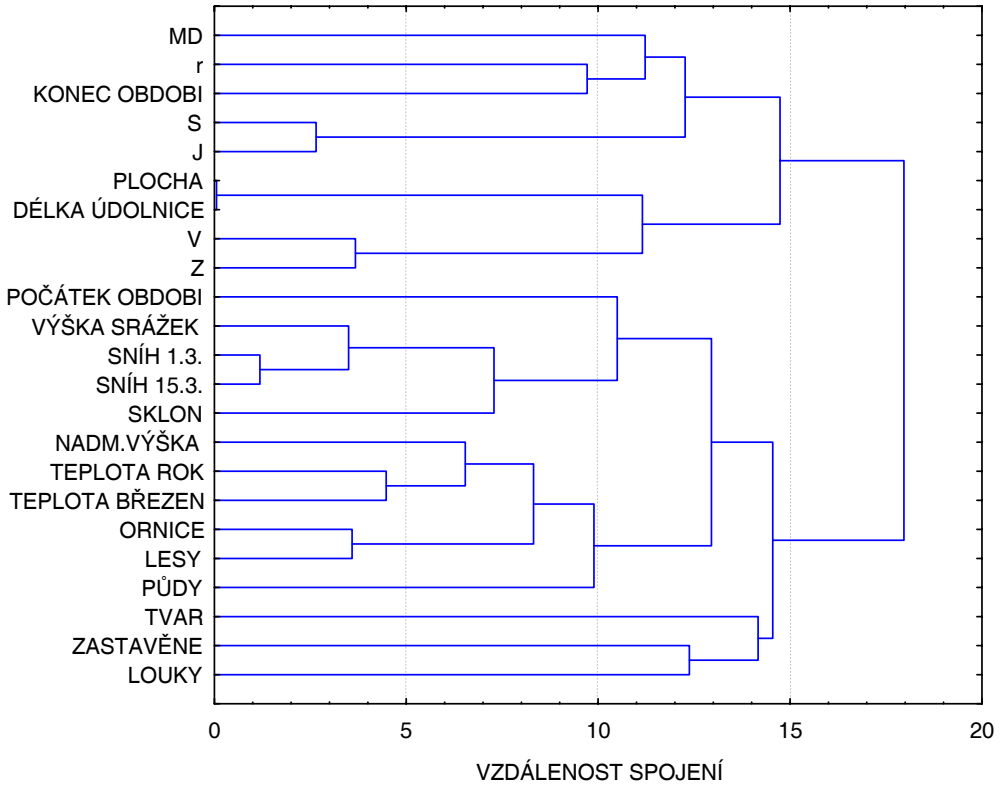
V letní polovině hydrologického roku byl potvrzen předstih nejvýznamnějších příčinných synoptických situací v délce 1 až 3 dnů (výjimku tvoří povodí Lužnice se 4 až 7 dny).
Předstih situací, které se podílejí na výskytu povodňových událostí v zimním hydrologickém půlroce se liší v závislosti na velikosti povodí. U menších oblastí se jedná o 1 až 3 dny, u větších 5 až 7 dnů.

4.3 Příčinné geografické faktory

Prostorem, v němž dochází k transformaci zmíněných srážkových event. teplotních impulsů atmosférické cirkulace na odtokovou odezvu, je fyzickogeografické prostředí povodí. Přestože je

možné hledat souvislost mezi příčinnou synoptickou situací a vznikem povodně metodou černé skříňky [*Vavruška, 1989, Duckstein et al., 1993*], k pochopení mechanismu vzniku povodní fyzikální logikou je dostatečná znalost vlivu vlastností povodí na vývoj těchto procesů nezbytnou podmínkou.
Za tímto účelem byla vytvořena databáze fyzickogeografických faktorů, u kterých je možné předpokládat vliv na vznik a výskyt extrémních průtoků. Vybrané charakteristické veličiny byly pak podle své podstaty rozděleny do dvou skupin: klimatologické faktory (průměrný roční úhrn srážek, průměrná roční teplota, průměrná březnová teplota, průměrná výška sněhu na konci zimy) a geografické faktory (plocha povodí, tvar povodí, délka údolnice, průměrná nadmořská výška, průměrný sklon svahů, orientace svahů, půdní druh, charakteristika využití půdy, podíl plochy pokryté lesem a zeměpisné délka a šířka závěrového profilu.
Prostorová variabilita kvantitativních hodnot určitého faktoru byla v každém dílčím povodí vyjádřena jejich průměrnou hodnotou.
Prvním krokem při odhalování vazeb mezi sezonalitou četnosti výskytu povodňových případů a jejími fyzikálně příčinnými faktory stejně jako při zkoumání vzájemných vztahů mezi jednotlivými fyzickogeografickými veličinami bylo využití metod korelační analýzy. Již ze samotné korelační matice (viz Příloha) je vidět, že výběr možných příčinných faktorů je příliš rozsáhlý. Její rozbor umožnil nalézt ty z nich, které jsou nadbytečné a rozhodnout, zda je možné v další části je vynechat.
Nejprve byly zkoumány vzájemné vztahy veličin charakterizujících sezonalitu výskytu povodní. Bylo zjištěno, že proměnná *MD*, stejně jako její rozptyl *r*, vykazuje mnohem vyšší korelaci ve vztahu ke konci povodňového období (0,54 resp. –0,57) než k jeho počátku (0,29 resp. –0,04). Z toho lze usoudit, že v podstatě ve všech oblastech se první povodně v hydrologickém roce vyskytují zhruba ve stejnou dobu. Rozdíl nastává až v délce trvání povodňového období. V různých částech sledovaného prostoru je odlišnost především v tom, zda a jak často jsou jarní povodně doprovázeny letními neboli zda v povodí existuje dvojí povodňový režim.
Z hlediska zkoumaných fyzickogeografických faktorů je *MD* logicky nejvíce ovlivněno nadmořskou výškou. Zřetelnou korelaci vykazuje i výška sněhu ke dni 15. března a podíl plochy pokryté lesem, ale vliv těchto faktorů je již zahrnut jejich vazbou na zmíněnou nadmořskou výšku.
Počátek povodňového období je rovněž přímo ovlivněn nadmořskou výškou, ale ještě více se zde projevuje výška sněhové pokrývky ke dni 15. března a průměrná roční výška srážek. Počátek tání sněhu je tedy rozhodující pro začátek povodňového období spíše než pro datum průměrného výskytu extrémních odtoků.
Úzká vazba konce povodňového období na další charakteristiku sezonality *MD* již byla hodnocena výše. Z hlediska přírodních faktorů poněkud překvapuje prokázaný nejvýznamnější vliv orientace svahů. Čím větší je podíl severně orientovaných svahů v povodí, tím později v daném povodí končí období zvýšené pravděpodobnosti výskytu povodní. Tento vztah je zřejmě možné vysvětlit pozdější dobou odtávání sněhu na severních svazích. Ze zkoumaných čtyř charakteristik sezonálního režimu povodní je tedy možné zanedbat faktor rozptylu r, jehož informace je v podstatě již obsažena v údajích o konci povodňového období.
Z hlediska příčinných faktorů byl největší vliv prokázán u proměnných nadmořské výšky povodí, výšky sněhu ke dni 15. března, ročního srážkového úhrnu na povodí a podílu svahů orientovaných na sever.
Naopak pro východně orientované svahy nebyl nalezen žádný statisticky významný korelační vztah s hydrologickými proměnnými. Proto faktor nebyl zahrnut do další analýzy.
Na základě výsledků korelační analýzy a při použití zmíněných kritérií byly prozatím mezi majoritní faktory zařazeny následující veličiny: *MD*, počátek a konec povodňového období, průměrná roční srážka (srážky), výška sněhové pokrývky ke dni 15.3., nadmořská výška, sklon a plocha povodí, procento plochy pokryté lesem a podíl severně orientovaných svahů.
Metody vícerozměrné statistiky zjištěné výsledky potvrdily. Např. sedmi různými metodami shlukování byly vytvořeny dendrogramy, které jsou si vzájemně velmi podobné. Jako nejvhodnější technika shlukování se ukázala metoda nejvzdálenějšího souseda (viz Obr. 5). Příslušný dendrogram byl proto ve studii považován za optimální a tedy i za výsledný.
Především byla potvrzena zastupitelnost délky údolí a plochy povodí. Úzká závislost se opět projevila i u dvojic faktorů průměrná výška sněhové pokrývky ve dnech 1. a 15. března a u podílu severně a jižně orientovaných svahů v povodí. Dále se projevil shluk hydrologických charakteristik *MD*, *r* a konec období. Naopak počátek a konec období zvýšené pravděpodobnosti výskytu povodní podobné

nejsou. To znamená, že se geograficky liší. Vysoká podobnost byla prokázána u faktorů závislých na nadmořské výšce. Do jednoho shluku byly k faktoru nadmořské výšky z geografického hlediska logicky zařazeny návazné proměnné jako jsou průměrná výška srážek, výška sněhové pokrývky na konci zimy, sklonitost svahů, průměrná roční i březnová teplota, druhy půd a procento plochy povodí pokryté lesem nebo ornou půdou. Naopak faktory tvar povodí a podíl zastavěné plochy resp. podíl luk se ukázaly jako více samostatné. Takto získané shluky odpovídají i empiricky získaným zkušenostem a fyzikální podstatě vzniku povodní.



Obr. 5 Dendrogram fyzickogeografických proměnných pro standardizovaná data.

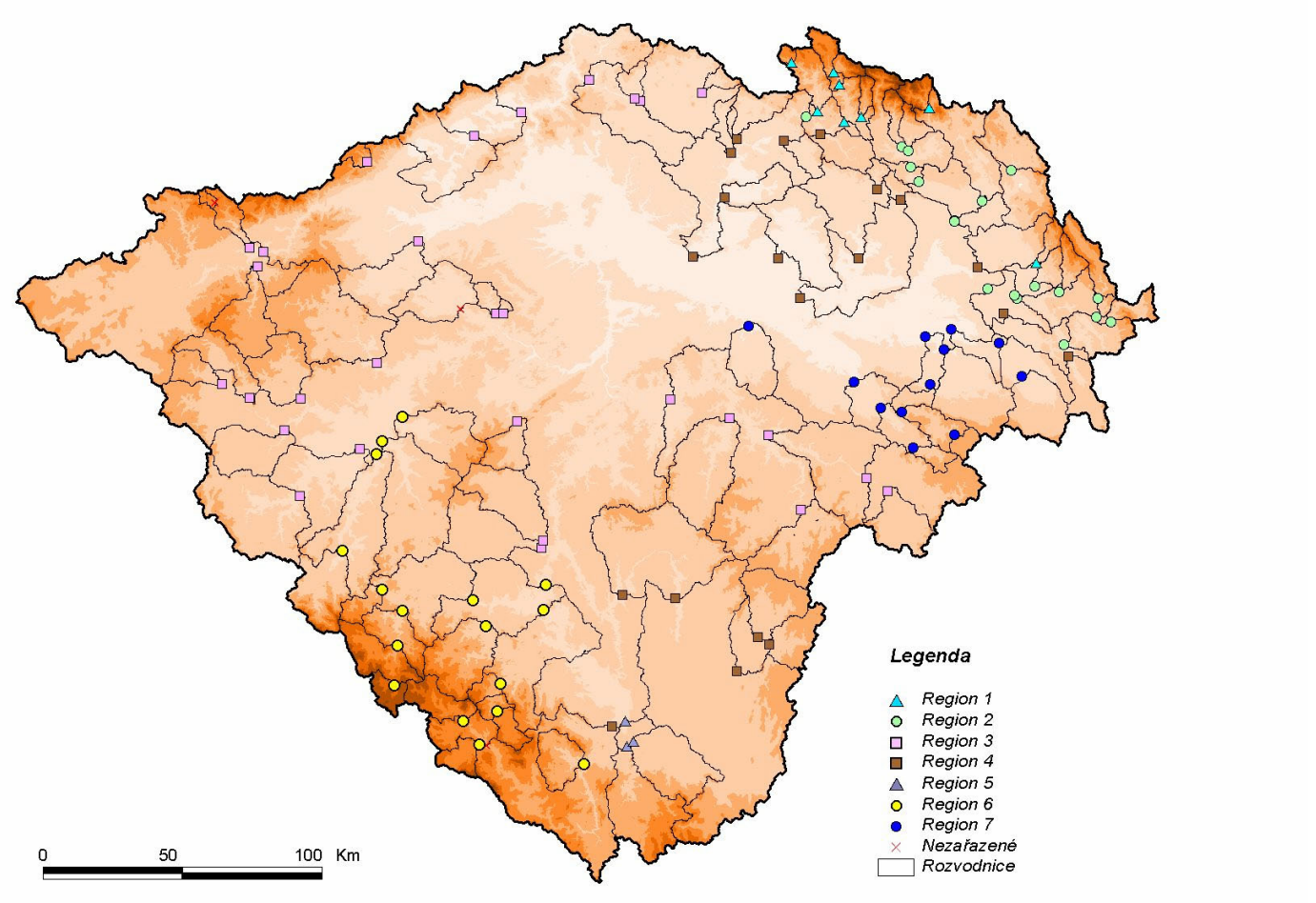
Fig. 5 Dendrogram for physical geography standardize data.

Na základě výsledků korelační analýzy a vícerozměrné analýzy shluků fyzickogeografických faktorů byla vybrána hydrologická charakteristika sezonality označující počátek a konec období zvýšené pravděpodobnosti výskytu povodní. Z příčinných přírodních charakteristik byly do dalšího rozboru ponechány: faktor plochy povodí, průměrné nadmořské výšky povodí, průměrné srážky na povodí, podíl plochy pokryté lesem a podíl severně orientovaných svahů.

5 VYMEZENÍ REGIONŮ

Nejužitečnější metodou při vytváření malého počtu shluků z velkého počtu objektů se jeví shlukovací metoda nejbližších středů, v literatuře označovaná jako „K-Means“, [*Meloun, Militký, 2002*].
Celkem na základě dvou hydrologických faktorů - konce a počátku povodňového období a dvou fyzickogeografických veličin - průměrné roční srážky na povodí a plochy povodí bylo vymezeno sedm regionů. Nadmořská výška a podíl plochy pokryté lesem byly vynechány, protože jsou víceméně implicitně zahrnuty v proměnné charakterizující výšku srážek. Parametr severně orientovaných svahů prokázal, že má největší vliv (výraznou korelaci) na konec období se zvýšenou pravděpodobností výskytu povodní. Tato veličina byla však do souboru proměnných již začleněna. Ze statického

zpracování byl proto faktor severní orientace svahů vypuštěn. Jeho hodnoty však byly využívány při popisu regionů.
Geografickou polohu vymezených regionů znázorňuje Obr. 6. Ve sporných případech byl největší důraz kladen na hodnoty hydrologických charakteristik povodí. Aby byla zajištěna dostatečná přesnost rozdělení povodí do několika skupin, byly výsledky podrobeny dalšímu posouzení a logickému vysvětlení. Protože snahou bylo vytvářet spíše geograficky spojité regiony, bylo při interpretaci výsledků přihlíženo také k poloze jednotlivých povodí. V konečné fázi zůstala tři povodí nezařazena a pět jich bylo přeřazeno do jiného regionu.



Obr. 6 Regiony vymezené na základě hydrologické podobnosti subpovodí v povodí Labe.

Fig. 6 Geographic display of hydrological regions in the Elbe River basin.

Region 1 – oblast severovýchodních pohoří

Počátek povodňového období nastává až v březnu zřejmě s prvním táním sněhu. Zimní povodně se zde prakticky nevyskytují, což může být důsledek vysoké nadmořské výšky povodí zahrnutých do regionu. Jinde případný zimní déšť zde pak padá již ve formě sněhu. Vzhledem k nejnižším průměrným teplotám vzduchu se v tomto regionu na rozdíl od řady jiných povodí také téměř vůbec nevyskytují povodně způsobené táním sněhu v důsledku vánočních oblev. Období zvýšené vodnosti přetrvává přibližně tři měsíce, do konce května, kdy odtává poslední sníh. Region je tedy charakteristický jarními povodněmi z tajícího sněhu.
Z hlediska fyzickogeografických faktorů je typický nejvyšší průměrný roční srážkový úhrn, což je důsledek vysokých nadmořských výšek příslušných dílčích povodí. V regionu převažují plochou menší povodí.

Region 2 – oblast severovýchodních podhůří

První povodňové případy hydrologického roku se v průměru objevují koncem prosince a přetrvávají do jara, resp. do poloviny dubna. Letní povodňový režim se zde neprojevuje. Geografické charakteristiky sice již v menší míře, ale stále ještě prokazatelně ukazují na horská povodí. Roční úhrn srážek, 962 mm, významně převyšuje republikový průměr. Stejně jako pro Region 1 je významný podíl jižně resp. západně orientovaných svahů v povodí (Region 1 – 64% resp. 57%, Region 2 – 60% resp. 55%).

Region 3 – oblast českých vrchovin v dosahu srážkového stínu

Do tohoto regionu bylo zařazeno absolutně největší množství povodí. Jejich povodňový režim je pro území České republiky typický. Většina povodní vzniká v důsledku tání sněhu spojeného s deštěm. Počátek povodňového období připadá na první dekádu prosince, kdy se již na území sledovaných povodí může nacházet sněhová pokrývka, která v důsledku prosincových oblev odtává. Případné srážky, v těchto nadmořských výškách dešťové, povodňovou situaci ještě zhoršují. Letní povodně se zde příliš nevyskytují, průměrný konec povodňového období připadá na počátek jara, resp. počátek dubna. Hodnoty měřených faktorů jsou v porovnáním s průměry pro celé povodí Labe slabě nadprůměrné.

Region 4 – oblast nížin

Stejně jako u předešlého regionu, zde povodňové období končí s nástupem jara. Odlišná je poloha a fyzickogeografické charakteristiky. Je zajímavé, že nadmořská výška povodí je v průměru o 70 m nižší než u Regionu 3, ale srážkové úhrny zhruba o 50 mm vyšší. Stejně i sněhová pokrývka na konci zimy je zde vyšší. Je to zřejmě způsobeno tím, že značná část Regionu 3 se nachází ve srážkovém stínu vyšších horských pásem, zatímco u Regionu 4 je převážná většina dílčích povodí situována v prostoru mimo tento vliv. Půda je z 50% využita jako orná, 30% tvoří lesy.

Region 5 – oblast vlivu Novohradských hor

Zimní povodně se zde prakticky vůbec neprojevují. Počátek povodňového období připadá až na začátek března. Naopak letní povodňový režim je velmi výrazný. Ze všech regionů se extrémní průtoky v této oblasti vyskytují nejdéle, až do poloviny srpna. Typickým příkladem povodně tohoto regionu byla situace v první polovině srpna 2002, kdy nejvíce zasaženou oblastí srážkovou činností byly právě Novohradské hory. Oblast je ve srovnání s ostatními regiony charakteristická vysokým podílem severně a východně orientovaných svahů. Tím se zde i nejvíce projevují příčinné synoptické situace typu NEc, které způsobují povodně právě v letních měsících. Znak druhu půdy ukazuje na její vysokou propustnost, srovnatelnou s Regionem 1.

Region 6 – oblast vlivu Šumavy

Povodí zařazená do Regionu 6 jsou charakteristická dvojím povodňovým režimem. Nástup zimních povodní, tedy počátek období se zvýšenou pravděpodobností výskytu povodní, odpovídá průměru v povodí českého Labe. První případy se vyskytují v první polovině prosince. Letní povodně se vyskytují zhruba do konce července. Orograficky je tato oblast nejčastěji charakterizována jako hornatina. Návětrnými efekty se zde vytvářejí obdobné situace jako u Regionu 5.

Region 7 – oblast vlivu Žďárských vrchů

Charakteristiky sezonality vykazují prakticky stejné hodnoty jako u Regionu 6. Z hlediska odlišné zeměpisné polohy celého prostoru však bylo třeba definovat tuto oblast jako samostatný region. Rozdíly jsou patrné i v hodnotách některých fyzickogeografických ukazatelů. Region je v průměru výškově nižší, srážkově sušší, méně zalesněný a vykazuje absolutně nejvyšší podíl severně orientovaných svahů (62%). Narozdíl od oblasti pod vlivem pohoří Šumavy zde ve východo-západní orientaci nepatrně převažují západní svahy.

6 ZÁVĚR

V rozdělení četnosti výskytu povodní během roku v Děčíně je patrná výrazná asymetrie. Dlouhodobě největší počet povodňových vln se vyskytuje v březnu, kdy se projevuje jak vliv tání sněhu, tak i narůstající pravděpodobnost výskytu dešťových srážek.

Z hlediska dlouhodobého vývoje sezonálního rozdělení povodňových případů však dochází ke změnám. Byl prokázán postupný úbytek povodňových případů během celého zimního hydrologického pololetí, zvláště pak v období od února do dubna. V letní polovině roku takový pokles ve 150leté řadě patrný není. Spíše naopak, v posledním 50letí byl pozorován nárůst výskytu letních povodňových případů.

U většiny dílčích povodí v prostoru českého Labe se nejvíce povodní vyskytuje v jarních měsících. Sezonalita povodňového režimu se však na jednotlivých tocích může poněkud lišit. Určité odlišnosti ve srovnání s povodňovým režimem v závěrovém profilu povodí českého Labe vykazují např. povodí Vltavy a Berounky. Zde je patrný dvojí sezonální režim, s maximem výskytu extrémních odtoků v březnu a v červenci. Další typ povodňového režimu se vyskytuje na Otavě. Charakteristické je jedno roční maximum četnosti výskytu povodní, které je však vytvářené převážně letními povodněmi.

Příčinné meteorologické vlivy se více či méně liší v závislosti na geografické poloze povodí a období roku. Na vzniku letních povodňových situací se podílejí jiné typy atmosférické cirkulace než v období zimním. V letní polovině roku jsou nejčastější meteorologickou příčinou výskytu povodní situace spojené s jižní složkou proudění vzduchu. Nejčetnějším příčinným typem na většině území povodí českého Labe je cyklóna nad střední Evropou. Výjimku tvoří povodí Otavy, kde se jedná o brázdu nízkého tlaku vzduchu nad střední Evropou. V průběhu zimy se povodně nejčastěji vyskytují v důsledku západního proudění, tedy při situacích Wc a Vfz.

Rovněž časový předstih již zřetelného výskytu fyzikálních symptomů atmosférické cirkulace před výskytem kulminace se liší v závislosti na typu příčinné situace, ročním období jejího výskytu a geografické charakteristice povodí. V letní polovině roku jde zhruba o 1 až 3 dny (mimo povodí Lužnice, kde se zřejmě působením četných rybníků zpožďuje odtoková kulminace a tím i zvyšuje předstih příčinných atmosférických procesů až na 4 až 7 dnů). V zimní části roku se předstih liší v závislosti na velikosti povodí. U menších oblastí jde o 1 až 3 dny, u větších 5 až 7 dnů.

Fyzickogeografické faktory, které spolupůsobí při vzniku povodní byly identifikovány pomocí statických metod. Korelační analýza a výsledky hierarchického shlukování potvrdily těsný vztah mezi charakteristikami sezonality a klimatologickými faktory dlouhodobého ročního úhrnu srážek a průměrné výšky sněhové pokrývky na konci zimy. Z hlediska geografických faktorů byla prokázána úzká vazba nadmořské výšky, podílu zalesněné plochy a procenta severně orientovaných svahů na povodňový režim resp. na určení období zvýšené pravděpodobnosti výskytu povodní.

Vícerozměrnou statistickou analýzou založenou na metodě shlukování nejbližších středů a s přihlédnutím ke geografické poloze jednotlivých dílčích povodí bylo na základě hodnot majoritních faktorů vymezeno v povodí českého Labe sedm hydrologicky homogenních regionů. Jednotlivé regiony se liší v prvé řadě sezonalitou povodňového režimu, která je významně ovlivněna rozložením srážek během roku a táním sněhu. Z hlediska geografických faktorů regiony nejlépe korespondují s oblastmi stejných nadmořských výšek.

Literatura

Bayliss, A.C. and Jones, R.C. (1993): Seasonality of flooding. Peaks-over-threshold flood database: Summary statistics and seasonality. IH Report No. 121, Institute of Hydrology, Wallingford, UK, 61 pp.

Black, A.R. and Werritty, A. (1997): Seasonality of flooding: a case study of North Britain. Journal of Hydrology 195, p. 1-25.

Brádka, J. (1968): Typizace v meteorologii. Meteorol.Zpr. 21 (4), ČHMÚ, Praha, s. 122-125.

Burn, D.H. (1997): Catchment similarity for regional flood frequency analysis using seasonality measures. Journal of Hydrology 202, p. 212-230.

Duckstein, L., Bárdossy, A. and Bogárdi, I. (1993): Linkage between the Occurrence of Daily Atmospheric Circulation Patterns and Floods: an Arizona Case Study. Journal of Hydrology, 143, p. 413-428.

Fisher, N.I. (1993): Statistical Analysis of Circular Data. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

HMÚ (1972): Katalog povětrnostních situací pro území ČSSR. HMÚ, Praha, 38 s.

Kakos, V. (1983): Hydrometeorologický rozbor povodní na Vltavě v Praze za období 1873-1982. Meteorol.Zpr. 36 (6), ČHMÚ, Praha, s. 171-181.

Kakos, V. (1985): Hydrometeorologická analýza povodňových situací v povodí Labe. Meteorol.Zpr. 38 (5), ČHMÚ, Praha, s. 148-151.

Magilligan, F.J. and Graber, B.E. (1996): Hydroclimatological and geomorphic controls on the timing and spatial variability of floods in New England, USA. Journal of Hydrology 178 (1996), p. 159-180.

Mardia, K.V. (1972): Statistics of Directional Data. Academia Press, London, 38 pp.

Meloun, M. a Militký, J. (2002): Kompendium statistického zpracování dat metody a řešené úlohy včetně CD. Academia, Praha, 764 s.

Ouarda, T.B.M.J., Ashkar, F. and El-Jabi, N. (1993): Peaks Over Threshold Model for Seasonal Flood Variations. Engineering Hydrology, USA, p. 341-346.

Todorovic, P. and Zelenhasic, E. (1970): A stochastic model for flood analysis. Water Resources Research, 6 (6), p. 1641-1648.

Vavruška, F. (1989): Meteorologické příčiny povodní na Otavě a Lužnici. Meteorol.Zpr., 42 (6), ČHMÚ, Praha, s.111-115.

Autor

Jana Chalušová, Český hydrometeorologický ústav, OHV, Na Šabatce 17, Praha 4 – Komořany, 143 06, Chalusova@chmi.cz

Příloha 1 *Korelační matice charakteristik sezonality a fyzickogeografických faktorů.*

FAKTOR	MD	r	PO	KO	SR	NV	SK	PL	PU	SN 1	SN 15	TER	TEB	L	α	ME	OR	LO	LE	S	J	V	Z
MD	1.00	-0.42	0.29	**0.54**	0.34	0.56	0.17	0.06	0.45	0.44	0.47	-0.44	-0.39	0.06	0.39	-0.24	-0.39	0.28	0.46	0.33	-0.31	0.14	-0.11
r	-0.42	1.00	-0.04	**-0.57**	-0.04	-0.17	0.05	-0.04	-0.25	-0.05	-0.08	0.09	0.06	-0.04	0.04	0.11	0.12	-0.08	-0.16	-0.36	0.36	-0.01	0.05
POČÁTEK OBDOBÍ	**0.29**	-0.04	1.00	0.26	0.55	0.40	0.49	-0.23	0.33	0.53	0.56	-0.27	-0.43	-0.23	0.08	-0.21	-0.35	0.03	0.35	-0.13	0.18	-0.16	0.24
KONEC OBDOBÍ	**0.54**	-0.57	0.26	1.00	0.09	0.28	0.00	0.00	0.21	0.14	0.17	-0.12	-0.08	0.00	0.10	-0.17	-0.08	0.20	0.13	0.57	-0.54	0.05	-0.05
VÝŠKA SRÁŽEK	0.34	-0.04	0.55	0.09	1.00	0.73	0.79	-0.40	0.51	0.96	0.94	-0.68	-0.84	-0.40	0.21	-0.35	-0.66	0.18	0.68	-0.30	0.38	-0.24	0.37
NADM. VÝŠKA	0.56	-0.17	0.40	0.28	0.73	1.00	0.57	-0.06	0.80	0.79	0.79	-0.86	-0.80	-0.06	0.29	-0.50	-0.78	0.59	0.77	0.03	0.05	0.14	-0.03
SKLON	0.17	0.05	0.49	0.00	0.79	0.57	1.00	-0.30	0.23	0.76	0.76	-0.50	-0.62	-0.30	0.04	-0.20	-0.60	0.25	0.54	-0.36	0.48	-0.03	0.24
PLOCHA	0.06	-0.04	-0.23	0.00	-0.40	-0.06	-0.30	1.00	0.03	-0.33	-0.29	0.18	0.36	1.00	0.09	0.21	-0.05	0.12	0.04	0.08	-0.12	0.43	-0.49
PŮDY	0.45	-0.25	0.33	0.21	0.51	0.80	0.23	0.03	1.00	0.52	0.53	-0.71	-0.65	0.03	0.14	-0.42	-0.56	0.47	0.55	0.16	-0.15	0.11	-0.09
SNÍH 1.3.	0.44	-0.05	0.53	0.14	0.96	0.79	0.76	-0.33	0.52	1.00	0.99	-0.72	-0.85	-0.33	0.34	-0.32	-0.71	0.22	0.74	-0.26	0.34	-0.13	0.26
SNÍH 15.3.	0.47	-0.08	0.56	0.17	0.94	0.79	0.76	-0.29	0.53	0.99	1.00	-0.70	-0.83	-0.29	0.35	-0.31	-0.70	0.21	0.73	-0.24	0.31	-0.12	0.24
TEPLOTA ROK	-0.44	0.09	-0.27	-0.12	-0.68	-0.86	-0.50	0.18	-0.71	-0.72	-0.70	1.00	0.91	0.18	-0.29	0.41	0.68	-0.45	-0.71	-0.02	-0.04	-0.08	-0.02
TEPLOTA BŘEZEN	-0.39	0.06	-0.43	-0.08	-0.84	-0.80	-0.62	0.36	-0.65	-0.85	-0.83	0.91	1.00	0.36	-0.28	0.33	0.69	-0.29	-0.71	0.11	-0.18	0.12	-0.23
DÉLKA ÚDOLNICE	0.06	-0.04	-0.23	0.00	-0.40	-0.06	-0.30	1.00	0.03	-0.33	-0.29	0.18	0.36	1.00	0.09	0.21	-0.05	0.12	0.04	0.08	-0.12	0.43	-0.49
TVAR	0.39	0.04	0.08	0.10	0.21	0.29	0.04	0.09	014	0.34	0.35	-0.29	-0.28	0.09	1.00	-0.08	-0.26	0.08	0.34	0.01	-0.04	0.08	-0.12
ZASTAVĚNÉ	-0.24	0.11	-0.21	-0.17	-0.35	-0.50	-0.20	0.21	-0.42	-0.32	-0.31	0.41	0.33	0.21	-0.08	1.00	0.23	-0.30	-0.35	-0.13	0.09	0.01	-0.07
ORNICE	-0.39	0.12	-0.35	-0.08	-0.66	-0.78	-0.60	-0.05	-0.56	-0.71	-0.70	0.68	0.69	-0.05	-0.26	0.23	1.00	-0.55	-0.94	0.24	-0.32	-0.11	-0.03
LOUKY	0.28	-0.08	0.03	0.20	0.18	0.59	0.25	0.12	0.47	0.22	0.21	-0.45	-0.29	0.12	0.08	-0.30	-0.55	1.00	0.41	0.11	-0.07	0.31	-0.26
LESY	0.46	-0.16	0.35	0.13	0.68	0.77	0.54	0.04	0.55	0.74	0.73	-0.71	-0.71	0.04	0.34	-0.35	-0.94	0.41	1.00	-0.20	0.28	0.11	0.02
S	0.33	-0.36	-0.13	0.57	-0.30	0.03	-0.36	0.08	0.16	-0.26	-0.24	-0.02	0.11	0.08	0.01	-0.13	0.24	0.11	-0.20	1.00	-0.97	0.28	-0.32
J	-0.31	0.36	0.18	-0.54	0.38	0.05	0.48	-0.12	-0.15	0.34	0.31	-0.04	-0.18	-0.12	-0.04	0.09	-0.32	-0.07	0.28	-0.97	1.00	-0.22	0.34
V	0.14	-0.01	-0.16	0.05	-0.24	0.14	-0.03	0.43	0.11	-0.13	-0.12	-0.08	0.12	0.43	0.08	0.01	-0.11	0.31	0.11	0.28	-0.22	1.00	-0.94
Z	-0.11	0.05	0.24	-0.05	0.37	-0.03	0.24	-0.49	-0.09	0.26	0.24	-0.02	-0.23	-0.49	-0.12	-0.07	-0.03	-0.26	0.02	-0.32	0.34	-0.94	1.00

Poznámka: Korelační koeficienty statisticky významné na hladině významnosti 0.05 jsou vyznačeny červeně. Tučně zvýrazněn v růžovém poli je vždy nejvýznamnější koeficient pro daný fyzickogeografický faktor (řádek). Druhý nejvýznamnější korelační vztah je označen oranžovým polem. třetí žlutým. Zeleně stínované buňky označují korelační matici hydrologických charakteristik. V každém jejím řádku je tučně zvýrazněna nejvyšší hodnota korelačního koeficientu.

POROVNÁNÍ PŘIROZENÉ VODNÍ RETENCE VYBRANÝCH POVODÍ

Stanislav Kaleta

V tomto příspěvku byla analyzována přirozená vodní retence vybraných povodí – Porubky, Budišovky, Slavíče, Rožnovské Bečvy a Vrbenského potoka. Cílem bylo vyhodnotit a do určité míry kvantifikovat vliv jednotlivých fyzickogeografických faktorů na retenci povodí při povodni v červenci roku 1997. Metodika pro stanovení vodní retence u jednotlivých povodí byla založena především na bilancování hodinových srážkových úhrnů spadlých v bezprostředním okolí povodí a průtoků v jejich závěrových profilech.

In this article natural water retention of chosen river basins – Porubka, Budisovka, Slavic, Roznovska Becva and Vrbensky potok has been analysed. The aim of this study is to evaluate and to a certain extent quantify the impact of partial geographical parameters on water retention of river basins during the flood in July 1997. The estimation of water retention at individual river basins is based on balancing the precipitation amount, which fell in the vicinity of the river basin and on the discharges in the closing profile of the river basin. The precipitation amount and the discharges were obtained in one-hour time interval.

ÚVOD

Pojem *vodní retence území* se dostal vlivem katastrofálních povodní v letech 1997 a 2002 do popředí zájmů odborné veřejnosti. Předmětem diskuse se stává především v otázce volby nejvhodnější protipovodňové ochrany, tzn. zda preferovat výstavbu nových údolních nádrží, či zvýšit přirozenou retenční schopnost krajiny.

Cílem tohoto příspěvku nebylo odpověďět na tuto otázku, ale vyhodnotit a kvantifikovat vliv jednotlivých fyzickogeografických faktorů na retenci povodí při povodni. Analýza byla založena na srovnání retenčního potenciálu vybraných povodí (určeného geografickými podmínkami) s vypočtenými hodnotami retence při povodni v červenci roku 1997.

V příspěvku byly využity poznatky o vodní retenci povodí při povodni získané z práce Dumbrovský a kol. [3].

METODIKA

Vlastní metoda řešení byla rozdělena do dvou oblastí:

- kvantifikace retenční schopnosti vybraných povodí
- zhodnocení hlavních faktorů určujících retenční potenciál povodí a stanovení stupně významnosti jejich vlivu na retenci povodí při povodni

Jelikož do výpočtu vstupovaly bodové hodinové srážkové úhrny, byla vybrána malá povodí s plochou do 40 km^2, na jejichž území je ještě možné vztáhnout hodnotu srážky naměřené v blízké srážkoměrné stanici. Při jejich výběru bylo dále rozhodující to, aby mezi nimi byla zastoupena povodí s různými geografickými podmínkami v nichž není hydrologický režim při povodni významně ovlivňován vodními nádržemi, převody vody apod. Celkem bylo vybráno pět povodí.

2.1. Kvantifikace retenční schopnosti

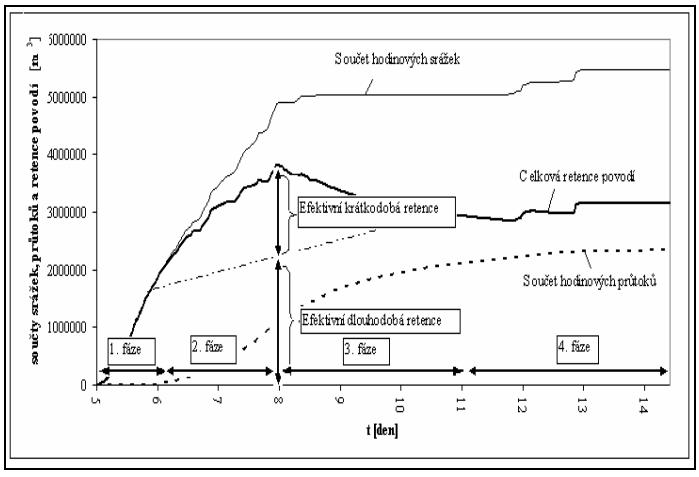
Retenční schopnost krajiny byla zjištěna bilancováním hodinových srážkových úhrnů spadlých na území vybraných povodí nebo v jejich bezprostředním okolí a průtoků v jejich závěrových profilech tj. vodoměrných stanicích v období první povodňové vlny v červenci 1997 (od 1.7. do 15.7. 1997). Tato metoda je vhodná pro posuzování přirozené retence povodí při povodních způsobených přívalovými nebo regionálními dešti. Jejím výsledkem je kvantifikace celkové přirozené retence povodí a jejích dvou hlavních složek – retence krátkodobé a retence dlouhodobé. Celkovou přirozenou vodní retencí

chápeme vodu dočasně zadrženou na povrchu terénu nebo v půdě vyjma retence v umělých vodních nádržích a inundacích. Do dlouhodobé retence jsou pak zahrnuty objemy retence v aeračním pásmu půdy, podzemní retence a územního výparu, které se při povodňové události mění mnohem pomaleji než retence povrchová a hypodermická, jejichž součet tvoří krátkodobou retenci. Průběh vodní retence povodí při povodni postupuje ve čtyřech následovných fázích (obr. 1):

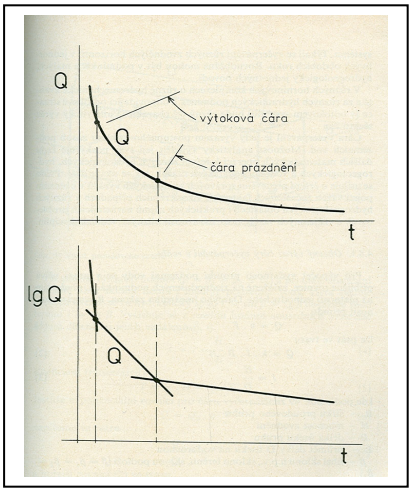
1. Nárůst dlouhodobé retence
2. Vznik a postupný vzrůst krátkodobé retence při současném pokračujícím narůstání dlouhodobé retence.
3. Postupný pokles krátkodobé retence při současném dalším nárůstu dlouhodobé retence.
4. Konec krátkodobé retence a postupný pokles dlouhodobé retence.

Výpočetní postup byl prováděn v tabulkovém editoru Microsoft Excel a jeho kroky jsou podrobně popsány v pracích [3], [4]. Uvedeným postupem bylo možné v každém časovém okamžiku povodně objemově kvantifikovat okamžitou celkovou, dlouhodobou i krátkodobou retenci povodí. K hodnocení retence povodí při povodni je nejdůležitější hodnotou kulminační objem celkové retence povodí, neboť snižuje povodňovou průtokovou špičku. Tato hodnota je označována jako efektivní celková přirozená retence povodí resp. efektivní krátkodobá retence povodí a efektivní dlouhodobá retence povodí (obr. 1). Pro lepší porovnatelnost vybraných povodí se také stanovily součinitelé retence tzn. efektivní hodnoty retence vztažené k příčinné srážce.

Jedním z hlavních bodů výpočetního postupu je stanovení času kdy ustane hypodermický odtok z povodí do toku a průtok v toku je napájen pouze z podzemního odtoku z povodí. Tento bod je časem bilančního konce povodně, kdy je ukončena krátkodobá retence a kdy může být bilance nejdříve ukončena. Z obr. 2 (převzato [1]) je zřejmé, že výtoková čára hydrogramu povodňové vlny se člení na několik na sebe navazujících úseček o stále nižším sklonu. Inflexní bod nejnižšího úseku výtokové čáry je počátkem tzv. čáry prázdnění (vyčerpávání), která výhradně zahrnuje uvolňované příspěvky z přebytků podzemních zásobníků [1]. V hodině počátku čáry prázdnění dosahuje dlouhodobá retence maximální hodnoty a nastává prázdnění podzemním odtokem.



Obr. 1 Součtové čáry srážek, průtoků a celkové retence
Fig. 1 Cumulative lines of the rainfall, discharges and total retention



Obr. 2 Genetické složky výtokové čáry
Fig. 2 Genetic components of the outflow line

2.2. Hodnocení fyzickogeografických faktorů povodí a jejich vlivu na retenci povodí

Na retenční schopnost povodí má vliv více činitelů. Kvantifikace míry jejich působení je mimořádně složitá pro jejich mnohostrannou vzájemnou vazbu a podmíněnost. Faktory, které mají největší vliv na přirozenou retenci povodí jsou:

- využití území (land use/land cover)
- geomorfologické poměry
- geologické poměry

- hydropedologické poměry
- tvar povodí
- nasycenost povodí před povodňovou událostí
- velikost a intenzita příčinného deště

Hodnocení *využití území a krajinného pokryvu* bylo prováděno na základě dat z projektu CORINE. Zdrojová data jsou odvozena ze satelitních snímků družice Landsat TM. Pro hodnocení byly zvoleny tři základní kategorie :

1) zemědělská půda (orná půda, louky a pastviny, zemědělské oblasti s přirozenou vegetací)
2) les
3) ostatní plochy včetně zastavěných ploch

Geomorfologické poměry byly charakterizovány především průměrnou sklonitostí povodí v úhlových stupních a průměrnou nadmořskou výškou. Důležitým podkladem pro určení těchto parametrů byla gridová vrstva digitálního modelu reliéfu v rozlišení 25 x 25 m (DMR 25).

Základním podkladem při odvozování *geologických poměrů* byla vektorová vrstva geologie databáze ArcČR500.

Hydropedologické poměry byly určeny z gridové vrstvy hydrologických skupin půd (HSP). Hydrologické skupiny půdy jsou čtyři (A, B, C, D) a jsou založeny na charakteristice propustnosti. Obecně čím je půda propustnější, tím její vliv je příznivější z hlediska snížení velikosti povodňového odtoku (A – nejvíce propustné písčité půdy, D – nejméně propustné jílovité půdy). Ve výsledné gridové vrtvě bylo toto rozčlenění dále modifikováno vzhledem k další důležité půdní charakteristice - retenční vodní kapacitě - a to na základě úvahy, že i relativně propustná půda, avšak s nízkou retenční kapacitou, je pro tvorbu povodňového odtoku nepříznivá.

Důležitým faktorem odtoku, který přímo souvisí s geometrickým obrazcem povodí, je *tvar povodí.* Je charakterizován bezrozměrným součinitelem počítaným z poměru plochy povodí a druhé mocniny délky údolí příslušného toku. Pro protáhlá povodí má hodnotu pod 0,24 pro vějířovitá větší než 0,26.

Nasycenost povodí před povodňovou událostí byla pro vybraná povodí hodnocena pomocí ukazatele předchozích srážek (API). Hodnoty ukazatele API byly stanoveny za dobu 30 dní před začátkem povodňové události (API_{30}). Čím je tento ukazatel vyšší, tím je vliv předchozích srážek na vlhkost půdy resp. nasycenost povodí větší.

Základem odtoku velkých vod potažmo přirozené retence povodí jsou *srážky*. V tomto případě byla povodňová srážka charakterizována celkovým úhrnem a průměrnou intenzitou.

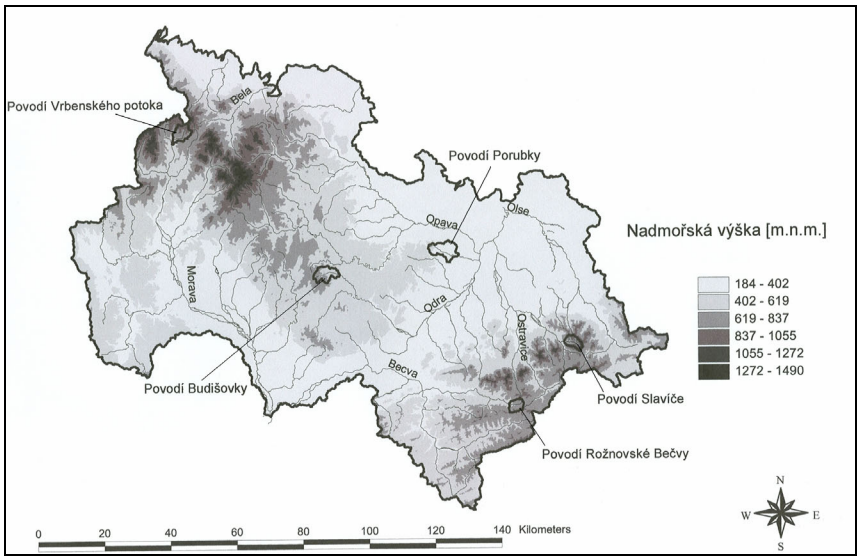
Přestože byly výsledky získány z relativně malého souboru povodí, byla snaha stanovit míru vlivu výše uvedených fyzickogeografických charakteristik na celkovou efektivní retenci povodí, resp. její dlouhodobou složku, a to na základě srovnání párových koeficientů korelace.

VÝSLEDKY

Metodou popsanou ve studiích [3], [4] byla stanovena retenční schopnost u vybraných povodí s těmito zavěrovými profily (pozn.: v další části příspěvku, pokud není uvedeno jinak, se pod pojmem „povodí“ rozumí část daného povodí po uvedený závěrový profil):

1) povodí Porubky – profil Vřesina
2) povodí Budišovky – profil Budišov
3) povodí Slavíče – profil Slavíč
4) povodí Rožnovské Bečvy – profil Horní Bečva
5) povodí Vrbenského potoka – profil Staré Město

Z obr. 3 je zřejmé, že tři povodí se rozkládají v horském pásmu reliéfu s vyšším zastoupením lesa (povodí Slavíče, Rožnovské Bečvy a Vrbenského potoka). Povodí Porubky a Budišovky naopak tvoří rovinatý až pahorkatinný terén pokrytý převážně zemědělskou půdou. Bližší fyzickogeografická charekteristika hodnocených povodí a výsledné hodnoty jejich retence jsou uvedeny níže u dílčího zpracování jednotlivých povodí.

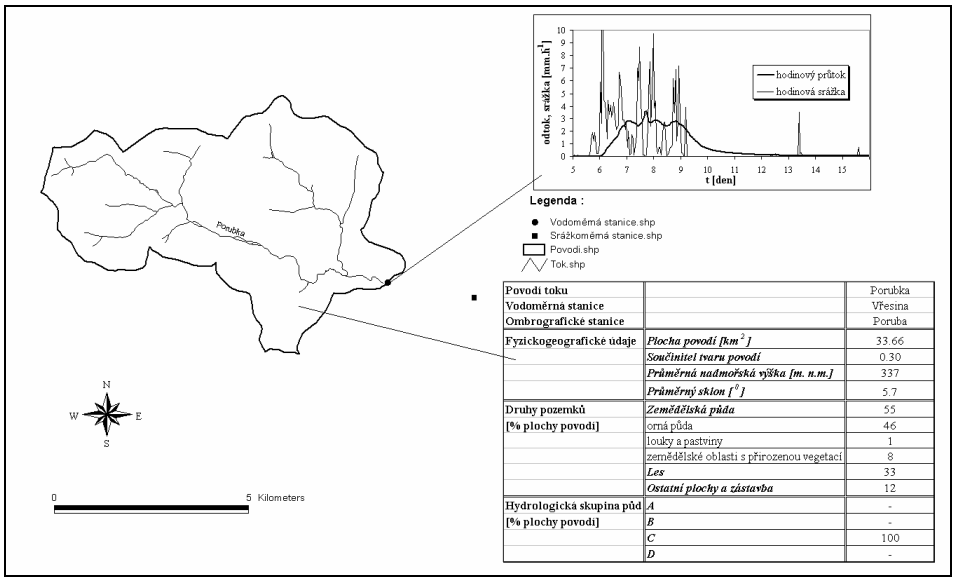


Obr. 3 Znázornění vybraných povodí v územní působnosti ČHMÚ, pobočky Ostrava

Fig. 3 Illustration of chosen river basin in the province of CHMI, branch Ostrava

Pro zpracování retenčních schopností vybraných povodí byla použita první povodňová vlna v době od 5.7. do 15.7. 1997, která byla na většina postiženého území výraznější co do kulminací, objemů i příčinných srážek.

Povodí Porubky



Povodí toku		Porubka
Vodoměrná stanice		Vřesina
Ombrografické stanice		Poruba
Fyzickogeografické údaje	***Plocha povodí [km²]***	33.66
	Součinitel tvaru povodí	0.30
	Průměrná nadmořská výška [m. n.m.]	337
	Průměrný sklon [°]	5.7
Druhy pozemků	***Zemědělská půda***	55
[% plochy povodí]	orná půda	46
	louky a pastviny	1
	zemědělské oblasti s přirozenou vegetací	8
	Les	33
	Ostatní plochy a zástavba	12
Hydrologická skupina půd	***A***	-
[% plochy povodí]	***B***	-
	C	100
	D	-

Obr. 4 Povodí Porubky s vyznačením průběhu hodinových srážek a odtoků za posuzované období a vybraných fyzickogeografických parametrů

Fig. 4 Waveform rainfall and outflow in one hour time interval with chosen geographical parameters in the Porubka river basin.

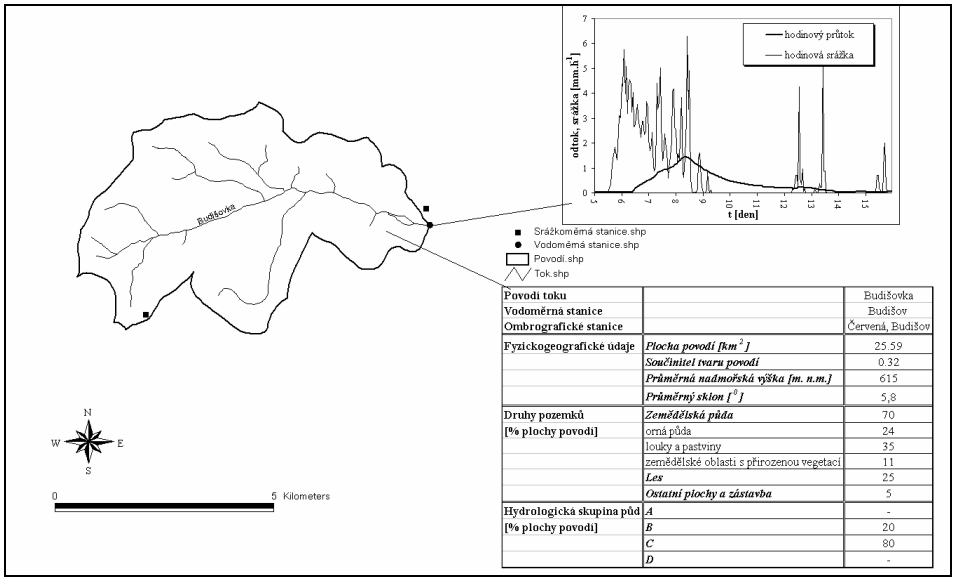
Řeka Porubka je levostranným přítokem řeky Odry. Ústí do ní na katastru města Ostravy. Hodnocené povodí uzavírá profil vodoměrné stanice Vřesina a má velikost 33,66 km^2. Z celkové plochy povodí pokrývají 33 % území lesy, 55 % zemědělská půda (orná půda 46%, louky a pastviny 1%, a zemědělské oblasti 8%) a 12% ostatní plochy.

Povodí Porubky má charakter středně členité pahorkatiny náležející Vítkovské vrchovině, která je součástí geomorfologického celku Nízký Jeseník. Průměrná nadmořská výška povodí je 337 m.n.m., průměrná sklonitost 5,7^o.

Po geologické stránce je povodí Porubky tvořeno převážně horninami starších formací. Konkrétně se jedná o horniny spodního karbonu (kulm) a to převážně pískovce a arkózy, jejichž propustnost je dobrá. Půdní pokryv zde tvoří převážně kambizem (hnědá půda lesní). V údolích podél řek se na naplaveninách vyvinuly převážně glejové půdy nebo fluvizemě glejové. Z hlediska zrnitostního složení jsou půdy v povodí výhradně středně těžké, tzn. hlinité a jílovitohlinité. Podle rychlosti infiltrace patří všechna půda do hydrologické skupiny C tj. s nízkou rychlostí infiltrace.

Povodňová vlna ve vodoměrné stanici Vřesina kulminovala 7.7. 1997 v odpoledních hodinách a dosáhla průtoku s dobou opakování větší než Q_{50} (50-letý průtok). Nasycenost povodí před povodňovou srážkou (hodnota API_{30} = 26,2 mm) byla poměrně vysoká a jak je zřejmé z obr. 4 vyšší odtoky z povodí začaly velice brzy po začátku příčinné srážky. Ačkoli v následujících hodinách po kulminaci spadly na povodí poměrně vydatné srážky, průtok v toku se již dále nezvyšoval vlivem větších rozlivů a zaplavování obcí podél toku. Průměrná intenzita povodňové srážky na povodí dosáhla hodnoty 2,8 mm/hod., maximální intenzita byla zjištěna 6.7.1997 v ranních hodinách a činila 20,0 mm/hod. Celkový úhrn příčinné srážky byl 189,6 mm. Z vypočtených hodnot kriteriálních veličin pro posouzení retence povodí vyplývá, že povodí neškodně (půdou, nepatrně výparem) zachytilo pouze 11 % objemu přívalového deště. Hodnota součinitele celkové retence činí 0,46 (tzn. povodí celkově zadrželo 46 % objemu přívalového deště). Výraznou většinou k ní přispěla retence krátkodobá (povrchová a hypodermická retence), jejíž součinitel dosáhl hodnoty 0,35 (35 % objemu přívalového deště).

Povodí Budišovky



Povodí toku		Budišovka
Vodoměrná stanice		Budišov
Ombrografické stanice		Červená, Budišov
Fyzickogeografické údaje	*Plocha povodí [km^2]*	25.59
	Součinitel tvaru povodí	0.32
	Průměrná nadmořská výška [m. n.m.]	615
	Průměrný sklon [^{o}]	5,8
Druhy pozemků	*Zemědělská půda*	70
[% plochy povodí]	orná půda	24
	louky a pastviny	35
	zemědělské oblasti s přirozenou vegetací	11
	Les	25
	Ostatní plochy a zástavba	5
Hydrologická skupina půd	*A*	-
[% plochy povodí]	*B*	20
	C	80
	D	-

Obr. 5 Povodí Budišovky s vyznačením průběhu hodinových srážek a odtoků za posuzované období a vybraných fyzickogeografických parametrů

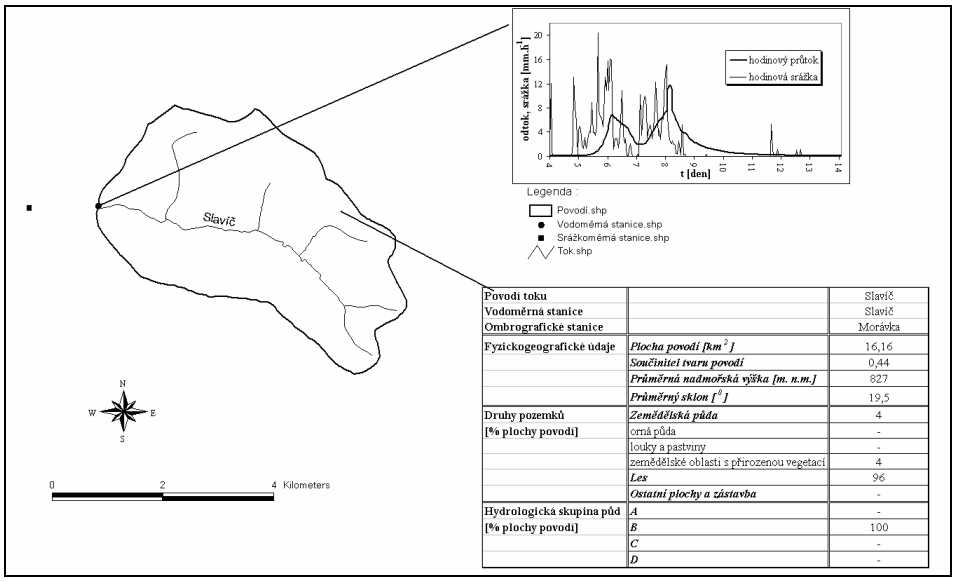
Fig. 5 Waveform rainfall and outflow in one hour time interval with chosen geographical parameters in the Budisovka river basin.

Na řece Budišovce, levostranném přítoku řeky Odry, jsou průtoky sledovány ve vodoměrné stanici Budišov nad Budišovkou, která uzavírá povodí o velikosti 25,59 km^2. Z této plochy pokrývají lesy 25 % území. Zemědělská půda je zastoupena na 70 % plochy povodí, přičemž orná půda tvoří 24 % z celkové plochy povodí, louky a pastviny 35 % a zemědělské oblasti 11%. Ostatní plochy pokrývají 5% zkoumaného území.

Povodí je součástí geomorfologického celku Nízký Jeseník – podcelek Domašovská vrchovina. Jedná se o středně členitý pahorkatinný reliéf o průměrné výšce 615 m.n.m. Průměrná sklonitost povodí je 5,8^o. Geologické podloží je tvořeno paleozoickými horninami spodního karbonu – kulmu (břidlice, vápence). Půdní pokryv zde v největší míře zastupuje kambizem (hnědá půda lesní), která se v nejvyšších partiích na jihovýchodě vyskytuje ve své dystrické podobě (silně kyselá). V depresních územích, kde se hromadí přebytečná voda, se v důsledku převlhčení půdních profilů vyvinuly půdy glejové. Z hlediska textury půd převažují půdy o zrnitost střední (jílovitohlinitá), silně kyselé půdy pak vykazují zrnitost lehčí střední (jílovitopísčitá). Dle rychlosti infiltrace patří 80% půd do hydrologické skupiny C (nízká rychlost infiltrace). Zbytek území náleží k hydrologické skupině půd B se zvýšenou rychlostí infiltrace.

Jak je zřejmé z obr. 5 tvar povodňové vlny ve stanici Budišov je hladký, jednovrcholový (kulminace dne 8.7.1997) s nepatrným vzestupem způsobeným obnovenou srážkovou činností ve dnech 12.-13.7.1997. Ačkoli nasycenost povodí byla poměrně vysoká (API$_{30}$ = 25,6 mm) díky nižší intenzitě hodinových srážek (průměrná intenzita – 2,3 mm/hod., maximální – 6,3 mm/hod) byl vzestup povodňových průtoků pozvolnější a hydrogram povodňové vlny vykazuje celkově plošší tvar. Celkový úhrn povodňové srážky na povodí činil 191,2 mm. Povodí celkově zadrželo až 76 % příčinných srážek, přičemž samotná půda zachytila 44 % objemu srážky. O něco méně se na celkové retenci podílela dynamická retence a to 32 % objemu zadržené srážky.

Povodí Slavíče



Povodí toku		Slavíč
Vodoměrná stanice		Slavíč
Ombrografické stanice		Morávka
Fyzickogeografické údaje	***Plocha povodí [km^2]***	16,16
	Součinitel tvaru povodí	0,44
	Průměrná nadmořská výška [m. n.m.]	827
	Průměrný sklon [^{o}]	19,5
Druhy pozemků	***Zemědělská půda***	4
[% plochy povodí]	orná půda	-
	louky a pastviny	-
	zemědělské oblasti s přirozenou vegetací	4
	Les	96
	Ostatní plochy a zástavba	-
Hydrologická skupina půd	***A***	-
[% plochy povodí]	***B***	100
	C	-
	D	-

Obr. 6 Povodí Slavíče s vyznačením průběhu hodinových srážek a odtoků za posuzované období a vybraných fyzickogeografických parametrů

Fig. 6 Waveform rainfall and outflow in one hour time interval with chosen geographical parameters in the Slavic river basin.

Řeka Slavíč je pravostranným přítokem vodní nádrže Morávka. Stejnojmenná vodoměrná stanice uzavírá zkoumané povodí nedaleko ústí do nádrže. Plocha povodí je 16,16 km^2. Téměř celé povodí je

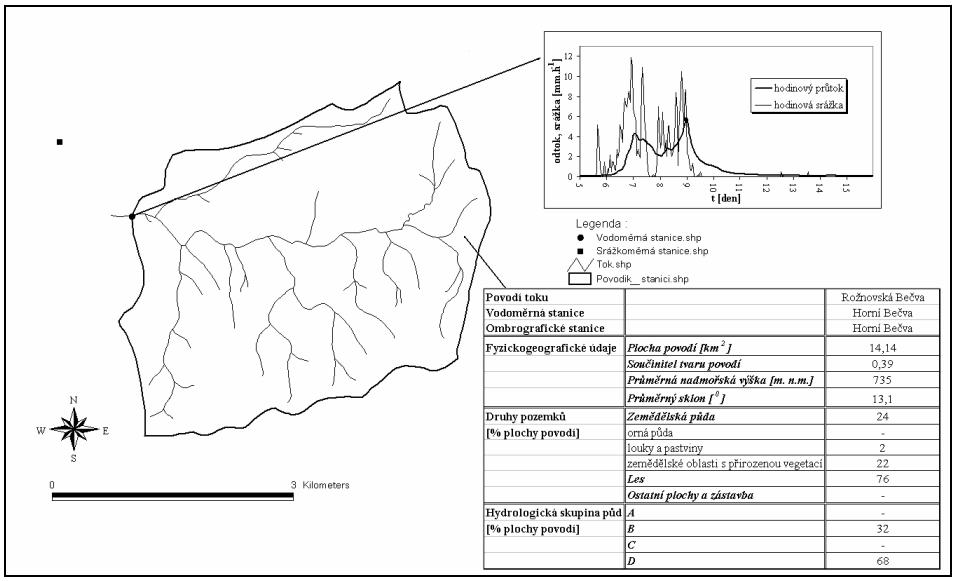
pokryto lesem (96 %). Zbývající 4 % z celkové plochy povodí zaujímá zemědělská půda, která je zde výhradně využita jako zemedělský oblast.

Povodí Slavíče patří dle své průměrné výškové členitosti (400m) k plochým hornatinám. Je součástí Lysohorské hornatiny patřící geomorfologickému celku Moravskoslezské Beskydy. Nejvyšší pásmo kulminuje vrcholy Slavíče (1055 m.n.m.) resp. Ropičanky (1082 m.n.m.). Průměrná nadmořská výška dosahuje 827 m.n.m. Údolí Slavíče tvoří hluboký zářez s úzkým údolním dnem a strmými svahy. Průměrný sklon povodí je 19,5^{o}.

Geologická stavba povodí je homogenní. Tvoří ji výhradně druhohorní formace mohutného vrstevního komplexu godulského souvrství složeného z odolných pískovcových lavic. Propustnost horninového podloží je dobrá. Z půdních druhů se v povodí nejčastěji vyskytují lehčí střední půdy (středně kamenité). Nejrozšířenějšími půdními typy jsou hnědá půda podzolová ve vrcholových partiích a hnědá lesní půda silně kyselá (kambizem dystrická) v nižších částech svahů. Z hlediska rychlostí infiltrace patří půdy v tomto povodí do hydrologické skupiny B tzn. dobře propustné s vyšší rychlostí infiltrace.

Povodňová srážka zaznamenaná v okolí povodí Slavíče byla rozdělena do dvou intenzivnějších epizod (obr. 6). První epizoda trvala od odpoledních hodin dne 5.7.1997 zhruba do odpoledne 7.7.1997 a měla průměrnou intenzitu 6.1 mm/hod. Vyvolala povodňovou vlnu o kulminačním průtoku s dobou opakování menší než Q_{20}. Průměrná nasycenost povodí před touto srážkou byla poměrně vysoká (API_{30} = 41,5 mm). Mezi první a druhou srážkovou epizodou průtoky v toku rychle poklesly až na 1 letý průtok. Avšak již v nočních hodinách dne 8.7.1997 nastoupila druhá významná příčinná srážka, která trvala do dopoledne 9.7.1997. Její průměrná intenzita byla 7.2 mm/hod. Protože spadla do nasyceného povodí, průtoky na ni začaly téměř bezprostředně reagovat prudkým vzestupem, který kulminoval průtokem s dobou opakování větší než Q_{50}. Celkový úhrn srážek z obou epizod byl 445 mm. Součinitel celkové retence činil 44 % z úhrnu srážky. Neškodně (půdou) bylo povodí schopno zachytit pouze 16 % povodňové srážky. Povrchová a hypodermická retence se podílela 28 % na zadržení srážky.

Povodí Rožnovské Bečvy



Povodí toku		Rožnovská Bečva
Vodoměrná stanice		Horní Bečva
Ombrografické stanice		Horní Bečva
Fyzickogeografické údaje	*Plocha povodí [km^2]*	14,14
	Součinitel tvaru povodí	0,39
	Průměrná nadmořská výška [m. n.m.]	735
	Průměrný sklon [^{o}]	13,1
Druhy pozemků	*Zemědělská půda*	24
[% plochy povodí]	orná půda	-
	louky a pastviny	2
	zemědělské oblasti s přirozenou vegetací	22
	Les	76
	Ostatní plochy a zástavba	-
Hydrologická skupina půd	*A*	-
[% plochy povodí]	*B*	32
	C	-
	D	68

Obr. 6 Povodí Rožnovské Bečvy s vyznačením průběhu hodinových srážek a odtoků za posuzované období a vybraných fyzickogeografických parametrů

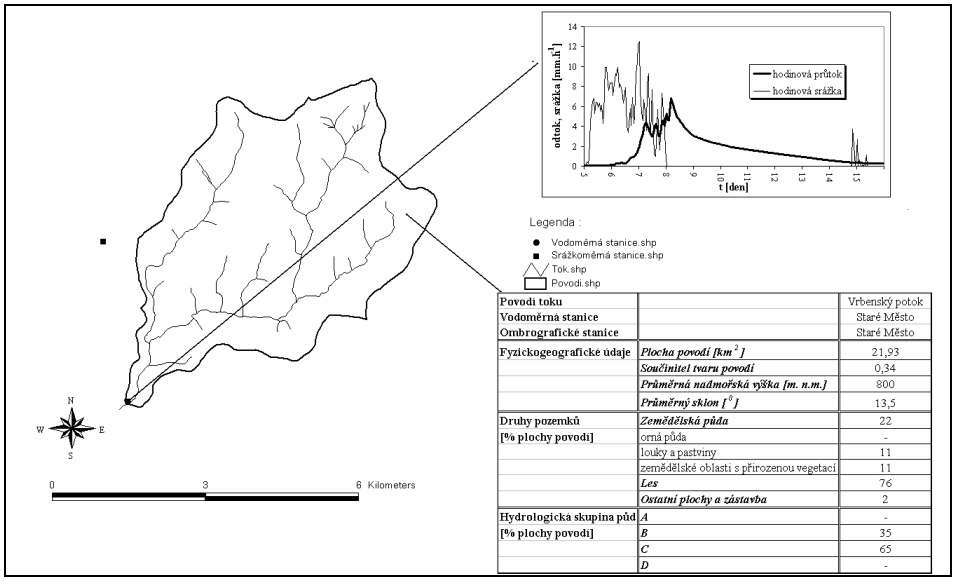
Fig. 6 Waveform rainfall and outflow in one hour time interval with chosen geographical parameters in the Roznovska Becva river basin.

Rožnovská Bečva spolu se Vsetínskou Bečvou tvoří hlavní zdrojnice řeky Bečvy. Oba toky se stékají u Valašského Meziříčí. Zájmové území po profil vodoměrné stanice Horní Bečva pokrývá pramennou

část povodí Rožnovské Bečvy o ploše 14.14 km^2. Výraznou většinu vegetačního pokryvu zde tvoří les (76 % plochy povodí). Na zemědělskou půda připadá 24 % z celkové plochy povodí, přičemž je zde tvořena téměř výhradně zemědělskými oblastmi – 22 %, pouze 2 % připadají na louky. Hodnocené povodí má velmi členitý vrchovinný reliéf patřící k horské části Západních Beskyd. Ty zde zastupují dva významné geomorfologické celky – Moravskoslezské Beskydy (Radhošťská hornatina) na severu a Hostýnsko-vsetínská hornatina (Vsetínská hornatina) v jižní polovině povodí. Hranici mezi oběma celky tvoří Rožnovská brázda, do níž je zahloubeno údolí Rožnovské Bečvy. Vyšších nadmořských výšek dosahuje oblast Hostýnsko-vsetínské hornatiny vrcholící na jihovýchodě horou Vysoká (1024 m.n.m.). Průměrná nadmořská výška povodí je 735 m.n.m. a průměrný sklon povodí dosahuje 13.1^o. Geologické podloží povodí je různorodé. Oblast Vsetínské hornatiny je tvořena málo propustnými terciérními horninami magurského flyše (pískovce a břidlice), zatímco na území Radhošťské hornatiny se nachází druhohorní formace dobře propustných pískovců. Toto rozdělení určuje i pedologické poměry území. Na druhohorních horninách se vyvinuly převážně kyselé podzolové půdy, zatímco na třetihorních horninách alpínského vrásnění se nachází téměř výhradně hnědá horská půda silně kyselá (kambizem dystrická). Z hlediska zrnitostního zastoupení zde mají převahu těžší střední půdy (jilovitohlinitá půda), pouze ve vrcholových oblastech na severu se vyskytují půdy se zrnitostí lehčí střední (jílovitopísčitá s podílem kamenité půdy). Většina půdy (68%) patří dle rychlosti infiltrace do skupiny D (malá intenzita infiltrace). Zbytek půdy (oblast Radhošťské hornatiny) náleží do hydrologické skupiny B s vyšší rychlostí infiltrace.

Rozložení příčinné srážky i tvar hydrogramu povodňové vlny byly téměř totožné jako u povodí Slavíče (obr. 7). Také zde byla povodňová srážka rozdělena do dvou epizod o stejném trvání. První srážková epizoda měla průměrnou intenzitu 4,2 mm/hod. a měla za následek povodňovou vlnu s kulminačním průtokem s dobou opakování Q_5. Druhá epizoda vydatných srážek však začala, na rozdíl od povodí Slavíče, již ve večerních hodinách 7.7.1997. Díky tomu nebyl pokles průtoků po první epizodě srážek tak výrazný jako u povodí Slavíče. Průtok poklesl pouze z hodnoty Q_5 na Q_2. Průměrná intenzita druhé epizody srážek byla 4,9 mm/hod. Druhá vlna po této srážce kulminovala na hodnotě průtoku s dobou opakování Q_{10}. Celkový úhrn srážky činil 322 mm. Součinitel celkové retence, obdobně jako u povodí Slavíče, činil 45 % z celkového úhrnu srážky. Díky nižší intenzitě srážky byla půda schopna zadržet nepatrně větší množství srážek a to 20 %. Zbylých 25 % srážek zadržela povrchová a hypodermická složka retence.

Povodí Vrbenského potoka



Povodí toku		Vrbenský potok
Vodoměrná stanice		Staré Město
Ombrografické stanice		Staré Město
Fyzickogeografické údaje	*Plocha povodí [km^2]*	21,93
	Součinitel tvaru povodí	0,34
	Průměrná nadmořská výška [m. n.m.]	800
	Průměrný sklon [^{o}]	13,5
Druhy pozemků	*Zemědělská půda*	22
[% plochy povodí]	orná půda	-
	louky a pastviny	11
	zemědělské oblasti s přirozenou vegetací	11
	Les	76
	Ostatní plochy a zástavba	2
Hydrologická skupina půd	*A*	-
[% plochy povodí]	*B*	35
	C	65
	D	-

Obr. 6 Povodí Rožnovské Bečvy s vyznačením průběhu hodinových srážek a odtoků za posuzované období a vybraných fyzickogeografických parametrů

Fig. 6 Waveform rainfall and outflow in one hour time interval with chosen geographical parameters in the Vrbensky potok river basin.

Vrbenský potok tvoří levostranný přítok řeky Krupá, která dále u obce Hanušovice ústí do Moravy. Povodí po vodoměrnou stanici ve Starém Městě má velikost 21.93 km^2 a ze tří čtvrtin je zalesněno. Na zemědělskou půdu připadá 22% z plochy povodí (11% tvoří louky a pastviny, 11% zemědělské oblasti) a na ostatní plochy 2%.

Vrchovinný reliéf povodí je součástí geomorfologického celku Rychlebských hor. Průměrná nadmořská výška povodí je 800 m.n.m. Nejvyšších výšek povodí dosahuje na severovýchodě vrcholy Travná hora (1122 m.n.m.) a Trnová hora (1060 m.n.m.). Průměrný sklon povodí je 13.5°.

Podloží je tvořeno proterozoickými horninami assyntského vrásnění (svory, fylity, pararuly). Jejich propustnost je slabá. Půdní pokryv zde zastupují hnědé půdy kyselé až silně kyselé. V horské části povodí se pak vyskytují hnědá půda podzolová a podzolová půda. Zrnitost půd je hlinitopísčitá až kamenitá. Podle rychlosti infiltrace patří 65% půd do hydrologické skupiny C (málo propustná) a 35% do skupiny B tzn. vyšší rychlost infiltrace.

Z obr. 8 je zřejmé, že hydrogram povodňové vlny, zejména jeho vzestupná větev, je rozeklaný množstvím dílčích poklesů a vzestupů průtoků, které kopírují chod hodinových úhrnů srážek. Povodňová vlna ve stanici Staré Město kulminovala průtokem s dobou opakování výrazně převyšující hodnotu Q_{100}. Tento mimořádně velký průtok byl kromě meteorologických příčin (celkový úhrn povodňové srážky – 472 mm, průměrná intenzita srážky – 6,9 mm/hod.) ovlivněn také extrémním nasycením půdy předchozími srážkami (API_{30} = 91 mm). Díky tomu půda zadržela minimální množství z celkové srážky a to 9 %. Výraznou většinou se na celkové retenci podílela její povrchová a hypodermická složka. Ta zachytila 37 % z celkové srážky. Hodnota součinitele celkové retence je 46%.

Všechny zjištěné hodnoty kriteriálních veličin pro posouzení retence vybraných povodí souhrnně uvádí následující tabulka 1.

Tab. 1 Přehled základních kriteriálních veličin pro posouzení retence u vybraných povodí

Tab. 1 Summary of basic criterial value needed for evaluation of water retention of chosen river basins

Povodí		Porubka	Budišovka	Slavíč	Rožnovská Bečva	Vrbenský potok
Součinitel předchozích srážek API [mm]		26,2	25,6	41,5	40,3	91,2
Celková výška přívalového deště [mm]		189,6	191,2	445,1	322,3	472,4
Průměrná intenzita přívalového deště [mm/hod]		2,8	2,3	6,5	4,4	6,9
Efektivní retence [mm] :	celková	87,2	146,1	195,8	145,3	218,5
	dlouhodobá	20,7	84,2	69,8	64,7	42,7
	krátkodobá	66,5	61,9	125,9	80,6	175,8
Součinitel retence :	celkové	0,46	0,76	0,44	0,45	0,46
	dlouhodobé	0,11	0,44	0,16	0,20	0,09
	krátkodobé	0,35	0,32	0,28	0,25	0,37

Míra vlivu jednotlivých fyzickogeografických faktorů (nezávisle proměnné) na efektivní celkovou retenci a efektivní dlouhodobou retenci (závisle proměnné) byla určena porovnáním hodnot párových koeficientů korelace. Jak vyplývá z tabulky 2 výsledkem této analýzy je zjištění, že největší vliv na celkovou retenci má dle předpokladů celkový úhrn příčinné srážky resp. její intenzita a průměrný sklon povodí. Nejmenší vliv měla plocha povodí a jeho hydrogeologické poměry (HSP). Podobnou míru vlivu měly uvedené faktory také na efektivní dlouhodobou retenci pouze s tím rozdílem, že se zde výrazněji projevil vliv nasycenosti povodí před povodňovou událostí (API_{30}).

Tab. 2 Párové koeficienty korelace vyjadřující míru vlivu geografických parametrů na retenci povodí

Tab. 2 Pair correlation coefficient representing the impact of geographical parameters on water retention of river basins

Fyzickogeografická charakteristika	Retence celková	Retence dlouhodobá
Tvar povodí	0,43	0,16
Ukazatel předchozích srážek API	0,38	0,52
Průměný sklon povodí	0,59	0,42
Průměrný úhrn srážek	0,57	0,54
Průměrná intenzita srážek	0,63	0,61
Hydrologická skupina půd HSP	0,13	0,16
Landuse	0,44	0,28
Plocha povodí	0,28	0,01

ZÁVĚR

Z hodnocení uvedeném v tomto příspěvku vyplynulo, že největší část z objemu povodňové srážky zadrželo povodí Budišovky a to 76 %. Přestože je v tomto povodí zemědělská půda zastoupena na 70 % plochy povodí a lesy pokrývají pouze čtvrtinu území, byla půda schopna zachytit až 44 % z celkového úhrnu efektivní srážky. Naopak u povodí, která jsou téměř celá zalesněna (povodí Slavíče, Rožnovské Bečvy, Vrbenského potoka) byl zjištěn nejméně příznivý součinitel celkové i dlouhodobé retence. Lze to vysvětlit velkou průměrnou sklonitostí uvedených povodí a také největší příčinnou srážkou co do její intenzity i celkového úhrnu. Srovnáním párových koeficientů korelace závislostí retenční schopnosti povodí na fyzickogeografických faktorech byla potvrzena největší míra vlivu srážkových a geomorfologických faktorů, zvláště sklonu povodí.

Je třeba připomenout, že výsledky v tomto příspěvku jsou založeny pouze na analýze jedné povodňové události z roku 1997 způsobené srážkovou situací natolik extrémní, že se vliv způsobu využívání povodí a hydrogeologických charakteristik výrazněji neprojevil na zvýšení či snížení retenční schopnosti povodí. Při hodnocení průběhu více povodňových epizod na větším vzorku povodí dojde pravděpodobně k upřesnění výsledků této analýzy. Na tomto základě pak bude možné sestavit regionální regresní model závislostí retenční schopnosti povodí na vybraných fyzickogeografických faktorech.

Literatura

[1] Anton, Z., Sarga, K. and Slepička, F. (1989): Moderní hydrologické metody pro hydrogeologické testování a bilancování. MON, Praha.

[2] Čermák, M. (1968): Základní činitelé ovlivňující odtok velkých vod. Sborník prací HMÚ, svazek 12, HMÚ, Praha.

[3] Dumbrovský, M., Podhrazská, J., Prudký, J., Spitz, P. and Uhlířová J. (1998): Rozbor retenčního potencionálu povodí řeky Opavy s analýzou zastoupení a plošného rozmístění kultur. Výzkumná zpráva, VÚMOP, Praha.

[4] Spitz, P. and Uhlířová, J. (2004): Přirozená retence povodí. Poster z Konference „Meliorace včera, dnes a zítra“ , Praha - Průhonice.

Autor

Stanislav Kaleta, Český hydrometeorologický ústav, pobočka Ostrava, K Myslivně 3, Ostrava – Poruba, 70800
e-mail: kaleta@chmi.cz

ZÁPLAVOVÉ ČIARY V ÚDOLÍ TORYSY POD PREŠOVOM

Jozef Kamenský, Martin Mišík

Príspevok podáva informáciu o riešení problematiky prechodu povodňovej vlny s kulminačným prietokom Q_{100} údolím toku Torysa v úseku od sútoku so Sekčovom po zaústenie do Hornádu. Prúdenie s kulminačným povodňovým prietokom Q_{100} bolo simulované pomocou 1D hydrodynamického modelu neustáleného prúdenia. Hydrodynamický model hlavného koryta a inundačných území bol kalibrovaný na základe údajov z povodne v roku 2004. Na základe výsledkov boli zostrojené mapy záplavových čiar a posúdená bola funkčnosť mostných objektov na toku počas povodní.

Kľúčové slová: záplavové čiary, hydrodynamické modelovanie, rieka Torysa

Flood Delineation Lines in Torysa River Valley below Prešov. *The paper brings information about simulation of flood wave propagation in Torysa river valley on the reach between tributary of Sekčov and Torysa mouth to Hornád. Flood flow with peak discharge Q_{100} was simulated using 1D unsteady flow hydrodynamic model. The Hydrodynamic model of the main channel and flood plains was calibrated on the basis of data from 2004 flood. Flood delineation lines were constructed and flood flow capacity of bridges was assessed on the basis of obtained results.*

Key words: flood delineation lines, hydrodynamic modelling, Torysa River

---

ÚVOD

Určovanie záplavových čiar je aktuálnym problémom vodného hospodárstva. Mapy záplavových území sú dôležitým podkladom pri územnom plánovaní, plánovaní protipovodňovej ochrany a krízovom manažmente. Preto je určovanie hraníc inundačných území zakotvené aj v príslušnej legislatíve.

Značný záujem o územný rozvoj v údolí Torysy bol podnetom k určeniu povodňových hladín a hraníc inundačných území Torysy medzi Prešovom a jej zaústením do Hornádu. Táto práca prebiehala v spolupráci SVP, OZ Košice, Katedry hydrotechniky Stavebnej fakulty STU Bratislava a DHI Slovakia, s.r.o.

KONCEPCIA KONŠTRUKCIE ZÁTOPOVÝCH ČIAR

Záplavové čiary, ako hranice inundačného územia v údolí Torysy, boli skonštruované pre návrhovú hladinu povodňového prietoku Q_{100}. Návrhová povodňová hladina bola stanovená na základe hydraulického výpočtu pomocou matematického modelovania. Záplavové čiary boli znázornené v mapách mierky 1 : 10 000, na základe prieniku vypočítaného priebehu hladiny s výškopisom terénu.

POUŽITÉ PODKLADY

Pre stavbu matematického modelu boli použité geodeticko – hydrografické pasporty Torysy a Hornádu, so zameranými priečnymi profilmi koryta a inundačných území a doplnkové mapové podklady. Pri hydraulických výpočtoch boli použité hydrologické údaje SHMÚ a pozorovania SVP zo záujmového úseku Torysy a relevantných vodomerných staníc na Toryse, Sekčove a Hornáde. Na kalibráciu modelu boli použité geodeticky zamerané značky kulminačnej hladiny povodne z leta 2004. Na znázornenie záplavových čiar boli použité vrstevnicové mapy mierky 1 : 10 000.

MATEMATICKÉ MODELOVANIE PRIEBEHU HLADINY PRI Q_{100}

Použitý simulačný prostriedok

Na modelovanie prúdenia povodňových prietokov Torysy bol použitý simulačný prostriedok MIKE 11, DHI Software. Je to jednorozmerný matematický model pre simulovanie prúdenia, kvality vody a pohybu splavenín v otvorených korytách a inundačných územiach. Použitý bol hydrodynamický modul, ktorý simuluje neustálené prúdenie pomocou numerického riešenia Saint Venantovych rovníc. Model dokáže vystihnúť podmienky riečneho aj bystrinného prúdenia pomocou výpočtovej schémy ktorá sa adaptuje podľa miestnych podmienok prúdenia v čase a v priestore. Model popisuje aj prúdenie cez hydraulické objekty a mosty.

Rozsah modelu

Horný okraj modelu bol na sútoku Torysy a Sekčova (staničenie podľa pasportu – rkm 56,041). Aby bol správne modelovaný celý úsek Torysy až po ústie, dolný okraj modelu bol umiestnený na Hornád do profilu limnigrafickej stanice SHMÚ Ždaňa (staničenie podľa paportu – rkm 123,280), 5 km pod ústím Torysy. Celý výpočtový model teda pozostával z dvoch vetiev, vetvy Torysy v rozsahu rkm 0,0 – 56,041 a vetvy Hornádu v rozsahu rkm 123,280 – 129,800, celková dĺžka modelu bola 62,5 km. Riečne korytá a inundačné územia riek boli schematizované pomocou 230 priečnych profilov na Toryse a 14 priečnych profilov na Hornáde.

Mostné objekty

Na modelovanom úseku bolo 31 mostných objektov, z ktorých 5 bolo schematizovaných formou zvýšeného hydraulického odporu, 26 mostov bolo detailne modelovaných ako objekt s reálnymi rozmermi a kótami mostnej konštrukcie, vrátane pilierov. Väčšina z týchto mostov nemá dostatočnú prietočnú kapacitu, aj počas menej významných povodní sú zahltené a upchaté naplaveným drevom. V závislosti od prietoku a hydraulických podmienok sa prúdenie cez profil mosta automaticky modelovalo ako prúdenie s voľnom hladinou, tlakové prúdenie pod mostovkou, alebo kombinácia tlakového prúdenia a prepadu cez širokú korunu v prípade preliatia mosta.

Kalibrácia modelu

Model bol kalibrovaný tak, aby správne vystihoval výšku kulminačnej hladiny povodne z prelomu júla a augusta 2004. Simulovaný priebeh kulminačnej hladiny pre hydrologické podmienky z povodne 2004 bol porovnaný so zameranými výškami značiek pozorovanej kulminačnej hladiny v teréne.
Celkovo bolo k dispozícii 22 zameraných značiek povodňovej hladiny, spravidla na mostných objektoch (2 značky na Hornáde a 20 na Toryse).

Výpočet návrhovej povodňovej hladiny Q_{100}

Pri simulačných výpočtoch bol na hornom okraji modelu pri ústí Sekčova (rkm 56,041) zadávaný prietokový hydrogram trojuholníkového tvaru s kulminačným prietokom 410 $m^3.s^{-1}$. Pod ústím Delne stúpol výpočtový kulminačný prietok na 419 $m^3.s^{-1}$. Pre uvedenú návrhovú povodeň Q_{100} bol na predmetnom úseku Torysy zistený priebeh kulminačnej hladiny. Výsledky potvrdili, že mostné objekty, vzhľadom na nedostatočnú prietočnú kapacitu (13 zatopených a 16 prelievaných mostov), výrazne vzdúvajú hladinu a ovplyvňujú pozdĺžny profil povodňových hladín.

Presnosť výpočtov

Na základe zhody, ktorú sa podarilo dosiahnuť medzi zameranými a simulovanými výškami povodňových hladín, možno predpokladať, že miera presnosti vypočítaných nadmorských výšok hladiny Q_{100} je na väčšine záujmového úseku Torysy v rozsahu +/- 30 cm, miestne +/- 50 cm, za predpokladu súčasného stavu koryta a inundačných území Torysy.

ZOSTROJENIE ZÁPLAVOVÝCH ČIAR

Záplavové čiary, ako ohraničenie zátopových plôch, boli konštruované z priesečníkov vypočítanej hladiny pri prietoku Q_{100} s terénom v jednotlivých profiloch a údolných profiloch. Hranice inundačného územia boli znázornené na mapových listoch v mierke 1 : 10 000.

ZÁVER

Záplavové čiary boli zostrojené v údolí toku Torysa v úseku od sútoku s Hornádom po prítok Sekčova. Tieto čiary, ktorými je vymedzená predpokladaná zátopová plocha, boli stanovené na základe matematickej simulácie neustáleného prúdenia modelovej povodňovej vlny s kulminačným prietokom rovným Q_{100} a zobrazené na mapových listoch v mierke 1 : 10 000. Presnosť výškopisu vrstevnicových máp v mierke 1 : 10 000 je podstatne nižšia ako presnosť hydraulických výpočtov výšky návrhovej povodňovej hladiny. Pre kvalitné povodňové mapovanie je potrebné pracovať s digitálnym modelom terénu (DTM) s podstatne lepšou presnosťou, ktorá by zodpovedala presnosti hydraulických výpočtov. Presné povodňové mapovanie je potom možné urobiť aplikáciou špecializovaných softvérov. Vhodným spôsobom vytvorenia presného DTM je letecká fotogrametria, alebo laserové skenovanie LIDAR. V prípade leteckej fotogrametrie pre účely povodňového modelovania a mapovania sa odporúča snímkovanie v mimovegetačnom období v mierkach 1:4000, 1:6000, alebo 1:8000.

Literatúra

Kamenský, J., Mišík, M. (2005): Určenie hladín a hraníc inundačného územia na toku Torysa v úseku rkm 0,0, - 57,5 pri prietoku Q_{100}, záverečná správa Katedra hydrotechniky Stavebnej fakulty STU Bratislava, DHI Slovakia, s.r.o.

Autori

Jozef Kamenský, Katedra hydrotechniky, Stavebná fakulta STU, Radlinského 11 Bratislava, kamensky@svf.stuba.sk
Martin Mišík, DHI Slovakia, s.r.o, Hattalova 12, 831 03 Bratislava, m.misik@dhi.sk

KVANTIFIKACE REŽIMU PODZEMNÍCH VOD PŘI EXTRÉMNÍCH HYDROLOGICKÝCH SITUACÍCH

Miroslav Kněžek, Martina Krátká

Pro možnost hospodaření s podzemními vodami a stanovení jejich vodohospodářského významu je nezbytné kvantifikovat jejich režim. Na příkladech dvou vodoměrných profilů Metuje, Teplice n. M. (89 km^2) a Hronov (240 km^2) v křídové Polické pánvi (struktura s hlubokým oběhem a velkou akumulací) a profilu Divoké Orlice, Klášterec n. O. (155 km^2) v krystaliniku Orlických hor (struktura s mělkým oběhem podzemní vody) jsme stanovili velikosti aktivních zásob podzemní vody (objem podzemní vody nad úrovní příslušné erozní základny). Podle modelu hydrologické bilance byly určeny velikosti jejich zmenšování v obdobích poklesu, kdy je odtok z povodí tvořen výlučně dotací podzemních vod. Ukázalo se, že deficity aktivní zásoby jsou v pánevní struktuře za současných podmínek přijatelné i v extrémních případech, v krystaliniku horské oblasti však dochází až k jejímu úplnému vyčerpání. Je odvozen vztah změn zásob ke změnám hladiny podzemní vody v Polické pánvi, respektive ke změně vydatnosti pramenů v oblasti krystalinika. Podobné vyčíslování hydrologické bilance podzemních vod by mělo být postupně zavedeno ve Vodohospodářské bilanci.

Klíčová slova: základní odtok, zásoba podzemní vody, hydrologická bilance, vrt, pramen, Polická pánev, Orlické hory

Quantification of groundwater regime during extreme hydrological situations. *Proper management of groundwater resources depends on the knowledge how to calculate changes in groundwater quantity. Determination of the volume of active groundwater storage (storage above pertinent erosive base) is shown by examples of two different basins. The first type is a structure with deep circulation and huge accumulation (the Police Cretaceous basin), the second type is a structure with shallow circulation (the Eagle Mountains crystalline complex). Reduction of groundwater storage in decrease periods was computed by the SIMBA hydrological balance model. This study shows that deficits of the active storage in the basin structure are for the time being acceptable, but in the crystalline structure the active storage is often almost completely exhausted. Relation between change of groundwater storage and change of groundwater level in the Police basin was deduced, followed by another relation between change of groundwater storage and change of spring yield in the Eagle Mountains crystalline complex. Such numbering of groundwater balance should be gradually implemented in the Water Budget.*

Key words: baseflow, groundwater storage, hydrological balance, borehole, spring, the Police basin, the Eagle Mountains

---

Při předpokládaných změnách klimatu dojde k poklesu průtoků i základního odtoku, který charakterizuje odtok podzemních vod.

Pro možnost hospodaření se zdroji podzemních vod je nezbytné kvantifikovat jejich režim. ČHMÚ již vyčísluje v nejvýznamnějších hydrogeologických rajonech režim přírodních zdrojů podzemních vod ve formě průtokových ukazatelů. Připravuje další rozšíření tohoto zpracování.

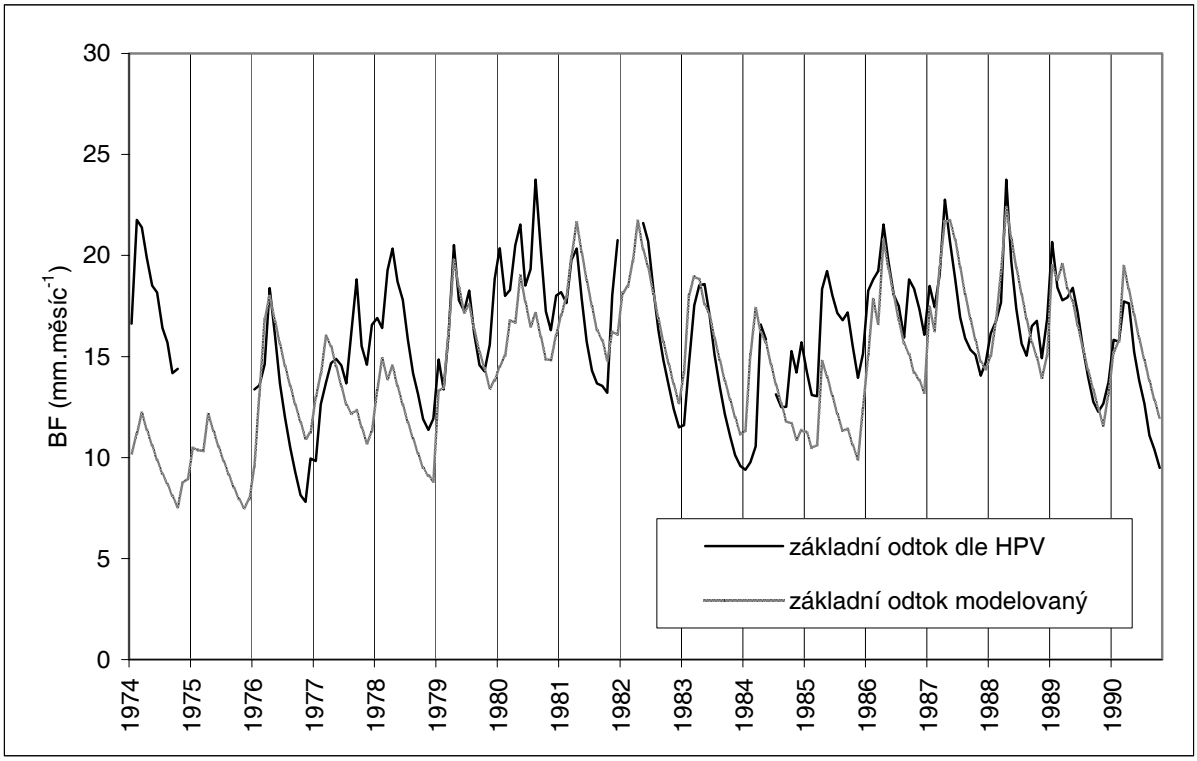
Chceme proto ukázat možnosti kvantitativního zpracování na příkladu hodnocení změn hydrologického režimu v Polické pánvi (povodí Metuje), jako oblasti s hlubokým oběhem podzemních vod a na příkladu vrcholového povodí Divoké Orlice po stanici Klášterec n. O., jako oblasti s relativně mělkým oběhem podzemní vody v krystalinické struktuře.

Polická pánev je hydrogeologicky uzavřeným křídovým rajonem o ploše 240 km^2 se třemi hlavními zvodněmi a mocností křídové výplně pánve až přes 200 m. Výpočty a modely hydrologické bilance jsou proto zcela korektní, bez nutnosti dopočítávání některého z hlavních ukazatelů režimu – v našem případě podzemního odtoku. Prakticky v jejím uzávěru je vodoměrný profil Metuje – Hronov. Její dílčí Adršpašsko-Teplická struktura je též hydrogeologicky uzavřená díky vzdouvací funkci Skalského zlomu. Z hlediska odtoku je uzavřena profilem Teplice nad Metují (M XII).

Abychom mohli použít výsledky hydrologické bilance zpracované modelem SIMBA (Kašpárek, 1998), porovnali jsme velikosti odtoku podzemních vod podle modelového řešení s jeho stanovením pomocí separace na základě vztahu režimu průtoků a hladin podzemních vod. Shoda výsledků byla tak dobrá, že pro další postup prací jsme mohli převzít údaje o změnách zásob podzemních vod z modelu (obr. 1, obr. 2). Jako zajímavost uvádíme, že z 5 vrtů použitých pro odvození separačního vztahu ukázal nejlepší výsledky vrt VS 3 Adršpach, ze struktury nad Skalským zlomem, pro oba vodoměrné profily. Pro profil Teplice n. M. to není překvapující. Pro profil Hronov však tvoří struktura nad Skalským zlomem jen 30 % plochy celého povodí. Dokládá to skutečnost, že vrt použitý k separaci odtoku, jako ukazatel režimu podzemní vody, nemusí reprezentovat skutečné kvantitativní velikosti rozkyvu hladin podzemní vody.

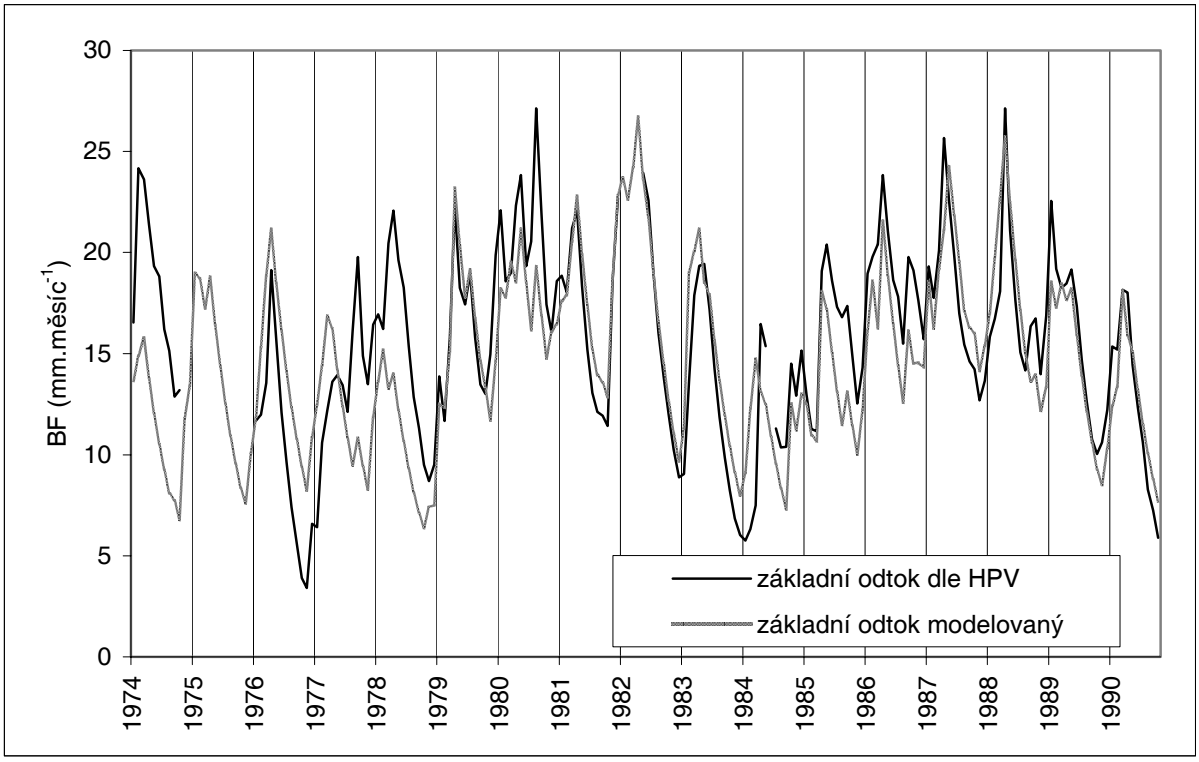
V dalším kroku jsme zpracovali vztah mezi změnou zásoby podzemních vod (velikostí odtoku podzemních vod) se změnou úrovní jejich hladiny. Abychom ověřili skutečné velikosti změn hladin podzemní vody v příslušných povodích, vybrali jsme pro vodoměrný profil Teplice n. M. (89 km^2) 8 vrtů a pro Hronov (240 km^2) dalších 10 vrtů, u nichž byla k dispozici relativně souvislá řada účelového pozorování od roku 1976 do 1990. (Uvedeny jsou plochy hydrogeologických povodí.)

Průměrné velikosti změn hladin v jednotlivých obdobích výrazných změn zásob podzemní vody umožnily odvození obecného vztahu mezi hladinami a zásobami podle modelu. Pro stanovení průměrné velikosti změn hladin jsme nebyli schopni stanovit jednotlivým vrtům rozdílné váhy významnosti podle velikosti příslušné plochy hydrogeologického ovlivnění. Dali jsme tedy pro počítání průměrů všem objektům stejnou váhu. Průměrné velikosti změn hladin v jednotlivých obdobích spolu se změnami zásoby podzemní vody jsou uvedeny v tab. l. Ukázalo se, že prakticky použitelný pro odhad deficitu zásoby podzemní vody je vztah k údajům vrtu VS 3 (obr. 3 a 4). Významné je to proto, že účelová pozorování u většiny ostatních vrtů již skončila.



Obr. 1 Základní odtok (měsíční) v profilu Teplice n. M. podle hladiny podzemní vody (HPV) ve vrtu VS 3 (Adršpach) a podle bilančního modelu, období 1974-1990

Fig. 1 Monthly baseflow in Teplice n. M. by groundwater level in the VS 3 Adršpach borehole and simulated by balance model, period 1974-1990



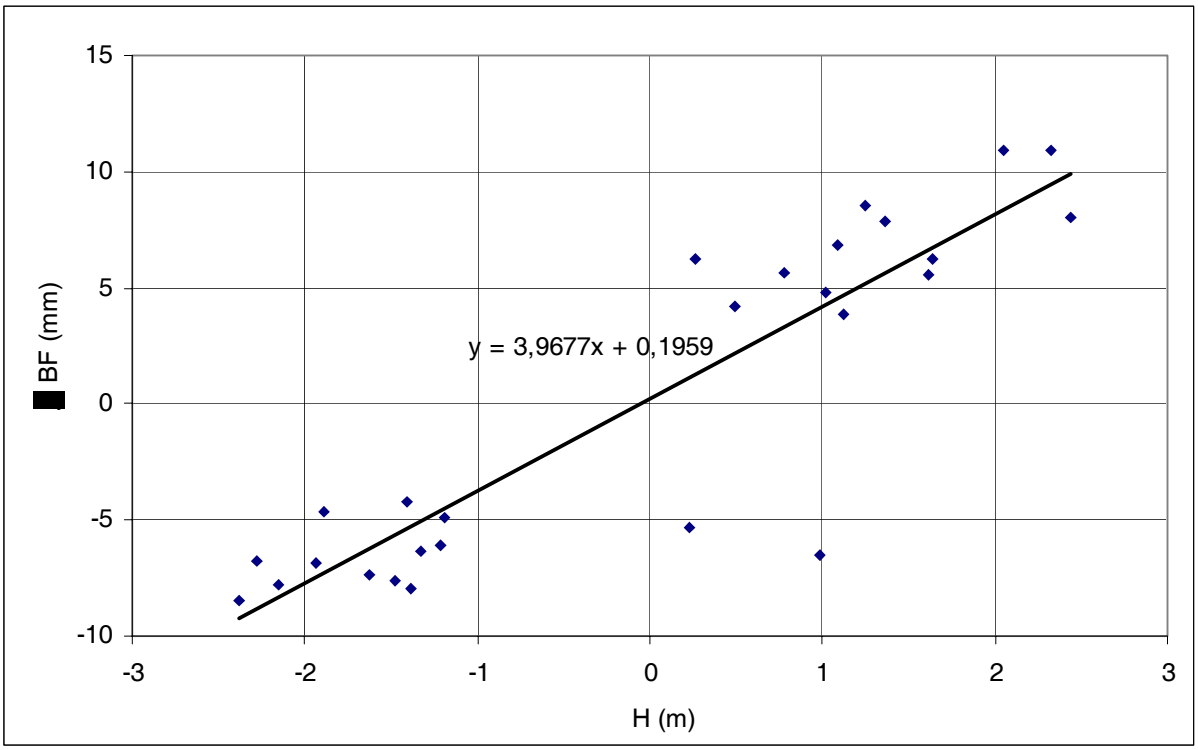
Obr. 2 Základní odtok (měsíční) v profilu Hronov podle hladiny podzemní vody (HPV) ve vrtu VS 3 (Adršpach) a podle bilančního modelu, období 1974-1990

Fig. 2 Monthly baseflow in Hronov by groundwater level in the VS 3 Adršpach borehole and simulated by balance model, period 1974-1990

Tab. 1 Vztah mezi změnou zásoby vody v povodí Δ BF a průměrnou změnou hladiny podzemní vody Δ H, pro profily Teplice n. M. a Hronov, (pro porovnání změny hladiny ve vrtu VS 3).

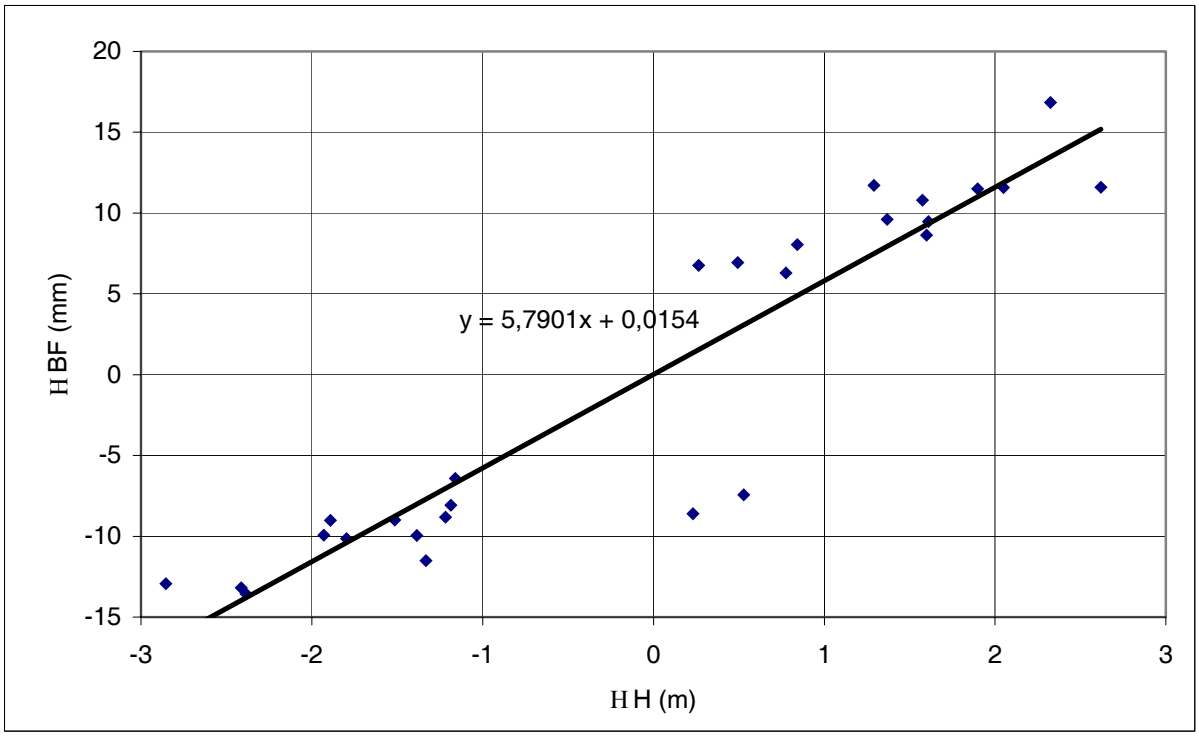
Tab. 1 Relation between change of groundwater storage Δ BF and average change of groundwater level Δ H; profiles Teplice n. M. and Hronov, (for comparison: change of groundwater level in VS 3 borehole)

P. č.	Období	Δ BF (mm)		Δ H (m)		Δ H (m)
		Teplice n. M.	Hronov	Teplice n. M.	Hronov	VS 3
1	4.76–11.76	-6,76	-12,93	-1,83	-2,05	-2,60
2	3.77-11.77	-5,31	-8,59	-1,82	-2,15	-1,60
3	2.78-12.78	-6,08	-8,82	-1,53	-1,88	-1,55
4	12.78-4.79	10,95	16,83	2,86	3,79	2,82
5	4.81-10.81	-6,82	-9,94	-1,98	-2,45	-2,45
6	4.82-12.82	-9,00	-17,04	-2,53	-3,17	-2,90
7	12.82-3.83	6,26	11,49	1,72	2,32	2,42
8	3.83-12,83	-7,80	-13,19	-1,56	-2,19	-2,70
9	3.84-11.84	-6,50	-7,44	-1,05	-1,28	-2,25
10	11.85-4.86	10,88	11,56	2,41	1,65	3,26
11	4.86-12.86	-7,58	-9,00	-1,06	-1,23	-
12	12.86-5.87	8,54	11,70	2,67	2,81	2,50
13	5.87-12.87	-7,36	-10,14	-2,41	-2,84	-2,84
14	12.87-4.88	7,99	11,60	2,25	2,73	2,65
15	4.88-11.88	-8,43	-13,56	-3,05	-3,76	-3,05
16	3.89-11.89	-7,98	-9,94	-1,80	-2,36	-2,50
17	11.89-3.90	7,88	9,60	1,45	1,70	2,34



Obr. 3 Vztah mezi změnou výšky hladiny ve vrtu VS 3 (Adršpach) a změnou zásob (základního odtoku modelovaného) v profilu Teplice na Metuji, 1974–1990

Fig. 3 Relation between change of groundwater level in the VS 3 Adršpach borehole and change of groundwater storage (simulated baseflow of Metuje River in Teplice n. M.), period 1974-1990



Obr. 4 Vztah mezi změnou výšky hladiny ve vrtu VS 3 (Adršpach) a změnou zásob (základního odtoku modelovaného) v profilu Hronov na Metuji, 1974–1990

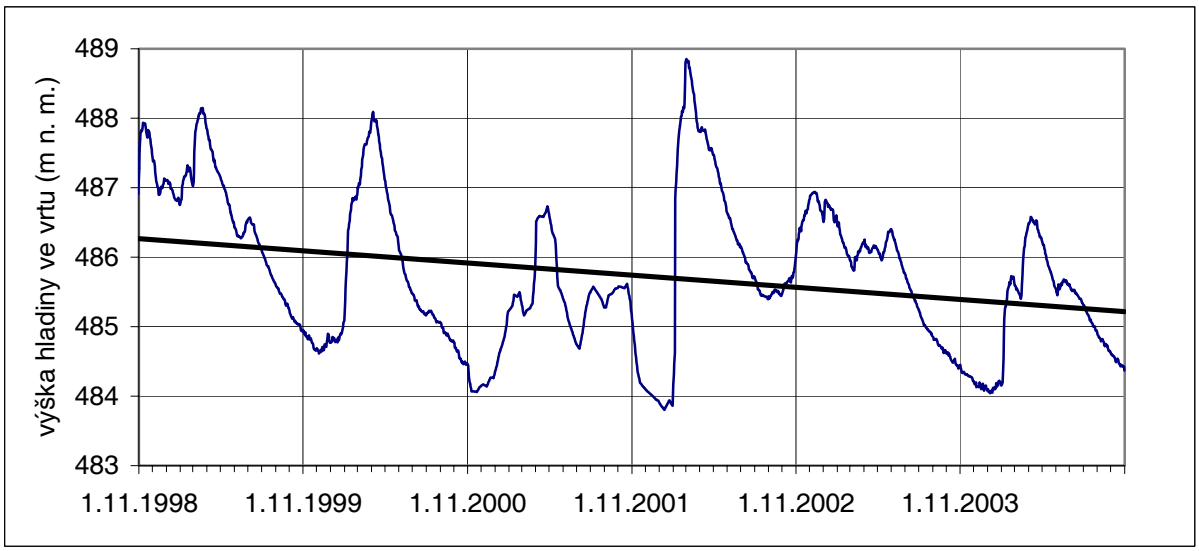
Fig. 4 Relation between change of groundwater level in the VS 3 Adršpach borehole and change of groundwater storage (simulated baseflow of Metuje River in Hronov), period 1974-1990

Výsledky jsme následně srovnávali se skutečnými aktivními přírodními zásobami podzemní vody (objem podzemní vody nad úrovní příslušné erozní základny) v povodích, vyčíslenými podle výsledků matematického modelu, zpracovaného Milickým a Uhlíkem (2001). Ty jsou pro profil Teplice n. M. 24.10^6 m^3, pro Hronov 79.10^6 m^3.

Největší pokles zásob podzemní vody podle modelové bilance byl v hodnoceném období pro profil Teplice n. M. 9,0 mm, tj. $0{,}80.10^6$ m^3. Odpovídající průměrný plošný pokles hladin ΔH byl 2,21 m. Obdobné výsledky pro profil Hronov jsou 17,04 mm – $4{,}09.10^6$ m^3, ΔH 2,94 m.

Porovnáme-li tyto poklesy zásob s velikostí aktivních zásob, vidíme, že u profilu Teplice n. M. – díky velké zásobě v Adršpašsko-Teplické struktuře – tvoří největší pokles z celého hodnoceného období jen 3,3 % aktivní zásoby. U profilu Hronov je to 5,2 %.

K hodnocenému období 1976-1990 jsme pro srovnání přiřadili výsledky z hydrologického roku 2004. Pokles zásob podzemní vody byl pro profil Teplice n. M. $6{,}48.10^6$ m^3, tj. 27 % celkové průměrné aktivní zásoby, pro Hronov 29,44. 10^6 m^3, tj. 37 % celkové průměrné aktivní zásoby. Pokles pokračoval i další měsíc, ne však již výrazně. Na obr. 5 je vidět, že úrovně hladiny podzemní vody na začátku odtoku ze struktury byly v posledních letech stále nižší, v roce 2004 o 2,26 m než v roce 2002. To na jedné straně sice zhruba odpovídá velikosti roční dotace odtoku podzemními vodami, na druhé straně to však je přibližně 5 % celkové aktivní zásoby. Za dosavadních klimatických podmínek tedy nedochází ke kritické situaci. (Jak se ukázalo, hladiny v dubnu 2005 o 15 cm přesáhly jejich maximum v roce 2004.) Pokud by se však stal trend posledních tří až pěti let normálním, při prognózované klimatické změně, byla by to varující skutečnost.



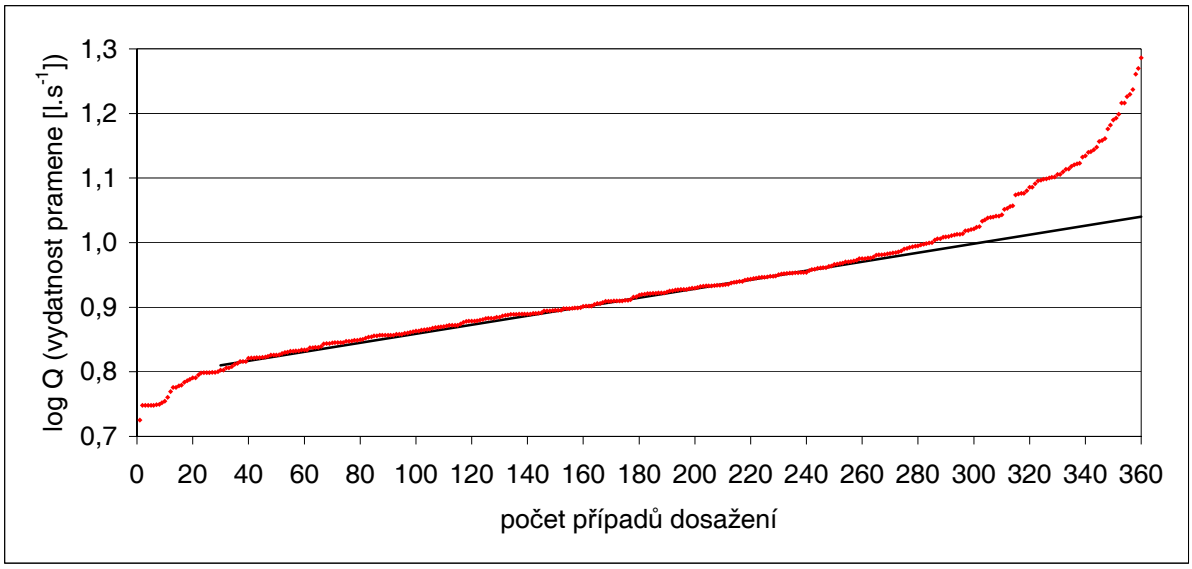
Obr. 5 Průběh výšky hladiny podzemní vody ve vrtu VS 3 Adršpach, období 1999-2004

Fig. 5 Trend of groundwater level in the VS 3 Adršpach borehole, period 1999-2004

Povodí Divoké Orlice po Klášterec n. O. odpovídá řádově svou velikostí 155 km^2 velikosti povodí Metuje v Polické pánvi, je však tvořené krystalickými horninami a z hydrogeologického hlediska je jeho protikladem. Je to převážně horské povodí, kde zejména velikost srážek (roční úhrn více než 1100 mm - Polická pánev 732 mm) umožňuje relativně pravidelné doplňování zásob podzemních vod. Jejich maximální akumulace je přibližně 40 až 50.10^6 m^3, vlivem velkých sklonů k místním erozním základnám je skutečně využitelná akumulace odhadována zhruba na 10 % maximální hodnoty.

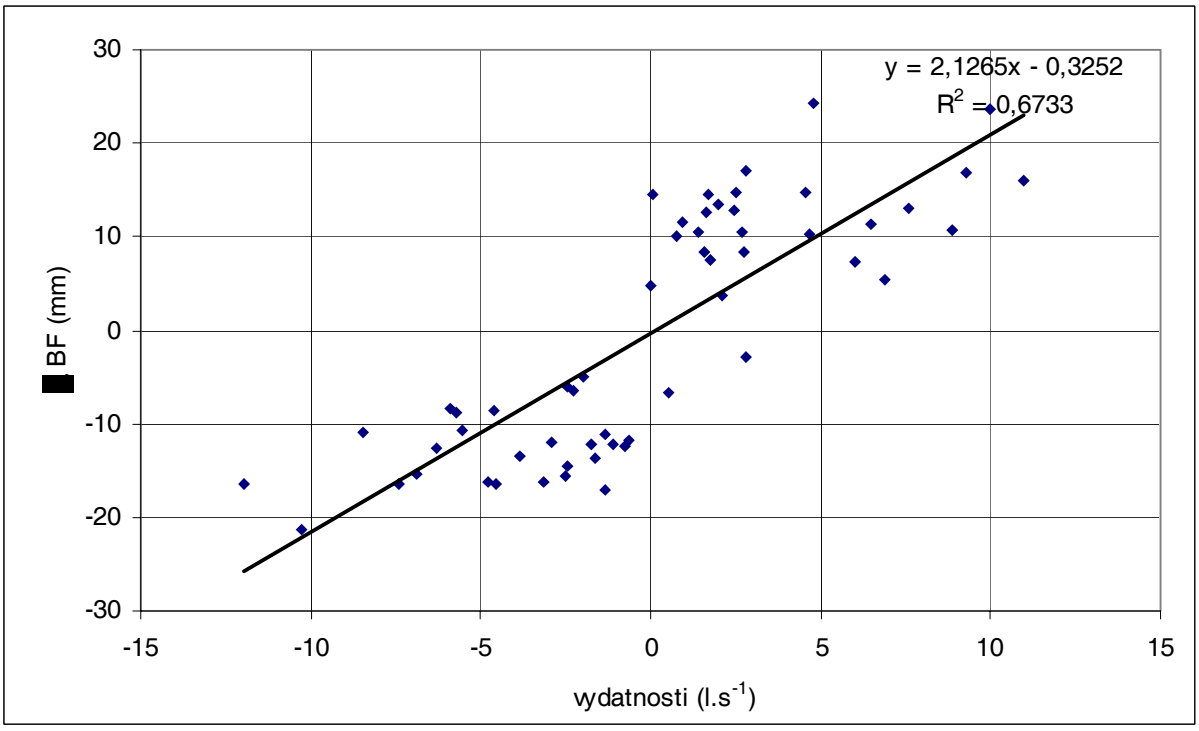
Pro posouzení přirozených akumulačních možností tohoto povodí jsme zpracovali vztahy mezi poklesem zásob podzemní vody (podle bilančního modelu) a poklesem vydatnosti tří pozorovaných pramenů.

Vzhledem k tomu, že horské prameny jsou ovlivňovány ve svých maximálních hodnotách povrchovým a hypodermickým stokem, očistili jsme pozorované hodnoty od tohoto vlivu Killeho metodou (obr. 6). Očištěné vydatnosti pramenů umožnily praktickou použitelnost vztahu mezi vydatností pramene a poklesem zásoby podzemní vody (obr. 7).



Obr. 6 Separace základního odtoku z vydatnosti pramene dle Killeho, Klášterec n. O., pramen PP0043, měsíční hodnoty, 1971–2000

Fig. 6 Separation of baseflow from spring yield (Kille method); Klášterec n. O. – spring no. PP0043; monthly values from the period 1971-2000



Obr. 7 Vztah mezi změnou vydatnosti pramene PP0043 a změnou zásob (základního odtoku modelovaného) v profilu Klášterec na Divoké Orlici, 1971–2000

Fig. 7 Relation between change of spring yield (spring no. PP0043) and change of groundwater storage (simulated baseflow of Divoká Orlice River in Klášterec n. O.); period 1971-2000

Maximální pokles zásoby za modelované období 1971–2000 byl 22 mm, čemuž odpovídá množství podzemních vod $3{,}41.10^6$ m^3.

Pro zajímavost uvádíme, že při nejnižším dosaženém stavu zásob byl modelový průtok 0,42 m^3/s (2,7 $l/s/km^2$), což jsou hodnoty dobře odpovídající údajům podle Hydrologických poměrů ČSR (Q_{355} = 0,44 m^3/s). Pro porovnání uvádíme, že průměrná velikost podzemního odtoku podle bilančního modelu i odvození podle vztahu k vydatnosti pramenu je 1,05 m^3/s (6,8 $l/s/km^2$), což je 33 % odtoku celkového. Rovněž tyto údaje velmi dobře odpovídají dlouhodobým charakteristikám (ČHMÚ, 1982). Porovnáme-li max. pokles zásoby v řešeném období o $3{,}41.10^6$ m^3 s odhadovanou disponibilní zásobou 4 až 5 . 10^6 m^3, vidíme, že dotační možnosti tohoto povodí jsou prakticky vyčerpány již za současných poměrů a nelze počítat s vyrovnávacím účinkem podzemní akumulace při změně klimatických poměrů.

Změny v režimu přírůstku podzemních vod – změny odtoku podzemních vod – je obecně možno prognózovat podle výtokových čar, u nichž bychom začátek snížili úměrně poklesu hladiny podzemní vody odvozenému předloženým postupem.

Literatura

Kašpárek L. (1998): Regional Study on Impacts of Climate Change on Hydrological Conditions in the Czech Republic. Práce a studie, sešit 193, T.G.M. Water Research Institute, Praha.

Kolektiv autorů (1982): Odtok podzemní vody na území Československa, ČHMÚ, Praha.

Milický M., Uhlík J., Kryza J. (2001): Vnitrosudetská deprese – hydrogeologické a hydrologické hodnocení, modelové řešení proudění podzemní vody. Progeo s.r.o., Praha.

Autoři

Ing. Miroslav Kněžek, CSc. – Hydrologie, Armádní 848, 165 00 Praha 6 - Suchdol

Ing. Martina Krátká – Výzkumný ústav vodohospodářský T.G.M., Podbabská 30, 160 62 Praha 6, martina_kratka@vuv.cz

K NEISTOTE URČOVANIA NÁVRHOVÝCH MAXIMÁLNYCH PRIETOKOV NA MALÝCH POVODIACH

Silvia Kohnová, Ján Szolgay, Kamila Hlavčová

Určovanie maximálnych návrhových prietokov pre malé povodia bez priamych pozorovaní patrí k častým úlohám inžinierskej hydrológie. Najmä pri veľmi malých povodiach sa často vychádza z genetickej predstavy tvorby odtoku v povodí a z nich odvodených zjednodušených empirických vzťahoch. V príspevku poukazujeme na neistoty v odhade návrhových maximálnych prietokov na malých povodiach. Popisujeme tzv. racionálnu metódu a niektoré iné u nás používané empirické metódy na odhad maximálnych návrhových prietokov pre malé povodia. Ako praktický príklad uvádzame použitie viacerých metód odhadu na šiestich vybraných veľmi malých povodiach na Slovensku. V závere príspevku navrhujeme témy výskumu zamerané na znižovanie neistôt v oblasti stanovenia návrhových hodnôt maximálnych prietokov na malých povodiach..

Kľúčové slová: návrhové maximálne prietoky, veľmi malé povodia, racionálna metóda

Uncertainties in design discharges estimation on small catchments. *In the paper uncertainties associated with different methods of estimating of design discharges for small catchments are described. Potential sources of uncertainty in the calculation of design discharges are discussed with an emphasis on the minimization of their influence. As for methods applicable to small catchments the influence of the determination of the design rainfall intensity and the design runoff coefficient are treated here more in detail. Design discharges estimated by different methods based on the rational method and also other empirical formulae for six small catchments from the territory of Slovakia were compared. Practical recommendations for further research leading to the reduction of uncertainty in application of these methods are given.*

Key words: design maximum discharges, small catchment, rational formulae

---

1. ÚVOD

Jedným z dôležitých článkov reťazca ochrany pred ničivými účinkami povodní je aj určovanie návrhových maximálnych prietokov na dimenzovanie ochranných stavieb. Zvyčajne sú udávané so zvolenou významnosťou, ktorá je mierou možnosti ich dosiahnutia alebo prekročenia v budúcnosti.

Voľbu významnosti návrhového prietoku na daný technický účel (napr. určenie výšky hrádze, kapacity koryta, kapacity bezpečnostného priepadu vodného diela a pod.) určujú príslušné technické normy s ohľadom na požadovanú bezpečnosť chráneného územia a ekonomické škody, ktoré by mohli byť spôsobené zlyhaním príslušného protipovodňového opatrenia.

Pre veľmi malé povodia prichádzajú pre daný účel najčastejšie do úvahy metódy vychádzajúce zo zrážkových údajov, ktoré sú vo všeobecnosti dostupnejšie, dajú sa priestorovo ľahšie interpolovať a mávajú aj dlhšie pozorovacie rady. Pre malé a stredné povodia sa u nás v prevažnej miere uplatňujú regionálne metódy odhadu (výnimočne aj metódy založené na používaní zrážkovo-odtokových modelov). Pre profily, v ktorých je odtok ovplyvnený antropogénnou činnosťou je nutné používať matematické hydrologické modely transformácie zrážok na odtok resp. matematické modely transformácie odtoku v riečnej sieti a v prvkoch vodohospodárskych sústav. Ani jeden z palety uvedených výpočtov nie je postupom s jednoznačným výsledkom, odhad výslednej veličiny je zaťažený viacerými neistotami.

Detailný popis, vysvetlenie príčin a dôsledkov týchto neistôt presahuje účel a možnosti tohto príspevku. Podrobne sme s neistotami určovania návrhových maximálnych prietokov zaoberali vo viacerých štúdiách; spomenieme napr. práce Kohnová et al. (2000), Szolgay, Kohnová (2003), Kohnová, Solín, Szolgay (2000) zaoberajúce sa regionalizačnou neistotou; Szolgay, Kohnová (2001), a Szolgay, Kohnová, Hlavčová (2003 a,b) analyzujúce štatistické neistoty. Tu sa pokúsime o diskusiu o tom, aké máme možnosti na minimalizáciu neistôt určovania návrhových prietokov pre veľmi malé

povodia. Tieto otázky boli bližšie analyzované napr. i v prácach Szolgay, Kohnová, Hlavčová (2003 b) a Szolgay et al. (2001).

2. K NEISTOTE URČOVANIA NÁVRHOVÝCH PRIETOKOV NA VEĽMI MALÝCH POVODIACH

Základ určovania N-ročných maximálnych prietokov mimo vodomerných staníc tvoria u nás regionálne metódy. V praxi sú preto často používané aj pre veľmi malé povodia. Zabezpečuje sa tým aj priestorová nadväznosť v systéme N-ročných hodnôt medzi malými a väčšími povodiami, ale práve v menších povodiach je vysoké riziko, že lokálne podmienky tvorby odtoku sa môžu líšiť od regionálnych. S ohľadom na to sa v malých povodiach široko používajú aj tzv. empirické metódy (u nás sa tradične delia na objemové a intenzitné). Tieto metódy vychádzajú z údajov o zrážkach a z charakteristík podmienok tvorby odtoku na povodí.

Typickým predstaviteľom takýchto postupov je tzv. racionálna metóda a jej odnože, podľa ktorých je možné maximálny návrhový prietok vyjadriť zo vzťahu

$$Q_N = \varphi_V \,.\, i_{t,N} \,.\, F.k \tag{1}$$

kde Q_N je maximálny prietok s priemernou dobou opakovania N rokov, $i_{t,N}$ je intenzita návrhového dažďa s tou istou dobou opakovania, φ_V je vrcholový súčiniteľ odtoku, F plocha povodia a k je prevodový rozmerový súčiniteľ. Návrhový dážď sa všeobecne uvažuje s konštantnou intenzitou a rovnomerne rozložený po celom povodí. Pri stanovení doby trvania t návrhového dažďa sa obvykle vychádza z predpokladu, že maximálny prietok v záverečnom profile nastane vtedy, keď sa do odtoku zapojí celé povodie (tzv. kritická doba odtoku). Vrcholový súčiniteľ odtoku φ_V vyjadruje pomer maximálneho prietoku a intenzity návrhového dažďa. Zvyčajne sa odhaduje zo skúsenosti pomocou rôznych tabuľkových hodnôt v závislosti od spôsobu využívania povodia a jeho sklonu. Niekedy sa pri jeho určení vychádza tiež z hodnoty objemového súčiniteľa odtoku φ_0, ak je ho možné pre dané povodie ľahšie definovať.
Ďalší typ vzorcov býva odvodený z celkového objemu priameho odtoku vyvolaného zrážkami a z predpokladaného (schematizovaného) tvaru hydrogramu odtoku. Všeobecný tvar tejto skupiny vzorcov je

$$Q_N = k.H_{z,N}.F.\varphi_o.k_f / T \tag{2}$$

kde k je rozmerový súčiniteľ závislý na voľbe jednotiek, $H_{z,N}$ je výška zrážok kritického trvania s dobou opakovania N, φ_O je objemový odtokový súčiniteľ vyjadrujúci podiel objemu vody tvoriacej povodeň (často priamy odtok) a objemu príslušných zrážok spôsobujúcich tento odtok, k_f je súčiniteľ vyplývajúci z tvaru schematizovaného hydrogramu a T je celkový čas trvania odtoku.

Pri určení vstupných zrážok sa pri oboch typoch vzorcov používa viacero zjednodušujúcich predpokladov. Z nich za najzávažnejšiu môžeme považovať základnú hypotézu, že na výpočet N-ročného maximálneho prietoku môžeme používať hodnotu N-ročných zrážok. Sem zaraďujeme aj hypotézu, že trvanie kritického výpočtového dažďa vyvolávajúceho maximálny odtok sa rovná dobe koncentrácie odtoku, tiež predpoklady o rovnomernom rozložení dažďa v povodí a jeho konštantnej intenzite počas celej doby jeho trvania. Pri výpočte kritickej doby sa niekedy vychádza z predpokladu vzniku povrchového odtoku z celej plochy povodia a používa sa Hortonova teória vzniku povrchového odtoku. V prípade uplatnenia iných mechanizmov tvorby odtoku (pozri napr. Hlavčová et al., 2001) môžu takého vzorce dávať značne odlišné hodnoty od skutočných. Napr. v ČR je zdokumentovaných viacero prípadov, že historicky najvýznamnejšie odtoky vznikli z dažďov s trvaním dlhším, ako bola vypočítaná, resp. z údajov odhadnutá doba koncentrácie odtoku (Kašpárek, osobná komunikácia).

V objemových metódach sa ďalej predpokladá, že je známy tvar hydrogramu výsledného odtoku (používajú sa napr. rôzne geometrické schematizácie). Keďže trvanie odtoku je viazané na dobu koncentrácie a trvanie výpočtového dažďa, predpoklad o tvare hydrogramu de facto spolu určuje aj veľkosť N-ročného maximálneho prietoku.

3. ILUSTRAČNÝ PRÍKLAD

Ako ilustračný príklad na to, aký vplyv môžu mať uvedené neistoty na výslednú hodnotu maximálneho prietoku, uvádzame výsledky určenia návrhového prietoku s priemernou dobou opakovania 100 rokov pre vybraných šesť veľmi malých povodí. Odhady sme urobili podľa metodík Hrádka (1989), Dumbrovského et al. (2001); na objemovom vzorci Čerkašina (1963) a aplikovali sme aj regionálny vzťah podľa OTN-ŽP 3112-1:03 (2003).

Ako prvá bola použitá metóda pre výpočet 100-ročných maximálnych prietokov hydrologická smernica MZV ČSR a MP SR: Návrhové průtoky pro malá povodí, vypracovaná na VSŽ Praha, založená na metodike Hrádka (1989). Metodika výpočtu spočíva na kombinácii hydrologického a hydraulického prístupu riešenia povrchového odtoku a obsahuje podklady pre výpočet vo forme tabuliek, grafov a máp. Pri výpočte sa vychádza z týchto predpokladov:

- uvažuje sa modelové povodie s rovinnými svahmi, na ktorom odtok zo svahov je prítokom do údolnice,
- povodie je zasiahnuté prívalovým dažďom s konštantnou intenzitou, dobou trvania rovnou dobe koncentrácie odtoku a s rovnomerným plošným rozložením,
- k maximálnemu prietoku v záverečnom profile dochádza v dobe koncentrácie.

Pri riešení sa predpokladá, že prítok na svahy povodia vyjadrený výškou efektívneho dažďa je rovný odtoku zo svahov a údolnice povodia.
Výpočet 100-ročných maximálnych prietokov podľa spomenutej metodiky bol neskôr vylepšený a zapracovaný do hydrologického modelu DesQ-MaxQ, verzia 5.0, Kuřík, Hrádek (2000), ktorý sme tiež použili pri odhade Q_{100} na vybraných povodiach.

Pri odhade 100-ročných maximálnych prietokov pomocou aplikácie metódy CN kriviek sme použili program ERCN 2.0 – Výpočet hodnot potřebných pro projekci pozemkových úprav, spracovaný VÚMOP Praha, autormi Dumbrovský et al. (2001).
Ťažiskom výpočtu 100 – ročného maximálneho prietoku je stanovenie čísla CN krivky a celkovej doby koncentrácie na povodí. Výpočet celkovej doby koncentrácie pomocou tejto metodiky sa odhaduje z troch zložiek odtoku:

- plošný povrchový odtok,
- sústredený odtok malej hĺbky,
- sústredený odtok v otvorenom koryte .

Pri odhade CN krivky sa využívajú tabuľky, pre ČR sú to podrobne spracované mapy druhov pôd, ktoré sú k dispozícii v digitálnej podobe.

Okrem týchto modelov sme použili i objemový vzorec Čerkašinov (1963), ktorý sa často v praxi používa na odhad storočných prietokov na malých povodiach a bol odvodený pre povodia do 300 km^2 v Čechách a na Morave, pričom objemový súčiniteľ odtoku je určený aj pre územie Slovenska.

Pre odhad 100-ročných maximálnych prietokov bola tiež použitá metodika SHMÚ OTN-ŽP 3112-1:03 (2003), založená na regionálnom vzorci. Aplikácia tejto metodiky je vhodná pre povodia nad 20 km2, avšak v praxi sa stretávame s jej extrapoláciou aj pre menšie plochy povodia. V našom prípade sme túto metódu zvolili len na porovnanie s výsledkami z iných odhadov.

Vypočítané hodnoty 100–ročných maximálnych prietokov uvedenými metódami na analyzovaných povodiach sme porovnali so štatistickým odhadom podľa metodiky DVWK (1999), výsledky sú uvedené v tabuľke č. 1. Ako vidieť (a dalo sa tiež očakávať), v odhadoch podľa jednotlivých metód je značný rozptyl. Za vhodné by sme z praktického hľadiska mali považovať tie metódy, ktoré by

konzistentne poskytovali odhad blízky štatistickému odhadu. K tejto požiadavke nás vedie potreba zachovať rovnaký stupeň bezpečnosti stavieb a ochranných opatrení navrhovaných rôznymi metódami na rozhraní veľmi malých a malých povodí. V ideálnom prípade by sa teda odhad návrhových veličín podľa štatistických metód, regionálnych vzorcov, regionálnej frekvenčnej analýzy a rôznych empirických vzorcov mal rovnať.

Tab. 1 Odhadnuté hodnoty 100 – ročných maximálnych prietokov podľa jednotlivých metód v [m3/s]

Tab. 1 100-year design maximum discharges estimated according to selected methods in [m3/s]

Číslo profilu	Názov stanice	Názov toku	Roky pozorov.	Plocha povodia km^2	Hrádek	ERCN	DesQ	Čerkašin	OTN-ŽP 3112-1:03	Štat. odhad
5055	Plavecké Podhradie	Kráľov p.	1971-1999	6,61	7,76	6,97	13,1	17,77	4,52	3,52
5490	Podtureň	Jamníček	1969-1992	7,01	8,15	9,99	8,98	37,84	28,69	6,81
5890	Turany	Čiernik	1970-2000	2,86	3,50	3,62	1,47	23,21	8,94	4,80
6920	Červená Skala	Župkov Horný	1971-1992	2,83	3,43	4,17	2,06	13,39	13,77	1,83
6935	Šumiac	Skalistý p.	1971-1988	1,90	2,31	5,38	3,71	18,43	3,13	2,38
9250	Trnava pri Laborci	Trnavský p.	1970-1993	6,61	8,491	6,25	2,08	8,68	38,67	6,36

4. DISKUSIA A ZÁVERY

Aj z týchto výsledkov je zrejmé, že porovnateľnosť výsledkov výpočtov rôznych autorov, resp. metód (a tým aj účinnosti následne navrhovaných protipovodňových opatrení v krajine) nie je zabezpečená, v praxi by sa mohla zabezpečiť dohodou odbornej komunity na používaní metód, ktoré sa osvedčili a sú zároveň na úrovni vedomostí danej doby ako aj na ich následnej parametrizácii voči štatistickým odhadom z povodí s dostatočnou dĺžkou radov pozorovaní. Výber týchto metód a ich parametrizácia by mali byť výsledkom práce širšieho kolektívu autorov a mali by byť etalónom pre korektné technické správanie sa v tzv. bežných situáciách.

Ako vyplynulo aj zo záverov štúdie Szolgay et al. (2001), za takéto sa dajú považovať aj metódy vychádzajúce z racionálnej metódy, ktorá sa široko používa najmä v mestskej hydrológii a metódy vychádzajúce z CN metódy, ktorá má dobrý potenciál zohľadňovať vplyv vyžívania územia na návrhové prietoky.

Pri racionálnej metóde je možné dohodnúť sa na spôsobe výpočtu návrhovej intenzity zrážok a doby koncentrácie a pokúsiť sa vyrovnať vychýlenie vypočítaných hodnôt N-ročných maximálnych prietokov voči štatistickým metódam, resp. voči ostatným metódam vhodnou voľbou koeficientu odtoku.

Podobne by sa dalo postupovať pri metódach vychádzajúcich z CN kriviek. Kým sa bude doba opakovania prietoku považovať za rovnú dobe opakovania zrážok, resp. nebudeme mať odvodené CN krivky pre naše podmienky, bolo by možné uvažovať o takej parametrizácii metódy, ktorá by zaručovala konzistenciu vypočítaných hodnôt so štatistickými metódami.

V rámci štúdie Szolgay et al. (2002) boli navrhnuté aj témy, ktoré by bolo potrebné hlbšie riešiť v rámci výskumu a ktoré by pomohli k implementácii vyššie uvedených úvah a to:

1. vytvorenie nového súboru N-ročných maximálnych dažďov pre rôzne doby trvania, alebo aspoň kritické zhodnotenie existujúcich hodnôt a metód z pohľadu nových údajov vo vybraných staniciach s cieľom odporučiť jednotný podklad pre výpočet maximálnych prietokov,

2. overenie vhodnosti niekoľkých vzťahov na výpočet doby koncentrácie. Odporúčané vzťahy by mali dávať realistické hodnoty v našich podmienkach, mali by byť vzájomne konzistentné a mali by umožňovať využívať rôzne vstupné veličiny,
3. vytvorenie súboru CN kriviek a schematizovaných tvarov hydrogramov odtoku pre naše podmienky vychádzajúci z výsledkov predošlých dvoch bodov tak, aby objem odtoku a z neho určený maximálny prietok bol konzistentný s výsledkami štatistických metód v staniciach a ostatných metód mimo staníc,
4. vytvorenie súboru vrcholových súčiniteľov odtoku pre naše podmienky tak, aby N-ročný maximálny prietok určený pomocou nich bol konzistentný s výsledkami štatistických a ostatných metód.

Dnes sa dá konštatovať, že uvedené úlohy neboli doteraz realizované. Podmienky pre technickú normalizáciu v danej oblasti zostali teda prakticky rovnaké ako v čase zhotovenia uvedenej štúdie Szolgay et al. (2002).

Odborná verejnosť a užívatelia očakávajú, aby výsledok odhadu N-ročných maximálnych prietokov bol čo najjednoznačnejší. Aj z uvedeného je však zrejmé, že ich určenie sa nedá považovať za výpočtový postup s jednoznačným výsledkom. Je to úloha, ktorá sa dá riešiť viacerými štatisticky a hydrologicky rovnocennými postupmi. Z hľadiska praktickej použiteľnosti by sme mohli výsledky odhadu rôznymi metódami (autormi) v princípe považovať za rovnocenné za predpokladu, že boli dodržané podmienky správneho používania jednotlivých metód. Ako dôsledok to znamená, že výslednú N-ročnú veličinu nakoniec musíme zvoliť zo spektra výsledkov použitých postupov, pričom tieto môžu byť čo do veľkosti aj značne rozdielne. To môže mať nepríjemné dôsledky v rôznych oblastiach vodného staviteľstva a protipovodňovej ochrany. Nominálna miera ochrany by bola síce rovnaká, skutočne dosiahnutá miera ochrany by však nemusela byť porovnateľná. Preto sa aj vo svete čoraz viac zavádzajú technické normy alebo smernice profesných organizácií, ktoré odporúčajú vhodné výpočtové metódy. Tieto potom zohrávajú stabilizačnú úlohu v systéme navrhovania vodohospodárskych stavieb, tým že zavádzajú konvencie, ktoré odborná verejnosť považuje za primerané vzhľadom na úroveň vedomostí o sledovanom jave. Domnievame sa, že práve s ohľadom na dostupnosť čoraz širšej palety metód sa tomuto procesu nebudeme môcť vyhnúť ani u nás.

Poďakovanie: Autori ďakujú grantovej agentúre VEGA za podporu projektov č. 1/2032/05, 1/1145/04 a 2/3085/23.

5. LITERATÚRA

Čerkašin, A. (1963): Hydrologická príručka. Hydrometeorologický ústav, Praha, 224 s.

DVWK Regeln 101/1999: Wahl des Bemessungshochwassers. Verlag Paul Parey, Hamburg 1999

Dumbrovský, M. et al. (2001): program ERCN, výstup projektu „Optimalizace systému komplexních opatření pro minimalizaci nepříznivých účinků povrchového odtoku v povodí a jeho aplikace v procesu pozemkových úprav“, Ministerstvo zemědělství ČR.

Hlavčová, K., Holko, L., Szolgay, J. (2001): Tvorba a modelovanie odtoku na svahoch a z malých povodí. Životné prostredie, roč. 35, 2001, č.3, 126-132

Hrádek, F. (1989): Aplikace genetického vzorce intenzivního typu pro výpočet kulminačných průtoků Q100 na malých povodích, Katedra základů vodního hospodařství, AF VŠZ,Praha

Kohnová, S. et al. (2000): Stanovenie N-ročných maximálnych prietokov mimo vodomerných staníc. Rozborová úloha pre tvorbu STN „Kvantifikácia povodňového režimu.“ MŽP SR, 72s.

Kohnová, S., Solín, Ľ., Szolgay, J., (2003): Regionálna analýza maximálnych prietokov. Životné prostredie, Bratislava

Kuřík, Hrádek, F. (2000): DesQ MaxQ program pro výpočet maximálních průtoků na malých povodích. Praha, verzia 5.0

Szolgay, J., Hlavčová, K., Kohnová, S., Ľupták, Ľ. (2001): Kvantifikácia N-ročných maximálnych prietokov na základe zrážok. Rozborová úloha pre tvorbu STN „Kvantifikácia povodňového režimu.“ MŽP SR, 82s.

Szolgay, J., Kohnová, S. (2001): K potrebe normovania metód určovania N-ročného maximálneho prietoku štatistickými postupmi. In: Kamenský et al.: Vplyv vodohospodárskych stavieb na tvorbu a ochranu životného prostredia. 4. Konf. s medzinárodnou účasťou, Podbanské, KHT SvF STU, 2001, s. 161-16. ISBN 80-88820-18-9

Szolgay, J., Kohnová, S. (2003): O možnostiach normovania metód výpočtov maximálnych prietokov pre protipovodňovú ochranu. In: Ekotechnika, Bratislava 2003, pp. 78-85.

Szolgay, J., Kohnová, S., Hlavčová, K. (2003a): Ilustrácia neistoty určovania N-ročných maximálnych prietokov Dunaja v Bratislave. In: Lukáč, Podkonický, eds.: Ochrana pred povodňami a bezpečnosť vodných stavieb.MŽP, SVP, Bratislava 2003, s. 7-13.

Szolgay, J., Kohnová, S., Hlavčová, K. (2003b): Neistoty určovania návrhových prietokov. Životné prostredie, 2003, Vol. 27, č.4, 194-199.

Autori

doc. Ing. Silvia Kohnová, PhD., Katedra vodného hospodárstva krajiny, SvF STU, Radlinského 11, 813 68 Bratislava, e-mail: silvia.kohnova@stuba.sk

prof. Ing. Ján Szolgay, PhD., Katedra vodného hospodárstva krajiny, SvF STU, Radlinského 11, 813 68 Bratislava, e-mail: jan.szolgay@stuba.sk

doc. Ing. Kamila Hlavčová, PhD., Katedra vodného hospodárstva krajiny, SvF STU, Radlinského 11, 813 68 Bratislava, e-mail: kamila.hlavcova@stuba.sk

MOŽNOSTI VYUŽITÍ MODELU KINFIL PRO SIMULACI VÝZNAMNÝCH PRŮTOKOVÝCH VLN NA MALÝCH POVODÍCH

Pavel Kovář

Model KINFIL vznikl kombinací metody odtokových křivek a řešení infiltrace, kdy hodnoty hydraulických půdních parametrů (nasycená hydraulická vodivost K_s a sorptivita S_f), byly vyjádřeny dříve získanými korelačními vztahy s hodnotami čísel odtokových křivek CN. Dále je tento model založen na transformaci procesu přímého odtoku kinematickou vlnou, řešením diferenciální rovnice ve tvaru konečných diferencí, vyjádřené explicitním numerickým schématem. Model je distributivní typu 2D, povodí je členěno do odpovídající odtokové sítě, podle fragmentace topografické a hospodářské ("land use"). Model využívá prostředků GIS, zejména digitální model terénu (DEM), vrstvy "land use", vrstvy říční sítě a vrstvy CN.

Vedle katastrofální povodně v srpnu 2002 v povodí Vltavy v České republice se vyskytla řada lokálních povodní na malých povodích, způsobených přívalovými dešti. Jedna z těchto povodní postihla i malé experimentální ($F=1,4$ km^2, převážně zemědělsky využívané) povodí Černičí (okr. Benešov). Během rekonstrukce povodňové události byly kalibrovány parametry modelu, se kterými byly implementovány scénářové simulace přívalových dešťů s vyšším opakováním výskytu N=10 a 50 let. Byly rovněž provedeny simulace změn hospodářského využití pozemků, nahražením části orné půdy trvalým travním porostem s implementací návrhových srážek a zjištěním, že tyto změny mohou částečně snížit kulminace povodňových průtoků, pouze však asi do 10%.

Využití modelu KINFIL, podpořené topografickou analýzou, provedenou prostředky GIS prokázalo vhodnost tohoto prostředku pro ohodnocení odtokových poměrů malých povodí při simulaci různých scénářů využití povodí.

Klíčová slova: infiltrační přístup, kinematická vlna, GIS, srážko-odtokové modely, návrhové průtoky, změny využití území

Simulation of the impact of land use on significant rainfall runoff events using the kinfil model. *This paper deals with the analysis of flood events, implementing the KINFIL hydrological model on small catchments where both land use and land management play a significant role, and where these human activities can influence the design discharges. A combination of GIS techniques with the KINFIL model, which is conceived on a physically based infiltration approach (INFIL) and on a kinematic wave transformation of direct runoff (KIN), provides a tool for analysing historical rainfall-runoff events, for assessing design discharges, and for simulating hypothetical flood scenarios. KINFIL is a complex model using the correspondence of Curve Number (CN) with soil parameters and the kinematic wave transformation with the physiographical parameters, and it serves as the implementation example of the Černici experimental catchment in Central Bohemia (Czech Republic). All topographical and morphological catchment data were analysed and prepared for the KINFIL model, using GIS facilities. Thus the model was first implemented for design discharge assessment (N=10 and 50 years) and then for simulation scenarios of changes in land use (part of arable land substitute by grassland) expressed by the model parameters. It has been shown again that land use changes do not affect peak flood discharges by more than 10 percent.Implementatation of trhe KINFIL model supported by GIS has been found as a proper tool for the runoff assesment on small catchments when using different scenarios of land-use changes.*

Keywords: infiltration approach, kinematic wave, GIS, rainfall-runoff models, design discharges, land use changes

---

ÚVOD

Zlepšování metod sloužících ke stanovení hodnot odtoku z povodí a zejména povodňových průtoků má velký význam jak pro ekonomiku, tak i pro životní prostřední. Základním hydrologickým podkladem pro návrh opatření proti záplavám nebo erozi jsou návrhové hodnoty N-letých průtoků, způsobených přívalovými dešti stejné periodicity výskytu. Předložený příspěvek slouží k prověření možností určení návrhových průtoků na malých povodích modelem KINFIL (Kovář,1992). Tento model vznikl kombinací metody odtokových křivek a řešení infiltrace Morel-Seytouxovými rovnicemi (Morel-Seytoux,Verdin 1981). Simulace povrchového odtoku je řešena modelem

kinematické vlny při respektování podrobné topografie povodí. Topografické vlastnosti terénu jsou zpracovány softwarem ARC/INFO. Spolehlivost těchto moderních metod matematického modelování a jejich propojení se systémy GIS je úměrná věrnosti matematického popisu fyzikálního procesu a rozsahu i spolehlivosti použitého datového souboru. Model KINFIL byl použit pro rekonstrukci srážko-odtokového případu povodí Černičí z května 2001. Touto rekonstrukcí byly kalibrovány modelové parametry a model byl dále použit pro simulaci N-letých průtoků z návrhových dešťů, zpracovaných pro srážkoměrnou stanici Dolní Kralovice.

Charakteristika modelu KINFIL

Model KINFIL je založen na kombinaci teorie infiltrace a transformace přímého odtoku "kinematickou vlnou", který se osvědčil na řadě experimentálních povodí při rekonstrukci historických povodňových případů. Tento model používá fyzikálně-geometrické (fyziografické), hydraulické a klimatické parametry povodí, které se dají určit z mapových a jiných podkladů při absenci přímých pozorování a při zohlednění důsledků antropogenní činnosti v povodí. Model je určen přednostně pro stanovení návrhových průtoků pro různé "scénářové situace", dané touto činností, jako je změna kultur, odlesnění, urbanizace aj.
Současná verze modelu KINFIL je založena na infiltrační teorii Greena a Ampta se zavedením koncepce "výtopy" dle Morel-Seytouxe (Morel-Seytoux 1982)

$$K_s\left(\frac{z_f + H_f}{z_f}\right) = \left(\theta_s - \theta_i\right)\frac{dz_f}{dt} \qquad (1)$$

$$S_f = (\theta_s - \theta_i).H_f \qquad (2)$$

$$t_p = \frac{S_f}{i\left(\frac{i}{K_s} - 1\right)} \qquad (3)$$

kde:

K_s ... nasycená hydraulická vodivost ($m.s^{-1}$)
z_f ... hloubka infiltrační fronty (m)
θ_s ... nasycená půdní vlhkost (-)
θ_i ... počáteční půdní vlhkost (-)
H_f ...sací tlak pod infiltr. frontou (m)
i ... intenzita deště ($m.s^{-1}$)
S_f ... retenční součinitel sacího tlaku (m)
t_p ... doba výtopy (s)
t ... čas (s)

Základním úkolem je určení parametrů K_s a S_f (při stavu polní vodní kapacity - PVK). Řešením bylo využití dříve odvozených vztahů mezi těmito parametry a hodnotami čísel odtokových křivek CN (Curve Number), dnes dobře propracované metody a ve světě široce používané (U.S.SCS, 1986). Indexové hodnoty CN korespondují s konceptuálními hodnotami půdních parametrů K_s a S_f (PVK): $CN = f\ (K_s, S_f)$
Pro stanovení těchto vzájemných (párových), vztahů mezi CN a (K_s, S_f) byla použita data maximálních jednodenních srážkových úhrnů 62 stanic České republiky, přepočtených pro trvání 30, 60, 90, 120, 180 a 300 min., každý po dobu opakování 1, 2, 5, 10, 20, 50 a 100 let, implementovaných infiltračním submodelem pro 10 základních skupin půd podle U.S. klasifikace, která je však kompatibilní s naší klasifikací dle Nováka. Více než 22 tisíc hypotetických srážko-odtokových událostí bylo tak zpracováno regresní analýzou dle kritéria:

$$G = \frac{d}{dS}\left[\sum_{i=1}^{N}\rho_i^2\right] = 0 \qquad (4)$$

kde: S ... retence aktivní zóny (m)
N ... počet událostí (-)
ρ_i ... reziduální hodnoty (-)

Výsledkem této regresní analýzy je vyjádření funkční závislosti "koncepčních" hodnot K_S a S_f (pro subpovodí) na hodnotách čísla odtokových křivek CN (Kovář, 1994). Tyto závislosti buď pro některé regiony (např. Jizerské hory), nebo pro celé území České republiky byly publikovány (Kovář, 1994).
Druhým komponentem modelu KINFIL je jeho část, simulující postup a transformaci přímého odtoku. Rovnice popisuje neustálený pohyb, aproximovaný kinematickou vlnou (po zanedbání nevýznamných rychlostních členů dynamické St.Venantovy rovnice) po ploše skloněné rovinné desky (CPLANE). Druhý člen pravé strany rovnice (v hran. závorce) popisuje proudění po konvergentním segmentu (CONVER), který bývá často používán při geometrizaci topografických ploch povodí:

$$\frac{\partial h}{\partial t}+\alpha m h^{m-1}\frac{\partial h}{\partial x}=r_e(t).....+\left[\frac{\alpha h^m}{L-x}\right] \qquad (5)$$

kde:
h, t, x ... souřadnice hloubky, času a polohy (m, s, m)
α , m ... hydraulické parametry
$r_e(t)$ ... intenzita efektivního deště ($m.s^{-1}$)
L ... poloměr konvergentního segmentu (m)

Rov. (5) je převedena do tvaru konečných diferencí a řešena explicitním numerickým schématem Laxe - Wendroffa (L-W). Pro praktické řešení je povodí rozděleno na jednotlivá subpovodí do kaskád desek o přibližně obdobných sklonech, případně konvergentních segmentů tak, aby simulace topografických ploch povodí byla dostatečně věrná. Počáteční podmínky řešení L-W schématu jsou dány, jestliže h (x, 0) = 0 pro všechna x. Horní okrajová podmínka je dána polohou každé rovinné desky v kaskádě, případně horní hranou segmentu. Pro soustředěné neustálené proudění v korytě je možno použít submodelu Muskingum-Cunge, kdy autoři zavedli zjednodušující předpoklady do rovnice kinematické vlny transformované korytem toku.
Model KINFIL v případě simulace odtokových případů na povodí Černičí transformaci průtoků submodelem Muskingum-Cunge neřešil, protože transformační schopnost koryta toku je zanedbatelná.

Charakteristika experimentálního povodí Černičí

Experimentální povodí se nachází u obce Černičí (okres Benešov) v povodí vodárenské nádrže na Želivce a má rozlohu 139,8 ha. Bezejmenný tok je přítokem Čechtického potoka (číslo povodí 1-09-02-107), jenž je přítokem Sedlického potoka (1-09-02-108), který ústí nedaleko od odběrného objektu vodárenské nádrže. Povodí se nachází v III. ochranném pásmu vodárenské nádrže.
Povodí se rozprostírá na Vlašimsko - Humpolecké pahorkatině. Z geologického hlediska tvoří území pararuly s pláštěm zvětralin. Půdy jsou hnědé, illimerizované až oglejené, středně hluboké. Část plochy povodí je odvodněna. Povodí se nachází v klimatické oblasti mírně teplé, s průměrnou roční teplotou 6 - 7^{o}C a průměrným ročním úhrnem srážek 650 - 750 mm.
Další charakteristiky povodí jsou uvedeny v Tab. 1, 2, 3.

Tab. 1 : Charakteristiky povodí
Tab. 1 : Catchment characteristics

Plocha povodí	139,8 ha
Délka toku	2,17 km
Průměrný sklon toku	4,4 %
Minimální nadmořská výška	448 m n. m.

Maximální nadmořská výška	543 m n. m.
Střední nadmořská výška	489 m n. m.
Obvod povodí	5,9 km

Tab. 2 : Plošné zastoupení kultur v povodí
Tab. 2 : Land use

Kultura	Plocha v ha	Plocha v %
Orná půda	88,3	63,2
Louky, trvalé travní porosty	26,3	18,8
Lesy	25,0	17,9
Ostatní	0,2	0,1

Tab. 3 : Hydrologické skupiny půd a zastoupení kultur (ha)
Tab. 4 : Hydrological groups of soils and land use allocation

Skupiny půd	B			C		
Třída kultur	ha	%	CN	ha	%	CN
I. orná půda	74,5	53	78	13,8	10	85
II. trvalé travní porosty	-	-	-	26,3	19	72
III. lesy	25	18	63	-	-	-

Průměrná hodnota čísla odtokových křivek na povodí:
CN_{II} = 0,53 . 78 + 0,18 . 63 + 0,1 . 85 + 0,19 . 72 = **75,0**
CN_{III}= **88,0**

Rekonstrukce povodňové události a kalibrace parametrů modelu

V době vzniku povodňové vlny (před 05/05/2001) bylo povodí značně nasyceno předcházejícími srážkami, kdy za předchozích 30 dnů spadlo 58,8 mm deště, což je stav PVP III (tj. stav předchozích vláhových poměrů PVP-III. stupeň nasycení). Tomuto stavu přispěly i nízké teploty (zanedbatelný výpar) a vytváření nepříznivé povodňové situace podmínila absence vegetačního krytu na ploše větší než 63% pozemku (před setím kukuřice na orné půdě). Náhlý intenzivní noční déšť 5. května 2001, kdy napadlo za 5 hod (od 19,00 do 24,00) 16,2 mm vyvolal povodňový odtok na nechráněném povrchu povodí, který svým kulminačním průtokem 4,2 $m^3 . s^{-1}$ je možno zařadit do kategorie průtoků o době opakování N = 2 až 3 roky. Tabulka 4 uvádí základní charakteristiky této povodňové vlny.

Tab. 4: Charakteristiky povodňové vlny 05/05/2001 na povodí Černičí
Tab. 4: Description of flood wave 05/05/2001 on Cernici catchment

začátek příčinného deště: 05/05/2001, 19^{oo} hod
konec příčinného deště: 05/05/2001, 24^{oo} hod
max.intenzita příčinného deště: 0,3 mm . min^{-1}
celková výška předchozích dešťů za 30 dnů: 58,8 mm
celková výška příčinného deště H_s: 16,2 mm
celková výška efektivního deště H_o: 9,3 mm
kulminační průtok Qmax: 4,2 $m^3 . s^{-1}$ ve 20^{50} hod
trvání zvýšených průtoků: t_o = cca 4 hod
doba koncentrace t_k = cca 40 min

Základní hydrologické charakteristiky potřebné jako vstupní údaje do modelu byly měřeny v uzávěrovém profilu povodí. Ten je vybaven měrným přelivem Thomsonova typu s klasickým limnigrafem zapisující výšku vodní hladiny na pásku s týdenním chodem. Intenzita srážek je měřena elektronickým impulsním člunkovým ombrografem.

Topografické rozdělení povodí bylo provedeno v GIS softwarem ArcInfo. Jako základ byla použita digitální topologicko vektorová data systému ZABAGED (Základní báze geografických dat) v měřítku 1 :10 000 zakoupená od Českého úřadu zeměměřičského a katastrálního. Digitální data obsahovala polohopis a výškopis. Po převedení do ArcInfo byla vykreslena hlavní rozvodnice, rozvodnice subpovodí a jednotlivé desky. Vypočtené hodnoty, potřebné pro schematizaci povodí (viz Tab. 5) byly provedeny v ArcInfo včetně vykreslení obr. G1. Z tohoto obrázku jsou patrné hranice mezi sousedními kaskádami, tvořené rozvodnicemi. Hranice mezi „deskami" v rámci jedné kaskády jsou odvozeny z „vrstvy svažitosti", případně „vrstvy land use". Všechna subpovodí byla převedena na rovnoploché obdélníkové prvky kaskády. U každé kaskády byla vyjádřena její střední šířka a podle této šířky a skutečné plochy byla vypočtena délka jednotlivých „desek" (tj. dráhy odtoku) viz Tab.5.

Tab. 5 : Schematizace povodí Černičí (pro model KINFIL2)
Tab. 5 : Scheme of Cernici catchment (for KINFIL2 model)

Kaskáda	**Plocha [km^2]**	**Deska**	**Plocha [km^2]**	**Průměrná šířka [km]**	**Délka [km]**	**Svažitost [--]**	**Pole [%]**	**Louka [%]**	**Les [%]**	**Zástavba [%]**
DL 11	0,252	111 112 113	0,183 0,053 0,016	1,093	0,167 0,048 0,015	0,051 0,074 0,111	1 56 0	0 30 100	99 14 0	0 0 0
DL 12	0,396	121 122 123	0,079 0,127 0,190	1,076	0,073 0,118 0,177	0,057 0,097 0,085	59 84 41	1 16 59	40 0 0	0 0 0
DP 21	0,189	211 212 213	0,105 0,071 0,013	0,845	0,124 0,084 0,015	0,032 0,074 0,103	68 81 32	4 18 67	28 0 0	0 1 1
DP 22	0,109	221 222 223	0,049 0,038 0,022	0,436	0,112 0,087 0,050	0,056 0,106 0,138	99 98 32	1 2 68	0 0 0	0 0 0
DP 23	0,190	231 232	0,127 0,063	0,284	0,447 0,222	0,073 0,091	99 56	1 44	0 0	0 0
DP 24	0,263	241 242	0,139 0,124	0,604	0,230 0,205	0,036 0,096	99 78	0 22	0 0	1 0

Princip číslování „desek" je následující (Kovář et. al, 2002)

- 1 xx levá část (DL 1 xx)
- 2 xx pravá část (DP 2 xx)
- x1x – x4x číslo kaskády
- xx1 – xx3 číslo desky v kaskádě (číslování po svahu)

Tato schematizace na jednotlivé útvary je dobře patrná z přílohy G1 a tabulky Tab5, která přehledně uvádí geometrické parametry jednotlivých subpovodí. Pro rekonstrukci povodňové vlny byly použity proměnlivé hydraulické drsnosti, charakterizující výrazně turbulentní svahové proudění, Manningova drsnost n se pohybuje v mezích 0,2 – 0,4 podle „land use". Výsledky rekonstrukce jsou vyhodnoceny v Tab.6:

Tab. 6: Statistické vyhodnocení shody měřených a vypočtených údajů
Tab. 6: Statistical evaluation of correlation of measured and modelled data

Vlna: Černičí	Koef. Determinace RE (-)	chyba v objemu TVOL (%)	chyba v kulminaci PEAK (%)
05/05/2001	0.75	0.20	0.70

Poznámka: Pro nejlepší shodu pořadnic průtoku platí: RE = 1.0

Simulace povodňových odtoků z N-letých přívalových dešťů

Po rekonstrukčních výpočtech povodňové události z 5. května 2001 bylo přistoupeno k simulaci scénáře povodňových odtoků z N-letých návrhových dešťů periodicity výskytu: p=0,1 (N=10 let) a p=0,02(N=50 let). Výpočet těchto dešťů byl proveden z hodnot maximálních denních srážkových úhrnů (Šamaj, Brázdil, Valovič, 1983) pro nejbližší stanici Dolní Kralovice se vztahy odvozenými pro trvání dešťů
t_d= 20,40,60 a 120 min. (Hrádek, Kovář, 1994):

$$H_{t,N} = H_{1d,N} \cdot a \cdot t^{1-c} \quad (8)$$
$$i_{t,N} = H_{1d,N} \cdot a \cdot t^{-c} \quad (9)$$

kde $H_{t,N}$ … srážkový úhrn pro trvání deště t, a opakování N
$H_{1d,N}$ … 1-denní max. srážkový úhrn pro dobu opakování N
a,c ….. parametry (Hrádek, Kovář, 1994)

Tabulka 7 obsahuje výpočet i hodnoty jednotlivých „scénářových" návrhových dešťů, které byly použity modelem KINFIL pro simulaci návrhových průtoků stejné periodicity výskytu N=10 a 50 let a doby trvání 20-120 min (tj. 20, 40, 60, 120´). Tyto scénářové simulace jsou zpracovány do simulovaných scénářových hydrogramů v přílohách G3 (N=10 let) a G4 (N=50 let). Z výsledků vyplývá, že nejnebezpečnější doba trvání dešťů pro obě periodicity výskytu je kolem 40 min, což odpovídá době koncentrace zjištěné dle Metodiky (Janeček a kol., 1992) t_c= 42 min.

Tab. 7: Výpočet návrhových dešťů $H_{t,N}$ pro stanici Dolní Kralovice pro t=20´, 40´, 60´, a 120´, N=10 a 50 let
Tab. 7: Computed design rainfall events $H_{t,N}$ for Dolni Kralovice station for t= 20´, 60´ and 120´, N= 10 and 50 years.

Opakování N *(roky)*	**Trvání t** *(min)*	**Parametry**		**Výška deště $H_{t,N}$** *(mm)*	Intenzita deště *(mm/min)*	Intenzita deště i/Δt (Δt=20´) *(mm/ Δt)*	**Intenzita efekt. deště (CN_{II}=75)** *(mm/ Δt)*
		a *(-)*	c *(-)*				
10	20´	0,163	0,656	29,2	1,460	29,20	25,5
	40´	0,222	0,730	38,5	0,963	19,35	15,8
	60´	0,280	0,803	40,1	0,668	13,37	10,1
	120´	0,330	0,835	46,5	0,388	7,75	4,8
50	20´	0,174	0,638	45,2	2,260	45,20	41,4
	40´	0,249	0,721	61,2	1,530	30,60	26,9
	60´	0,323	0,803	63,5	1,058	21,17	17,6
	120´	0,452	0,864	76,1	0,634	12,68	9,4

Simulace povodňových odtoků při změně užívání území

Dalším krokem implementace modelu KINFIL bylo vytvoření scénáře využití pozemků, kdy 20% orné půdy bylo nahrazeno trvalým travním porostem. Tento scénář způsobil snížení kulminace průtoku o 7,1%. Je pozoruhodné, že i ostatní scénáře využití půdy (i když poměrně drastických: redukce plochy orné půdy o 40%, z nich polovina ve prospěch TTP a polovina ve prospěch lesa) nepřinesly snížení kulminace větší než max. o 12%. I tak jsou ovšem změny pozitivní a nepochybně přispívají ke zmírnění škod při povodních.

Závěry

Model KINFIL, je fyzikálně založeným deterministickým distributivním modelem významných srážko-odtokových procesů, sestaveným speciálně pro účely rekonstrukční, simulační (scénářové simulace) i návrhové. Ve spojení s technologiemi GIS (ArcInfo), které stejně jako model KINFIL

respektují plošnou heterogenitu povodí, vytváří výkonný a sofistikovaný aparát pro povodňové analýzy. Scénářové simulace N-letých průtoků poskytují poměrně spolehlivé prognostické představy o těchto povodňových vlnách – jejich tvaru, kulminaci a době trvání. Implementace tohoto modelu nabízí také solidní, fyzikálně podložený nástroj k určení doby koncentrace a doby doběhu na malých, i středně velkých povodích. V další etapě výzkumu chceme rozšířit scénářové simulace do oblasti zjišťování stupně ovlivnění odtokových procesů změnami „land use".

Literatura

Hrádek, F., Kovář, P., 1994: *Výpočet náhradních intenzit přívalových dešťů* . Vodní hospodářství 44, č. 11, 2.

Janeček, M., a kol., 1992: *Metodiky: Ochrana zemědělské půdy před erozí,* 5, 1992, ÚVTIZ, ISSN 0231-9470

Kovář, P., 1992: *Možnosti určování návrhových průtoků na malých povodích modelem KINFIL.* Vodohospodářský časopis 40, č.2, s.197-220.

Kovář, P., 1994: *Využití hydrologických modelů pro určování maximálních průtoků na malých povodích.* Doktorská disertační práce, SIC ČZU Praha.

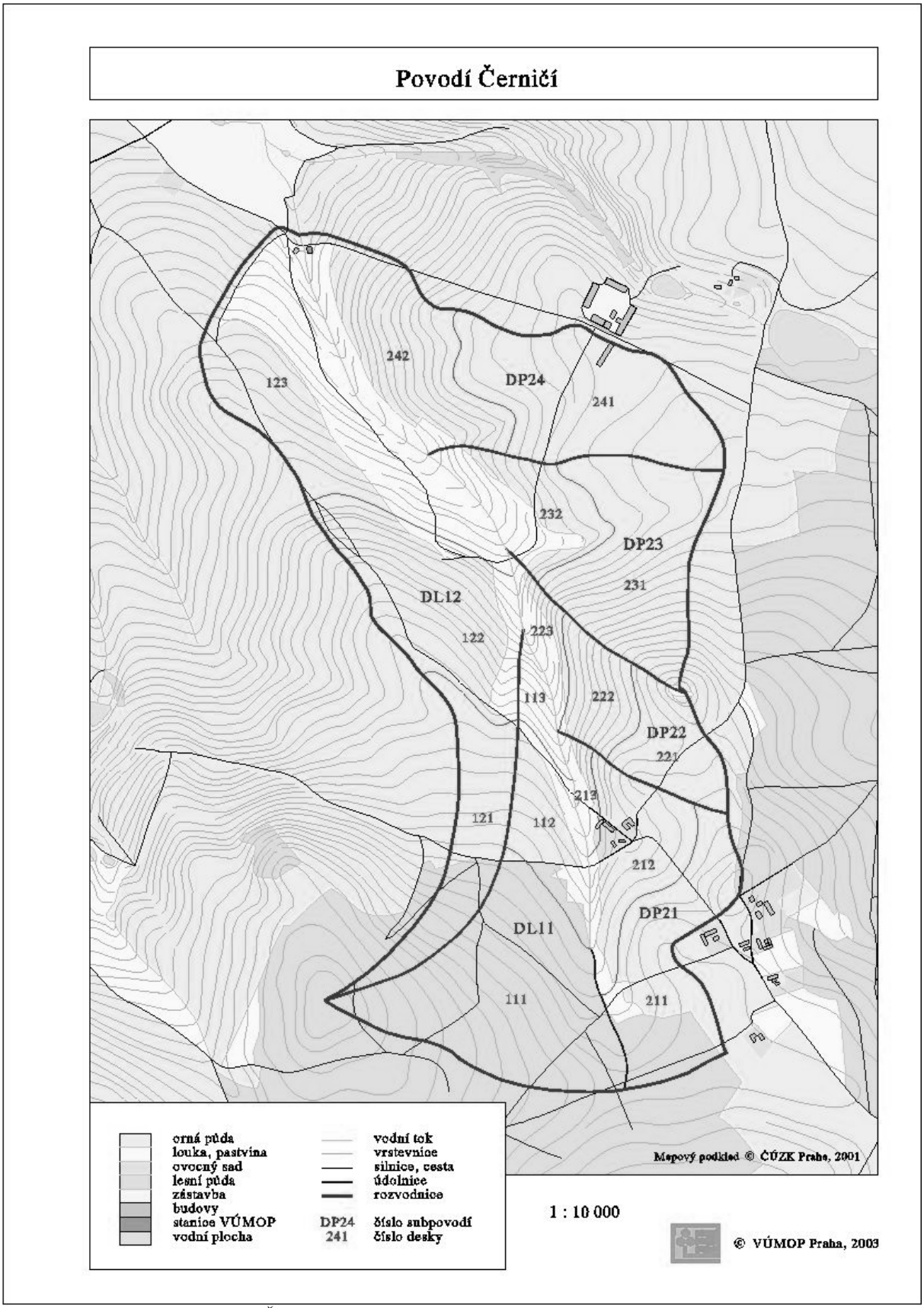
Kovář, P., Cudlín, P., Heřman, M., Zemek, F., Koryrář, M., 2002: *Analysis of Flood Events on Small River Catchments using the KINFIL Model.* Journal of Hydrology and Hydromechanics, 50, 2002, 2, s. 157-171.

Morel-Seytoux, H. J., Verdin, J. P., 1981: *Extension of the SCS Rainfall Runoff Methodology for ungaged Watersheds.* Report FHWA/RD-81/ 060, 79s. U.S. National Technical Information Service, Springfield, Virginia 22161.

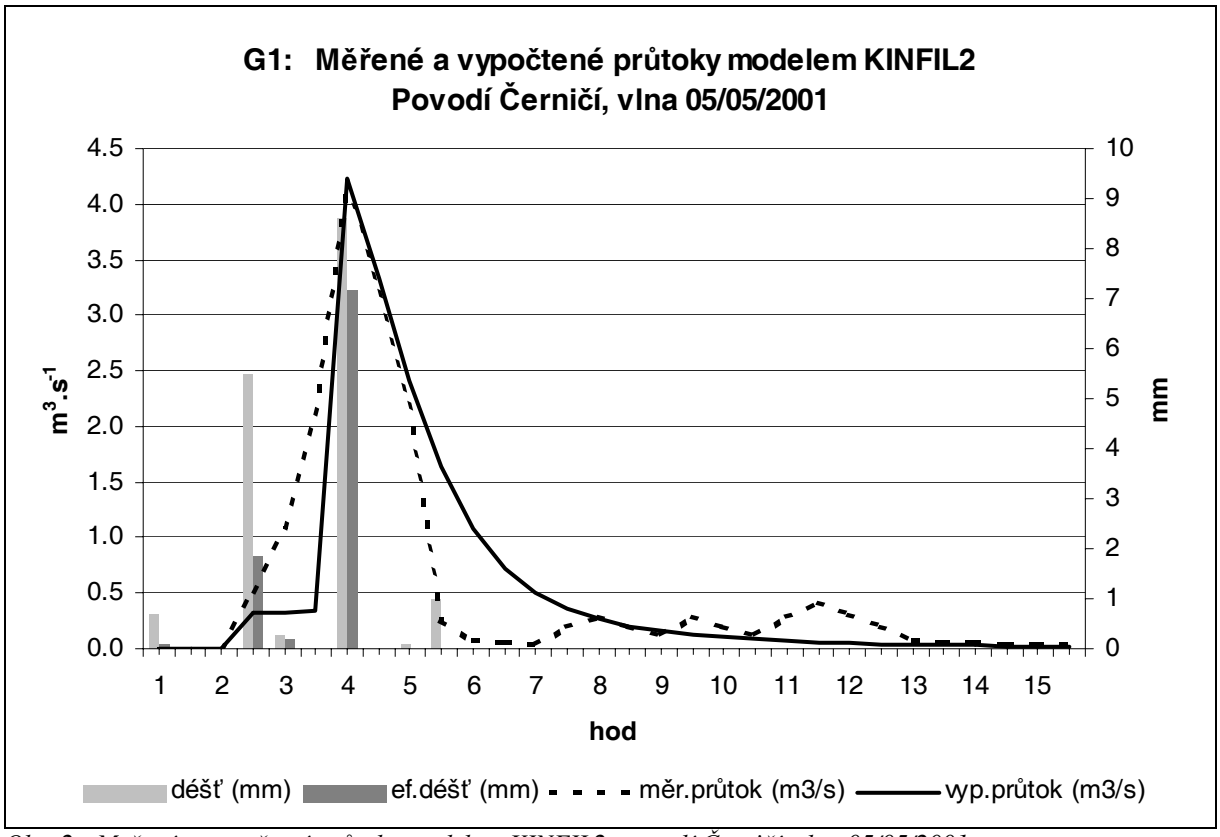
Morel-Seytoux, H. J., 1982: *Analytical results for prediction of variable rainfall infiltration.* Journal of Hydrology, No.59., s. 209-230.

Šamaj, F., Brázdil, R., Valovič. J., 1983: *Denné úhrny zrážok s mimoriadnou vydatnosťou v ČSSR v období 1901-80.* Sborník prác SHMÚ, nakl.Alfa, Bratislava.

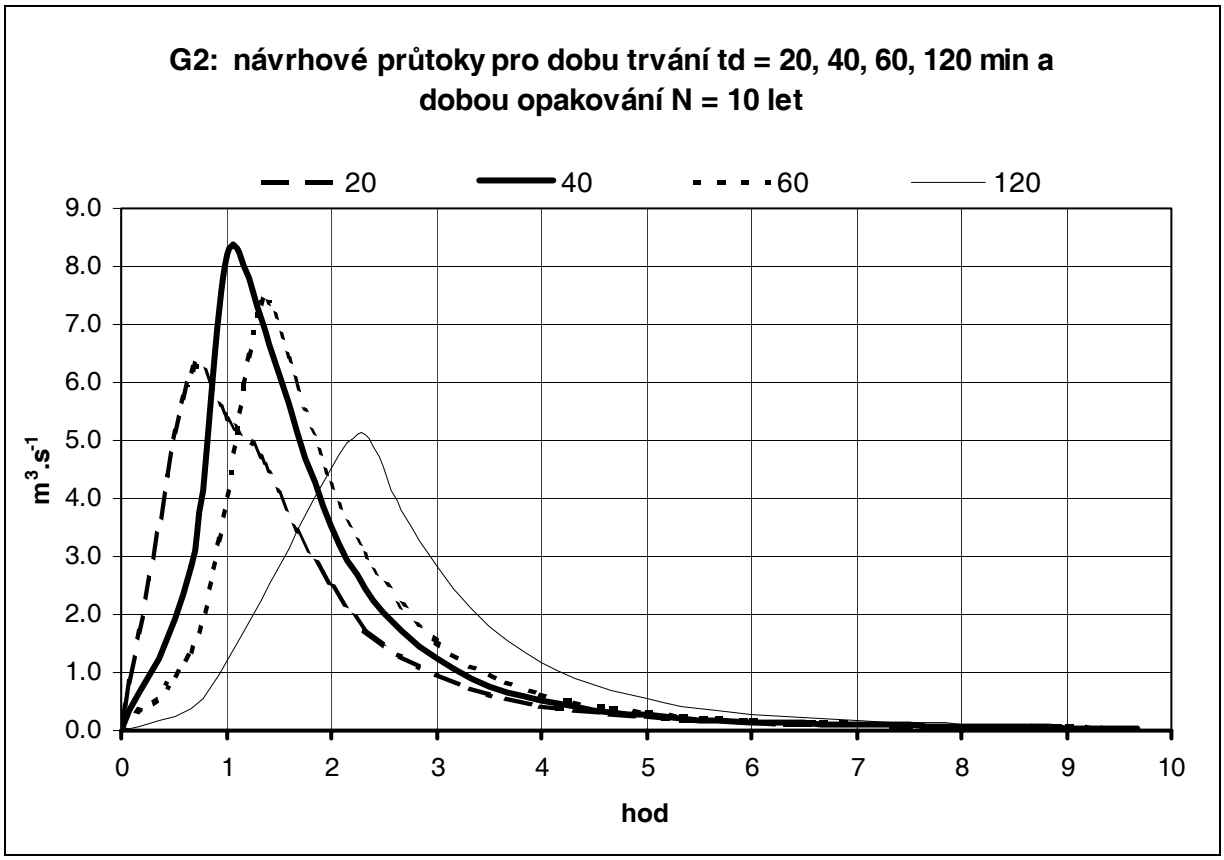
U.S. SCS, 1986: *Urban hydrology for small watersheds.* U.S. Soil Conservation. Technical Release 55(13), SCS, Washington.



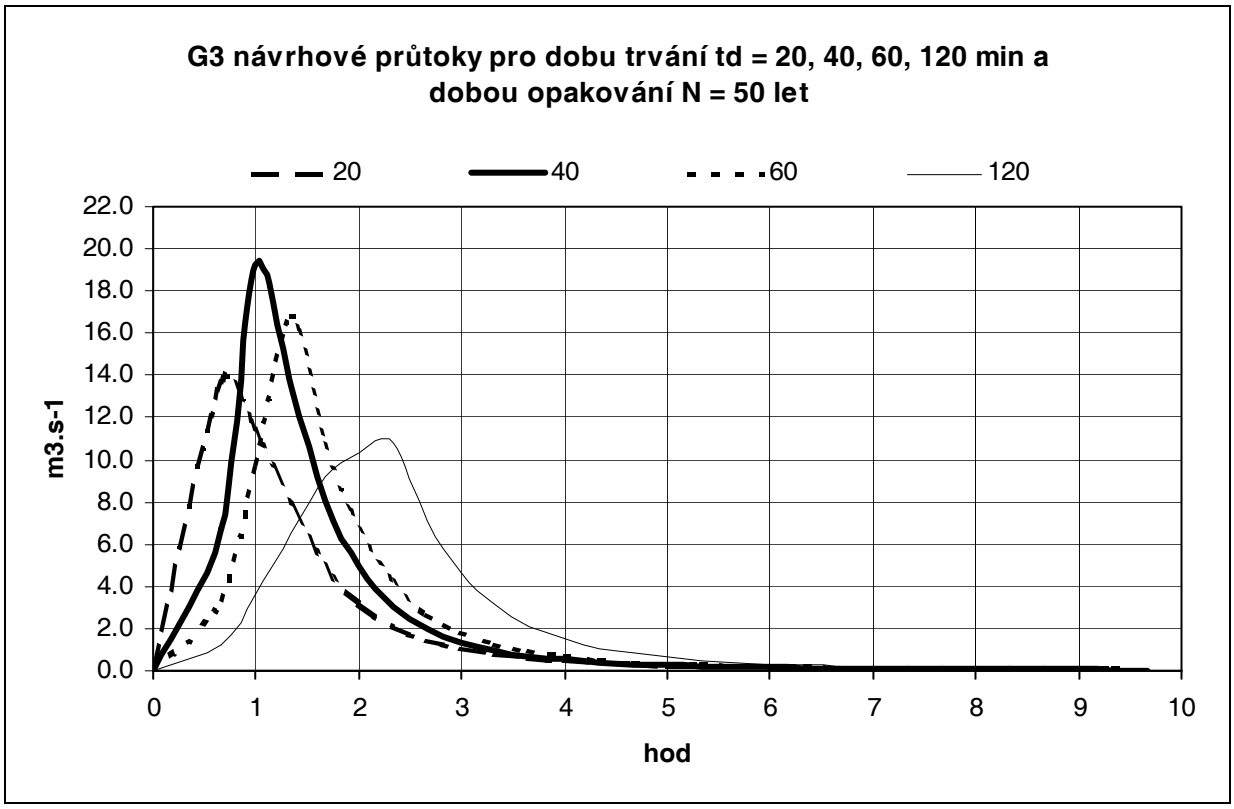
Obr1. Tografická mapa povodí Černičí s využitím pozemků a rozdělením na subpovodí
Figř1.Topografic map of Cernici catchment with land use pattern and division into sub-catchments.



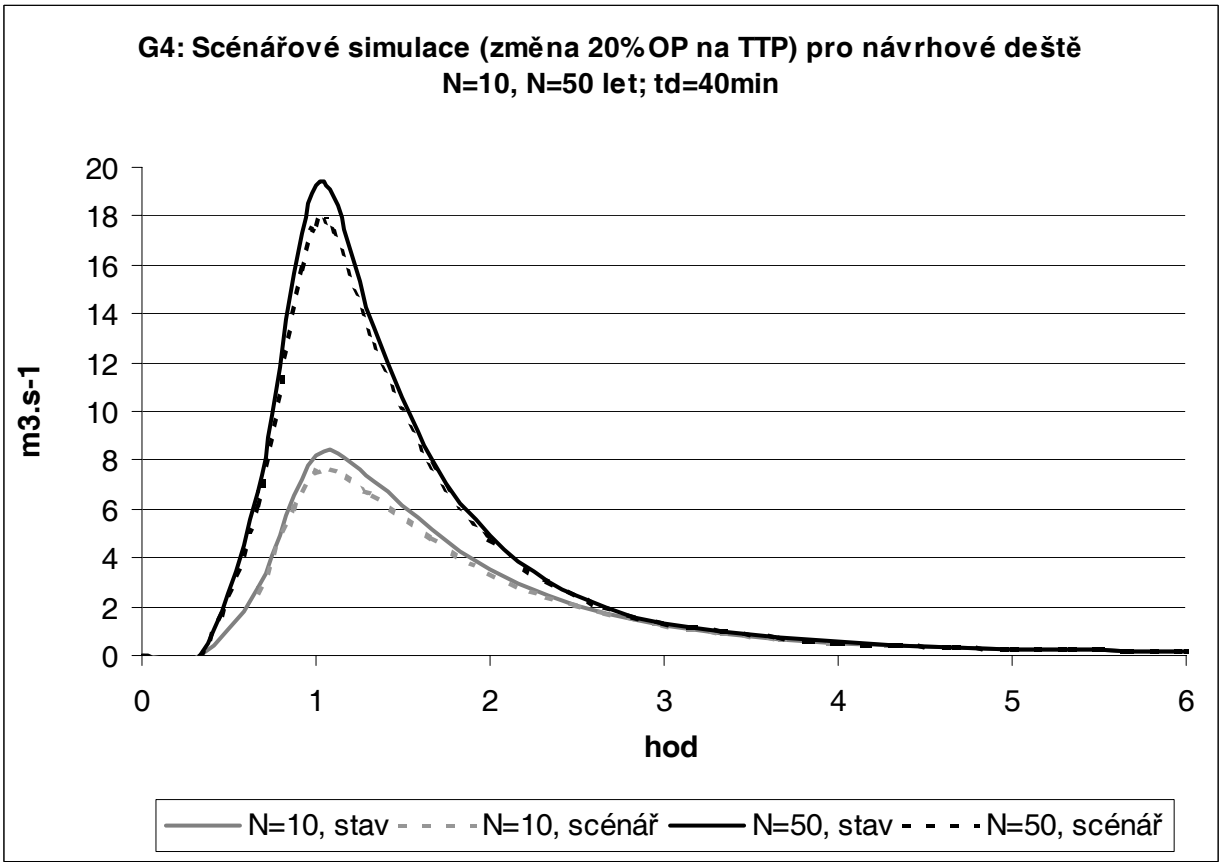
Obr. 2 : Meřené a vypočtené průtoky modelem KINFIL2; povodí Černičí, vlna 05/05/2001
Fig. 2 : Discharges measured(měř) and computed(vyp.) by KINFIL2 model; Cernici catchment, wave 05/05/2001



Obr. 3 : návrhové průtoky s dobou opakování 10 let a dobu trvání td = 20´, 40´, 60´, 120´
Fig 3: design discharges with time period of 10 years and event duration 20´, 40´, 60´, 120´



Obr. 4 : návrhové průtoky s dobou opakování 50 let a dobu trvání td = 20´, 40´, 60´, 120´
Fig. 4 : design discharges with time period of 50 years and event duration 20´, 40´, 60´, 120´



Obr. 5: Scénářové simulace (změna 10% OP na TTP) pro návrhové deště N= 10, N= 50 let, td=40 min
Fig. 6: Scenario simulations (change of 10% fields to meadows) for design rainfalls of N= 10, N= 50 years and td=40 min.

VERIFIKACE METOD ODVOZENÍ HYDROLOGICKÝCH PODKLADŮ PRO POSUZOVÁNÍ BEZPEČNOSTI VODNÍCH DĚL ZA POVODNÍ STATISTICKÝMI PŘÍSTUPY

Bohuslava Kulasová, Miloň Boháč

V roce 2004 byl ukončen tříletý grantový projekt výzkumu a vývoje v programu Ministerstva zemědělství „Verifikace metod odvození hydrologických podkladů pro posuzování bezpečnosti vodních děl za povodní“, který tematicky navazoval na projekt VaV „Vývoj metod pro stanovení extrémních povodní“, řešený v letech 1997 až 2000 pod garancí Ministerstva životního prostředí. Nositelem a koordinátorem obou projektů byl Český hydrometeorologický ústav. Cílem řešení bylo vyvinout a ověřit nové metodiky pro odvozování extrémních teoretických povodňových vln statistickými a deterministickými přístupy sloužících k posuzování bezpečnosti vodních děl při povodních.

*Výzkum **statistických přístupů** byl zaměřen na vícerozměrnou analýzu charakteristik povodňových vln. Výsledkem řešení je nový metodický postup založený na aplikaci vícenásobné nelineární regrese. Byly vyvinuty a ověřeny nové metodiky pro odvozování parametrů teoretických povodňových vln s využitím podmíněných pravděpodobností překročení objemu v závislosti na velikosti kulminačního průtoku a trvání povodňové vlny.*

Tato metoda s využitím podmíněné pravděpodobnosti překročení objemu umožňuje v porovnání s přiřazením „příslušného objemu“ ve smyslu normy ČSN 75 1400 „Hydrologické údaje povrchových vod“ exaktněji definovat vlastnosti teoretické povodňové vlny.

Metodika je adaptovaná na zpracování pozorovaných povodňových hydrogramů v denním kroku nebo v hodinovém kroku. Pro zavedení metodiky do praxe bylo nutné zpracovat odpovídající uživatelské programy a metodickou příručku.

Touto novou metodikou jsou odvozovány teoretické povodňové vlny pro vybraná vodní díla, u nichž je podle normy TNV 75 2935 posuzována bezpečnost při povodních.

Klíčová slova: extrémní povodeň, teoretická povodňová vlna, statistický přístup, podmíněná pravděpodobnost, bezpečnost přehrad

***Verification of methods of derivation of hydrological data for the assessment of dam safety during floods by statistical approaches.** In 2004, a three year grant development project in the program of the Ministry of Agriculture “Verification of methods of derivation of hydrological data for the assessment of dam safety during floods” was finished, which was connected theme-wise to the project VaV “Development of methods for the derivation of extreme floods”, which was being solved during 1997 to 2000 under the guarantee of the Ministry of Environment. The bearer and co-ordinator of both projects was the Czech Hydrometeorological Institute. The aim of the solution was to develop and verify new methods for the derivation of extreme design flood hydrographs by statistical and deterministic approaches, which would serve for the assessment of dam safety during floods.*

*The research of **statistical approaches** was aimed at multi-dimensional analysis of the parameters of flood hydrographs. The result of the solution is a new methodical procedure based on the application of a multiple non-linear regression. New methods were developed and verified for the derivation of parameters of design flood hydrographs, utilising conditional probabilities of volume exceedance in dependence on the size of peak discharge and flood hydrograph duration.*

This method with the utilisation of conditional probability of volume exceedance enables, in comparison with the annexing of “applicable volume” in the sense of standard ČSN 75 1400 “Hydrological data of surface waters”, to define more exactly the properties of the design flood hydrograph.

The method is adapted to the processing of observed flood hydrographs in a daily or hourly time step. For the introduction of the method into practice, it was necessary to adjust the corresponding user programs and the methodical handbook.

By this new method, design flood hydrographs are derived for selected dams, for which safety is assessed during floods according to standard TNV 75 2935.

Key words: extreme flood, design flood hydrograph, statistical approach, conditional probability, dam safety.

ÚVOD

V roce 2004 byl ukončen tříletý grantový projekt výzkumu a vývoje v programu Ministerstva zemědělství „**Verifikace metod odvození hydrologických podkladů pro posuzování bezpečnosti vodních děl za povodní**“ [1], který tematicky navazoval na projekt VaV „**Vývoj metod pro stanovení extrémních povodní**“ [2], řešený v letech 1997 až 2000 pod garancí Ministerstva životního prostředí. Nositelem a koordinátorem obou projektů byl Český hydrometeorologický ústav. Cílem řešení bylo vytvořit nové metodiky pro odvozování parametrů extrémních teoretických povodňových vln statistickými a deterministickými přístupy, které slouží k posuzování bezpečnosti vodních děl při povodních.

Na základě výsledků rešerše bylo rozhodnuto vyvíjet **statistické metody** odhadu charakteristik extrémních povodňových vln novými přístupy s využitím **podmíněných pravděpodobností překročení objemu** v závislosti na velikosti kulminačního průtoku a trvání povodňové vlny.

Nové statistické přístupy využívají oproti stávajícím přístupům, u kterých je uvažována pouze pravděpodobnost kulminačního průtoku, navíc i pravděpodobnost objemu povodně zvoleného trvání. Řešení je založeno na **aplikaci vícenásobné nelineární regrese** pro vyjádření vztahu mezi kulminačním průtokem a trváním odtoku jako nezávislými proměnnými a objemem odtoku jako závislou proměnnou.

Metodika, která je založená na využití řad průměrných denních průtoků, je vhodná pro střední povodí (plocha A > cca 150 km^2) a velká povodí. Metodika vycházející z řad hodinových průtoků je vhodná i pro malá povodí. V tomto případě zpracování vyžaduje časově náročnou přípravu pozorovaných povodňových vln v hodinovém kroku. Odvozování se většinou provádí pro sezónní (letní, zimní) povodně. V rámci projektu byly vytvořeny dva programy (jeden pro vstupní údaje v denním kroku, druhý pro údaje v hodinovém kroku) sloužící k analýze pozorovaných hydrogramů a k odvození výsledných teoretických povodňových vln.

Extrémní povodňové vlny založené na statistickém zpracování je třeba, zvláště na malých a středních povodích, ověřovat z fyzikálního hlediska jednoduchými deterministickými přístupy.

Tato metoda s využitím podmíněné pravděpodobnosti překročení objemu umožňuje v porovnání s přiřazením „příslušného objemu“ ve smyslu normy ČSN 75 1400 „Hydrologické údaje povrchových vod“ exaktněji definovat vlastnosti teoretické povodňové vlny.

Hydrologické podklady odvozované novými metodickými postupy jsou již uplatněny v nové normě TNV 75 2935 „Posuzování bezpečnosti vodních děl při povodních“ [3] z roku 2003. Tato norma doporučuje odvozovat teoretické povodňové vlny variantním způsobem. Dle skupiny a kategorie vodního díla se odvíjí míra jeho bezpečnosti vyjádřená pravděpodobností překročení kulminačního průtoku až do hodnoty p = 0.0001.

Nově vyvinuté metodiky pro odvozování parametrů teoretických povodňových vln těmito statistickými přístupy včetně nově zpracovaných příslušných programů byly ověřeny na povodích vybraných vodních děl. V rámci projektu byly odvozeny teoretické povodňové vlny pro VD Vranov na Dyji a VD Husinec na Blanici. Po skončení projektu jsou na objednávku Povodí, s.p. postupně odvozovány teoretické povodňové vlny pro další vodní díla.

Text v následujících kapitolách bude členěn do tématických okruhů:

- Příprava datových souborů
- Zpracování metodiky včetně aplikace pro odvození teoretických povodňových vln
- Závěry.

PŘÍPRAVA DATOVÝCH PODKLADŮ

Objemy teoretických povodňových vln mohou být odvozovány buď z řad průměrných denních průtoků nebo z hodinových průtoků. Vzhledem k tomu, že ČHMÚ má k dispozici především řady průměrných denních průtoků ve vodoměrných stanicích, které jsou uloženy v centrální databázi, byly první zkušební a ověřovací výpočty založeny zejména na těchto řadách.

Při analýze vztahů mezi velikostí průtoku a objemem povodně by bylo výhodnější zkoumat vztahy mezi kulminačním průtokem na straně jedné a objemy zvoleného trvání na straně druhé. V rámci vytváření a ověřování metodiky na připravených datech tak nemohlo být postupováno, neboť kulminační průtoky nebyly běžně vyčísleny odděleně pro letní a zimní povodně (většinou byla vyhodnocena jen roční maxima). Jejich dodatečné vyhodnocení vyžaduje značné úsilí (vyhledání limnigramů v archivu, rekonstrukce měrných křivek průtoku, u zimních povodní přezkoumání, zda nebyla hladina vody vzduta ledem, atd.). Zpracování bylo nejprve založeno na rozboru vztahů mezi maximálním průměrným denním průtokem v příslušném pololetí a objemem odtoku za zvolené několikadenní trvání, následně i mezi maximálním hodinovým průtokem a objemem. Při odvozování teoretické povodňové vlny je nutné zabývat se vztahem mezi maximálními průměrnými denními (resp. hodinovými) průtoky ve dni kulminace a kulminačními průtoky (viz následující text).

Příprava datových souborů pro odvozování teoretické vlny formou hydrologické studie spočívá zejména v těchto činnostech:

- Vytvoření řady průměrných denních průtoků (z databanky hydrofondu, popř. prodloužení stávající řady na základě archivních materiálů)
- Vyhodnocení sezónních kulminačních průtoků za letní a zimní pololetí (doplnění stávajících řad ročních maxim)
- Příprava pozorovaných hydrogramů ve vodních stavech v hodinovém kroku za letní a zimní pololetí
- Kontrola vodních stavů uložených v registru extrémních fází odtoku (REFO) s limnigramy
- Kompletace měrných křivek průtoku, jejich ověření a případná extrapolace, rekonstrukce měrných křivek průtoku na základě starých hydrometrických měření, příp. vyhodnocení historických povodní (pro období, pro která nejsou k dispozici)
- Vyhodnocení hydrogramů v průtocích v hodinovém kroku za letní a zimní sezónu
- Výpočet průměrných denních průtoků z vyhodnocených hodinových průtoků; jejich porovnání s průměrnými denními průtoky uloženými v databázi ČHMÚ (pokud vyplynou větší rozdíly, dochází k přehodnocení hodinových průtoků včetně kulminace, příp. přehodnocení průměrných denních průtoků)

POPIS METODIKY

Metodický přístup je založen na aplikaci vícenásobné nelineární regrese pro vyjádření vztahu mezi kulminačním průtokem a trváním odtoku (nezávislé proměnné) a objemem odtoku (závislá proměnná). Jako prostředek pro vyjádření podmíněné pravděpodobnosti překročení určitého objemu (při daném trvání odtoku a kulminačním průtoku) slouží statistická analýza reziduálních odchylek pozorovaných objemů od regresních odhadů.

V rámci řešení výše uvedených projektů bylo třeba:

- Nalézt **vhodný tvar nelineárního regresního vztahu** mezi objemy odtoku daného trvání a výškou odtoku ve dni kulminace.
- Navrhnout a ověřit **vhodnou metodu transformace odchylek** pozorovaných objemů od regresních odhadů.
- Vybrat **vhodné teoretické rozdělení pravděpodobnosti** k vyrovnání a extrapolaci transformovaných odchylek.

- Odhadnout **průběh povodňové vlny** v hodinovém intervalu na základě odvozených průměrných denních průtoků.
- Sestavit systém **zkušebních programů**, výstupních souborů a grafických výstupů pro ověření metodiky.
- Vytvořit a odladit **profesionální programové vybavení** pro analýzu pozorovaných povodňových vln a odvozování teoretických povodňových vln s využitím podmíněných pravděpodobností překročení objemu v denním a v hodinovém kroku.

Vzhledem k tomu, že ČHMÚ má k dispozici dlouhé řady průměrných denních průtoků a průtoky v hodinovém kroku pouze v omezené míře, byla prvotní metodika založena na vstupních řadách průměrných denních průtoků. V dalším řešení byla metodika aplikována i na řady pozorovaných (příp. rekonstruovaných) povodňových vln v hodinovém kroku. Použitý algoritmus vychází z odděleného zpracování odtokových výšek na vzestupné větvi a na poklesové větvi hydrogramu. Zpracování se provádí samostatně ze souborů povodní za letní (květen až říjen) a zimní sezónu (listopad až duben), případně z maximálních ročních povodní.

Postup zpracování teoretických povodňových vln lze rozdělit do šesti částí:

1. Analýza **sezonality** průtokového režimu.
2. Odvození **kulminačních průtoků** pro zvolené pravděpodobnosti překročení.
3. Určení **vztahu mezi kulminačním průtokem a maximálním** (denním, hodinovým) **průtokem.**
4. Výpočet **parametrů regresního vztahu** mezi objemy odtoku daného trvání RT a výškou odtoku R1 ve dni, v hodině kulminace. Odvození teoretických povodňových vln s objemem dle regresního vztahu (denní průtoky, hodinové průtoky).
5. Analýza **reziduálních odchylek** pozorovaných odtokových výšek od regresních odhadů, jejich transformace, vyrovnání teoretickým rozdělením. Odvození teoretických povodňových vln s objemem zvolené **podmíněné pravděpodobnosti překročení** (denní, hodinové průtoky).
6. Odhad **průběhu teoretické povodňové vlny** v hodinovém intervalu.

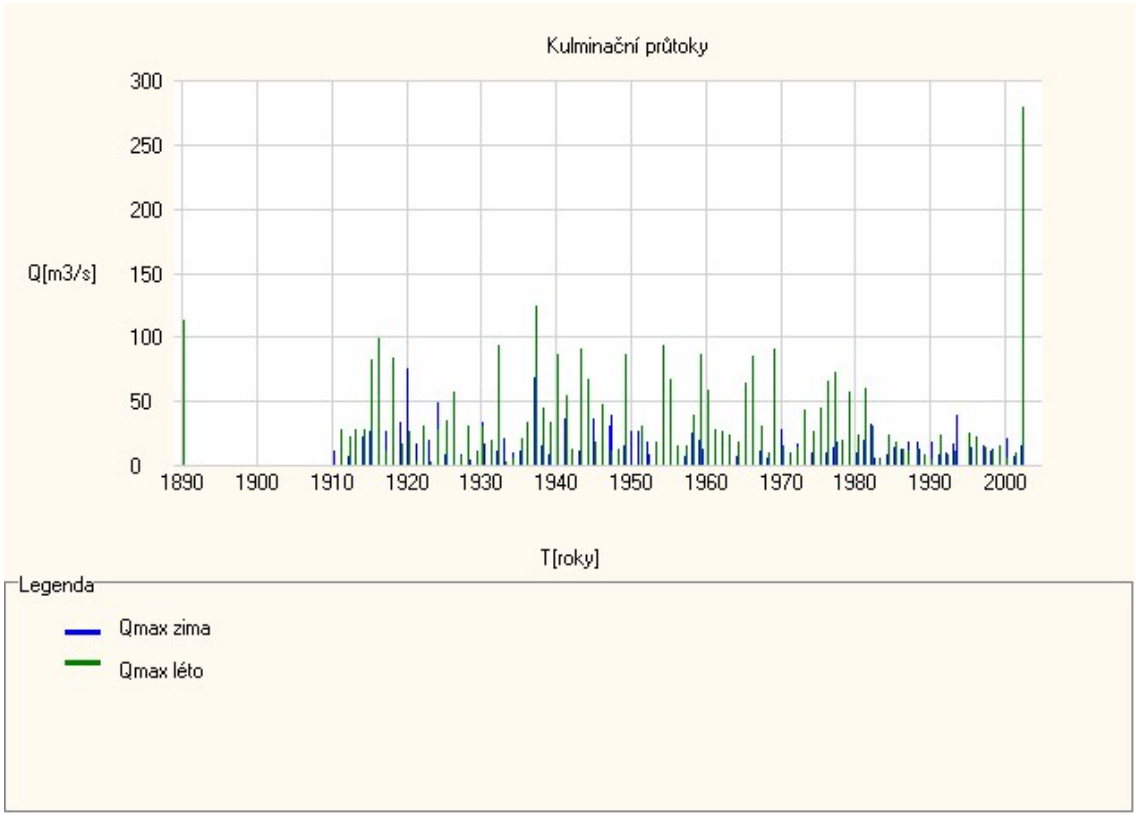
ad 1. Analýza sezonality průtokového režimu

Nejprve se provede za zimní a letní pololetí grafické porovnání časových řad kulminačních průtoků, maximálních jednodenních odtokových výšek a maximálních odtokových výšek (objemů) za zvolená trvání. Následně se posoudí sezonalita průtokového režimu. Porovnání velikosti letních a zimních povodní může vést k následujícím variantám hodnocení:

- Letní povodně jsou, co do velikosti kulminačních průtoků, maximálních jednodenních i několikadenních odtoků, podstatně větší než zimní, nejen v průměru, ale i v maximálních případech.
- Letní a zimní povodně jsou přibližně rovnocenné z hlediska průtoků i objemů.
- Letní povodně mají větší kulminační průtoky a maximální jednodenní průtoky, ale menší několikadenní objemy odtoku.
- Zimní povodně jsou výrazně větší než letní povodně.

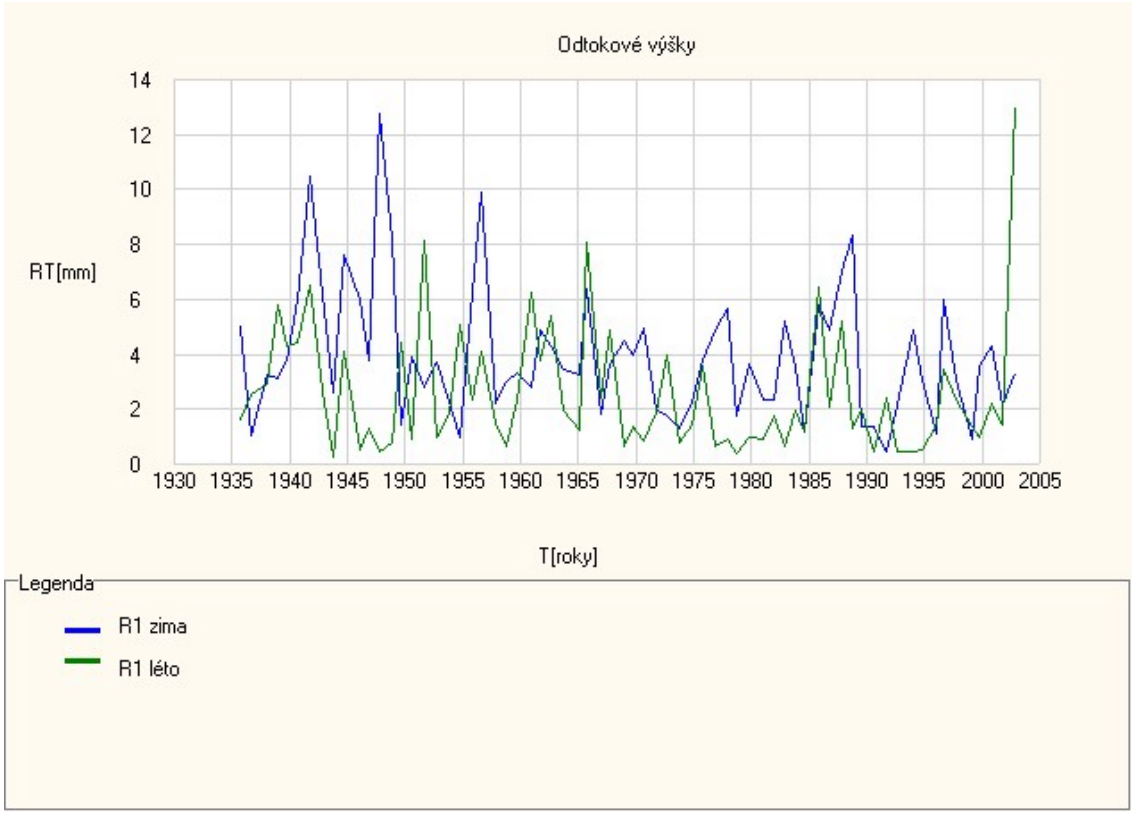
V prvém případě se další zpracování bude provádět jen pro povodně v letním období, ve druhém, třetím a čtvrtém případě se doporučuje samostatně zpracovat letní i zimní teoretické povodňové vlny.

Příklady porovnání kulminačních průtoků a jednodenních odtokových výšek za zimní a letní sezónu jsou uvedeny na obr. 1 a obr. 2.



Obr. 1 Porovnání sezónních kulminačních průtoků ve stanici Podedvorský Mlýn – Blanice

Fig. 1 Comparison of seasonal peak discharges in station Podedvorský Mlýn – Blanice



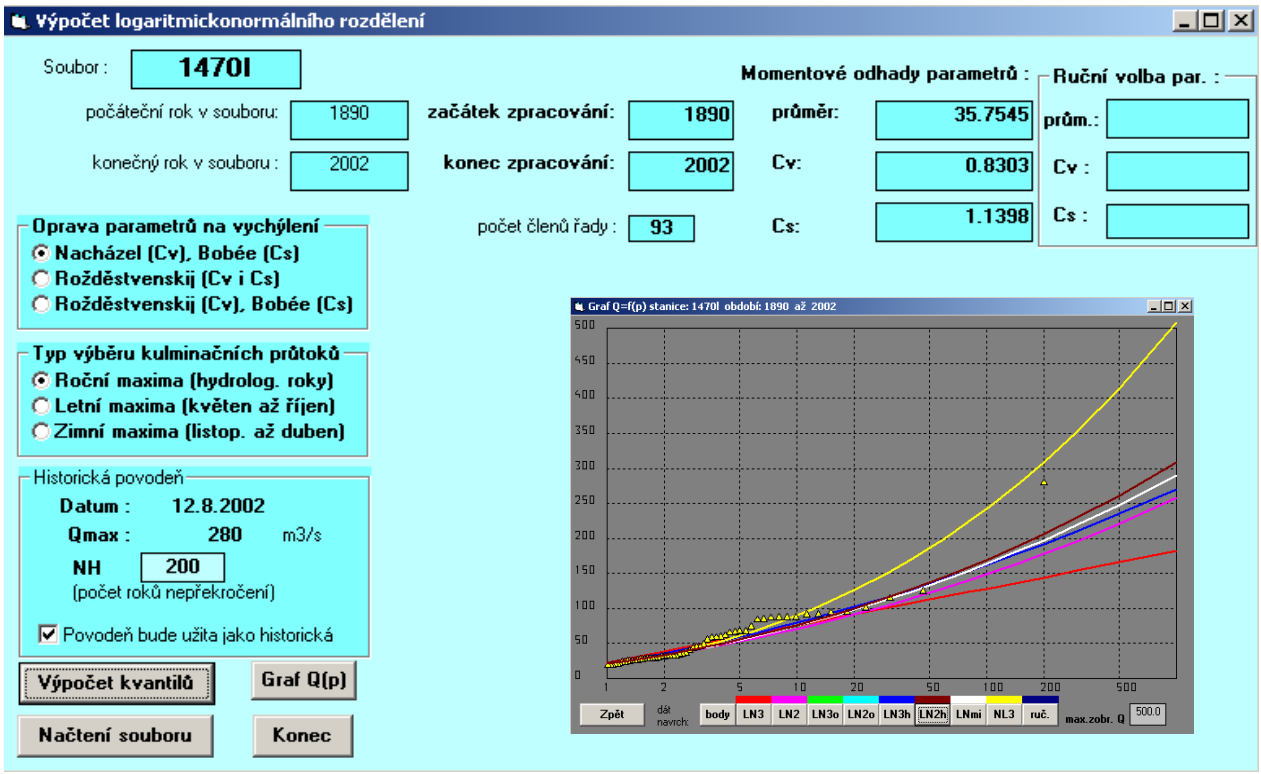
Obr. 2 Porovnání sezónních jednodenních odtokových výšek ve stanici Podhradí – Dyje.

Fig. 2 Comparison of seasonal oneday runoff depths in station Podhradí – Dyje

ad 2. Odvození kulminačních průtoků pro zvolené pravděpodobnosti překročení

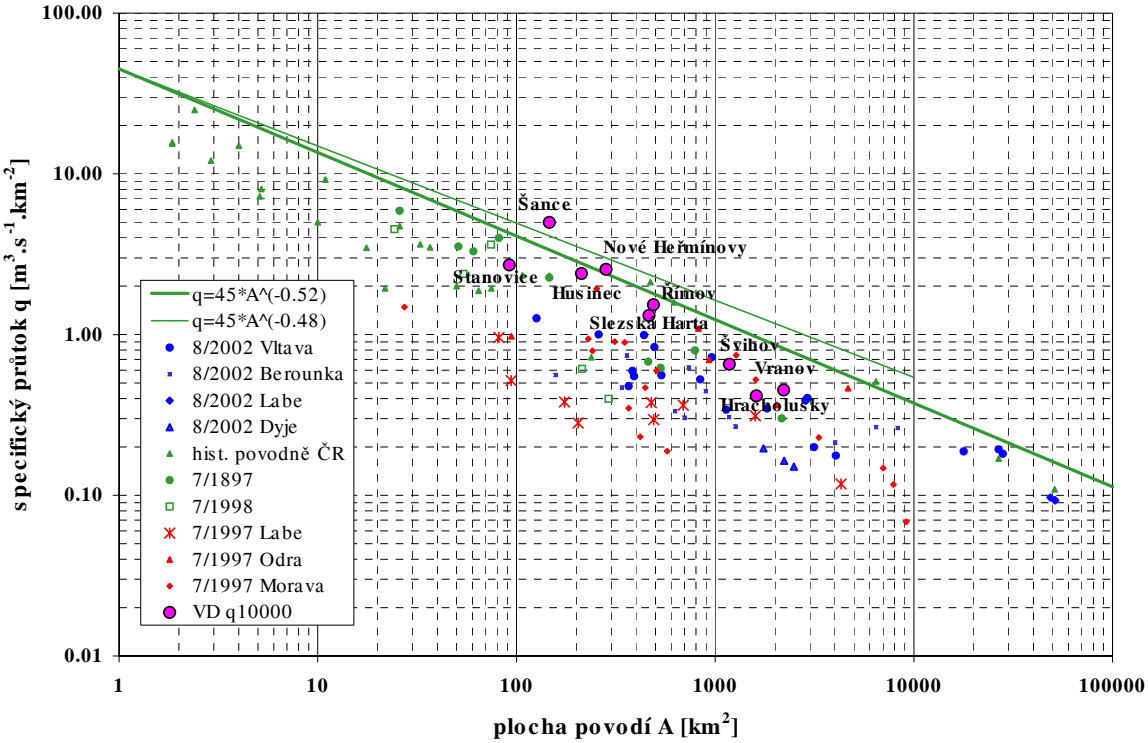
Ve vhodném analogonu (vodoměrná stanice s dostatečně dlouhou dobou pozorování) se vytvoří řada sezónních (letních a zimních) kulminačních průtoků za co možná nejdelší období pozorování, včetně historických povodní. Ve vodoměrných stanicích ovlivněných vodními díly se pro zachování homogenity průtoků uvažuje řada končící rokem uvedení nádrže do provozu, případně lze pozorované průtoky opravit o vliv transformace a manipulace a stanovit „přirozené“ kulminační průtoky.

Z takto vytvořených souborů kulminačních průtoků jsou vypočítány pomocí samostatného programu průměry Q_{max}, koeficienty variace Cv_{max} a koeficienty asymetrie Cs_{max} a odvozeny kulminační průtoky až do požadované hodnoty pravděpodobnosti překročení $pQ = 0.0001$ (tedy s dobou opakování N=10 000 let), zvlášť za zimní a letní pololetí, nebo jen z ročních řad. V ČHMÚ používaný program LNWin (viz obr. 3) umožňuje využívat momentové odhady parametrů s možností oprav systematických vychýlení koeficientů *Cv* a *Cs* u kratších pozorovaných řad a dále umožňuje volit ve variantách různou pravděpodobnost překročení historické povodně. Pro extrapolaci se používá teoretické logaritmicko-normální rozdělení dvouparametrické (LN2) i tříparametrické (LN3). Jako variantní metoda odhadu parametrů je pro oba typy rozdělení používána i metoda momentů logaritmicky transformovaných veličin popsaná v článku [4], příp. Johnsonovo rozdělení uvedené v příručce [5].



Obr. 3 Příklad odvození N-letých průtoků pomocí programu LNWin
Fig. 3 Example of derivation N-year flood peak discharges by LNWin program

Takto odvozené extrémní kulminační průtoky jsou porovnávány s obalovou křivkou znázorňující vztah specifických kulminačních průtoků velkých povodní (vyskytnuvších se na různých místech a různém čase) na ploše povodí (viz obr. 4). Obalová křivka byla původně odvozena v rámci úkolu [6] v roce 1996, postupně je doplňována o nové extrémní povodně v ČR (např. z roku 1997, 1998, 2002).



Obr. 4 Porovnání $q_{10\,000}$ odvozených pro vybraná vodní díla s obalovou křivkou

Fig. 4 Comparison $q_{10\,000}$ derivated for selected dams with envelope curve

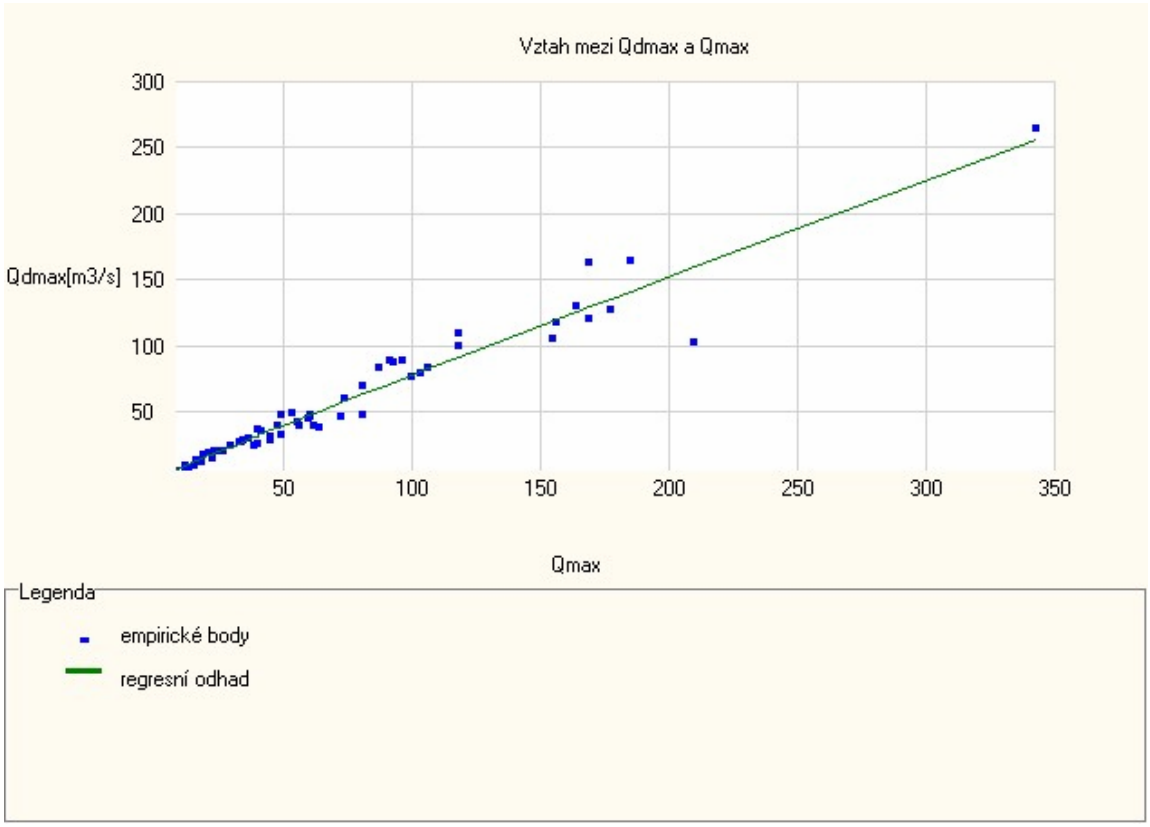
ad 3. Určení vztahu mezi kulminačním průtokem a maximálním (denním, hodinovým) průtokem

V případě využívání řad průměrných denních průtoků je nutné odvodit korelační vztah mezi maximálními jednodenními průměrnými průtoky ve dni kulminace a kulminačními průtoky. Pokud pozorované maximální průtoky neumožňují dostatečně spolehlivě extrapolovat korelační vztah do oblasti požadovaných extrémně malých pravděpodobností překročení průtoků, mohou být pro stanovení vztahu použity i odvozené N-leté kulminační průtoky a N-leté maximální jednodenní průměrné průtoky. Je žádoucí odvodit oboje N-leté průtoky ze stejného období a pro extrapolaci použít stejné teoretické rozdělení.

Příklad korelačního vztahu mezi kulminačním a maximálním denním průtokem odvozeného na základě pozorovaných průtoků je pro stanici Podhradí na Dyji vynesen na obr. 5.

V případě využití pozorovaných povodňových vln v hodinových průtocích není pro střední a větší povodí nutné odvozovat korelační vztah mezi maximálními hodinovými průtoky v hodině kulminace a kulminačními průtoky. Pro malá povodí se doporučuje tento vztah odvodit vždy.

Odvozený korelační vztah slouží k odvození odtokové výšky R1 [mm] ve dni nebo v hodině výskytu kulminace, která vstupuje do dalšího zpracování.



Obr. 5 Vztah mezi kulminačním a maximálním denním průtokem (stanice Podhradí – Dyje)

Fig. 5 Relation between peak discharge and max. daily discharge (station Podhradí – Dyje)

ad 4. Výpočet parametrů regresního vztahu mezi objemy odtoku daného trvání RT a výškou odtoku R1 ve dni, v hodině kulminace. Odvození teoretických povodňových vln s objemem dle regresního vztahu (denní průtoky, hodinové průtoky).

Závislost odtokové výšky *RT* na trvání odtoku *T* a na velikosti odtokové výšky ve dni (resp. hodině) kulminace *R1* je vhodné vyjádřit nelineárním regresním vztahem $RT = f(R1,T)$. V první fázi řešení byla používána rovnice **mocninného typu**

$$RT = b_1 \,.\, R1^{b2} \,.\, T^{b3} \qquad (1)$$

kde, *R1* [mm] je odtoková výška ve dni kulminace (z řad průměrných denních průtoků) nebo v hodině kulminace (z řad hodinových průtoků)
RT [mm] je odtoková výška za trvání *T* ve dnech nebo v hodinách
b_1, b_2, b_3 jsou regresní parametry.

Mnohonásobná regresní funkce popisuje nárůst objemu odtoku s časem a v závislosti na velikosti kulminačního průtoku. Nárůst je vyjadřován odděleně pro vzestupnou větev a pro poklesovou větev povodňové vlny, směr nárůstu se uvažuje vždy směrem od kulminace.

Na základě analýz a zkušebních výpočtů provedených během řešení byly vyzkoušeny další regresní rovnice mocninného a exponenciálního typu. Podstatou rozdílu mezi nimi je, zda tvar nárůstu odtoku s trváním *T* je dán výrazem T^b (mocninná funkce), nebo b^T (exponenciální typ), kde *b* je regresní parametr.

Osvědčil se upravený mocninný typ, a to pro případ vstupních denních průtoků, a to na poklesové i vzestupné větvi hydrogramu, který obsahuje hodnotu průměrného denního průtoku ve dni kulminace (*R1*) nejen v mocninném tvaru, ale i jako aditivní člen.

$$RT = b_1 \,.\, R1^{b2} \,.\, T^{b3} + R1 \qquad (2)$$

Během následného řešení byly vyzkoušeny i dva tvary **exponenciální** regresní rovnice:

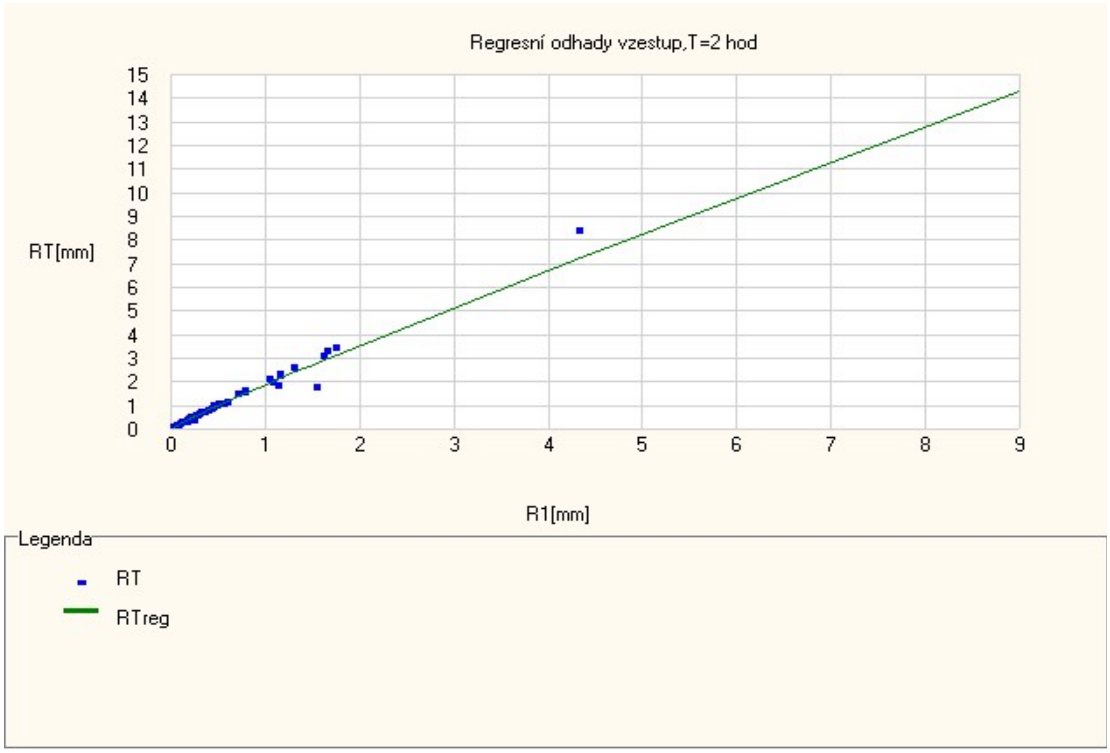
$$RT = b_1 \,.\, R1^{b3} \,.\, (-1 / \ln b_2) \,.\, (b_2 - b_2^T) \qquad (3)$$

$$RT = R1 + R1^{b3} \,.\, (T\text{-}1) \,.\, b_2^T \qquad (4)$$

V rámci řešení projektu se prokázalo, že:

- při výpočtu z průměrných denních průtoků lze použitelné výsledky získat jak z rovnice mocninného tvaru, tak z rovnic exponenciálního tvaru, pro vzestupnou větev se dobře uplatňuje mocninný typ (rovnice 2), pro poklesovou větev je většinou vhodnější exponenciální typ (rovnice 4)
- při výpočtu z hodinových průtoků je vhodnější užívat exponenciální typ závislosti jak pro vzestupnou tak i poklesovou větev a to s aditivním členem R1 (rovnice 4).

Na obr. 6 je uveden příklad vztahu mezi odtokovými výškami R1 a RT (pro T = 2 hodiny) na vzestupné větvi odvozeného za letní sezónu ve stanici Podedvorský Mlýn na Blanici. Vztah byl určen pomocí exponenciální rovnice (4).



Obr. 6 Vztah mezi odtokovými výškami RT a R1, letní sezóna (Podedvorský Mlýn – Blanice)

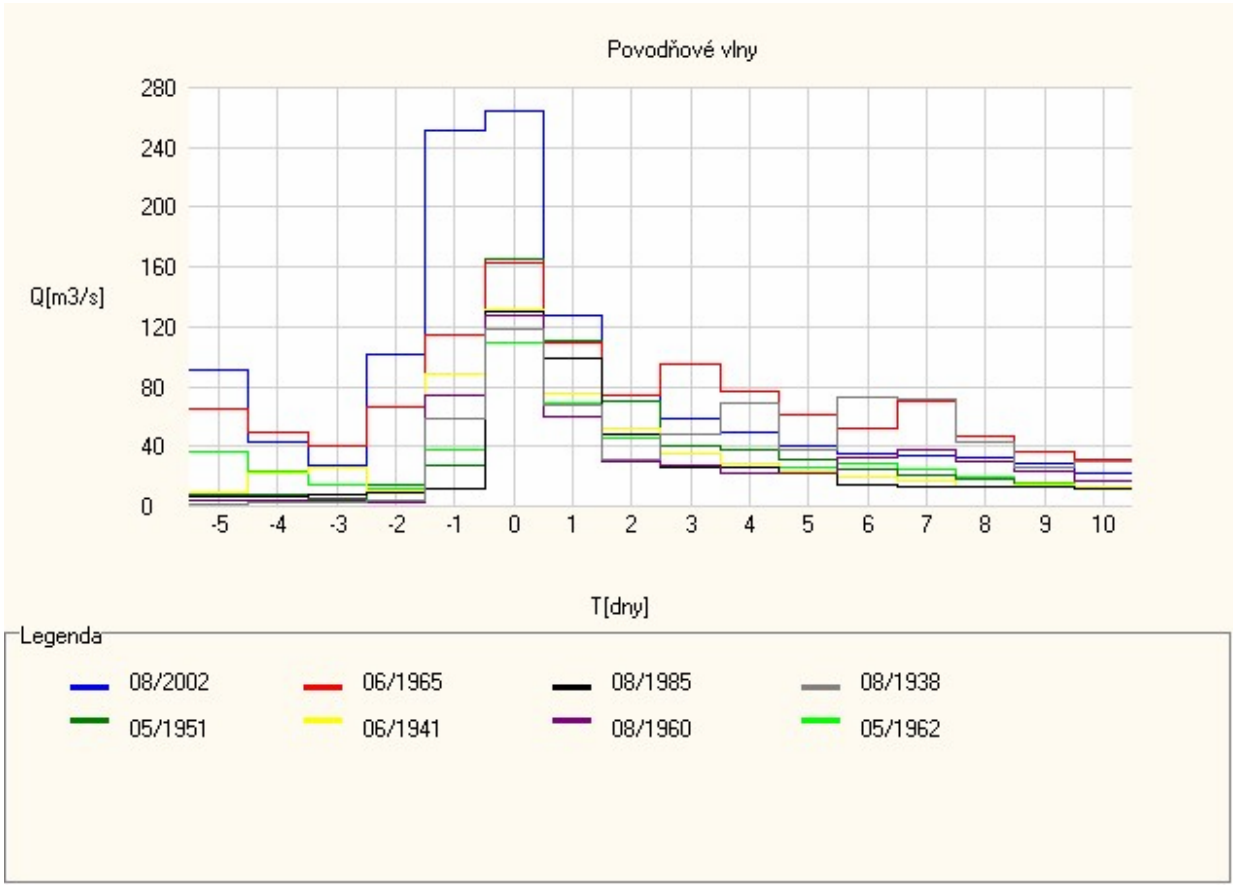
Fig. 6 Relation between runoff depths RT and R1, summer season (Podvorský Mlýn – Blanice)

Před výpočtem parametrů regresního vztahu je třeba určit trvání T pro vzestupnou a poklesovou větev povodňové vlny na základě největších pozorovaných vln. Ukázka je na obr. 7.

Rovněž je před aplikací regresních vztahů vhodné posoudit, zda regresní odhady zásadně nevybočují z rozmezí hodnot odvozených pro stanice na posuzovaném toku a příp. v příslušném povodí.

Princip výpočtu průběhu teoretické povodňové vlny z průměrných denních průtoků (odděleně pro vzestupnou a poklesovou větev) spočívá v dosazení do příslušných regresních vztahů velikosti

odtokové výšky ve dni kulminace *R1* a postupně pro zvolené trvání *T* . Tato trvání začínají ve dni kulminace, pro poklesovou větev narůstají ve směru času a pro vzestupnou větev proti směru času. Tím se získá velikost odtoku za intervaly *T* dní, zahrnující také den kulminace. Postupným odečítáním odtokových výšek za narůstající dobu trvání se vypočítají odtokové výšky v jednotlivých dnech, po přepočtu na průtoky se získá hydrogram povodňové vlny určený řadou průměrných denních průtoků.



Obr. 7 Určení trvání T pro vzestupnou a poklesovou větev letní povodňové vlny na základě pozorovaných vln (stanice Podhradí – Dyje)

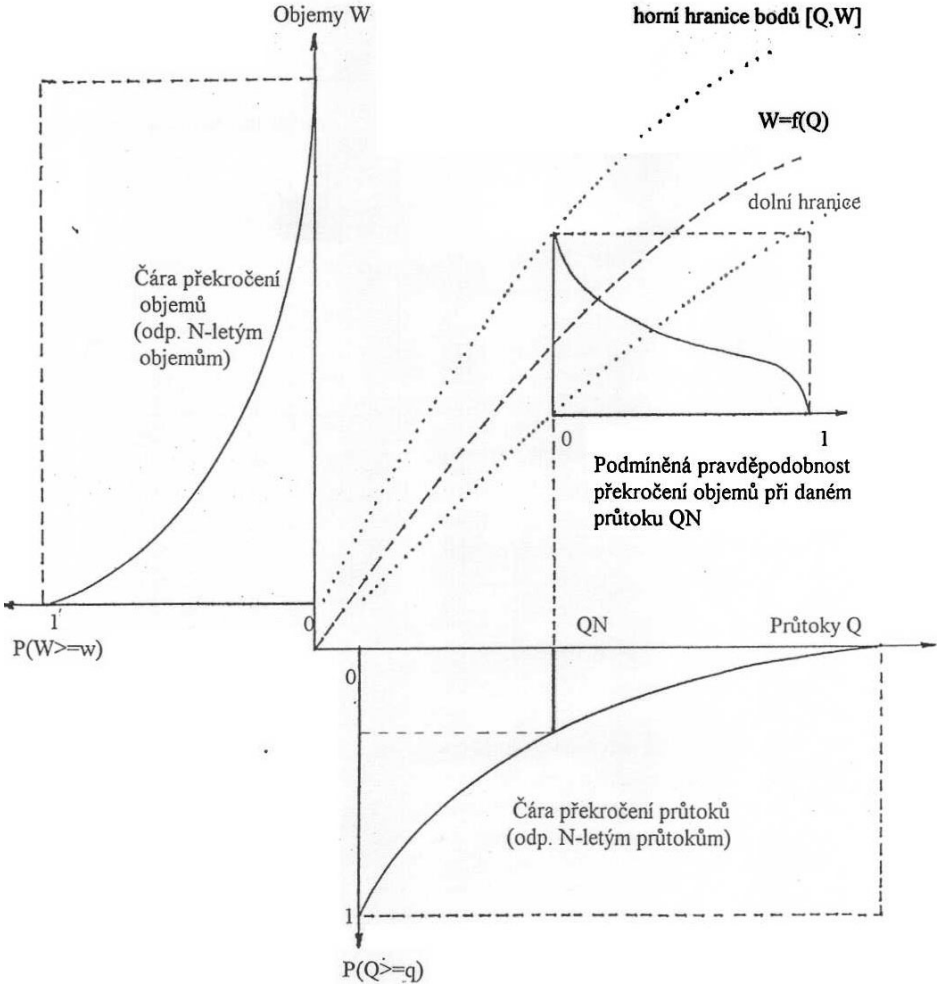
Fig.7 Determination of duration T for summer flood hydrograph on basis of observed flood hydrographs (station Podhradí – Dyje)

ad 5. Analýza reziduálních odchylek pozorovaných odtokových výšek od regresních odhadů, jejich transformace, vyrovnání teoretickým rozdělením. Odvození teoretických povodňových vln s objemem zvolené podmíněné pravděpodobnosti překročení (denní, hodinové průtoky).

Pozorované odtokové výšky se nacházejí v určitém rozmezí okolo regresních odhadů. Rozdělení těchto odchylek můžeme charakterizovat statistickými metodami a vyjádřit tak **podmíněnou pravděpodobnost** překročení odtokové výšky za zvolené trvání (viz obr. 8), podmínkou je výskyt určitého maximálního průtoku.

Potíž spočívá v tom, že případů extrémních odtoků je vždy nedostatečný počet, takže pouze podle nich nelze identifikovat rozdělení podmíněných pravděpodobností v oblasti mimořádně velkých odtoků. Proto se reziduální odchylky pozorovaných odtokových výšek od regresních odhadů transformují tak, aby byla eliminována jejich závislost na velikosti kulminačního průtoku. Pro odhad charakteristik podmíněného rozdělení pravděpodobnosti lze použít odchylky vyhodnocené z povodní s odlišnou velikostí kulminačních průtoků v jednom souboru.

Jako účinná se prokázala transformace, při které jsou rezidua odděleně pro kladné a záporné odchylky od regresních odhadů vyjádřena v měřítku vzdálenosti fyzikálně daných mezí odchylek od regresního odhadu. Tyto meze lze odvodit ze skutečnosti, že pro určitou hodnotu maximálního průtoku Q_{max} musí objem povodňové vlny W za dobu T být menší, než hodnota $Q_{max}.T$, zdola je teoreticky omezen pouze podmínkou $W > 0$.



Obr. 8 Podmíněná pravděpodobnost překročení objemů za zvolené trvání

Fig. 8 Conditional probability of volume exceedance for elected duration

Transformaci popíšeme pro případ, kdy jako měřítko velikosti kulminace povodně použijeme odtokovou výšku ve dni kulminace *R1*, odtoková výška za *T* dní je označena *RT* a její regresní odhad *RTE*. Transformovaná proměnná *TRES* je v případech, kdy

$$RT \geq RTE$$

$$TRES = (RT - RTE) / (R1 \,.\, T - RTE) \qquad (5)$$

a v případech, kdy $RT < RTE$

$$TRES = (RT - RTE) / (RTE - R1). \qquad (6)$$

Transformovaná rezidua *TRES* jsou tedy odděleně pro kladné a záporné odchylky od regresních odhadů vyjádřena v měřítku vzdálenosti mezí (*R1* . *T* = horní mez pro kladné odchylky, *R1* = dolní mez pro záporné odchylky) od regresní křivky *RTE* = f (*R1*,*T*). Transformovaná rezidua se mohou vyskytovat v rozmezí -1 až 1.

Pro zvolené trvání a proměnnou pravděpodobnost lze empirická rezidua vyrovnat vhodným teoretickým rozdělením. Na základě provedených výpočtů bylo zvoleno Johnsonovo rozdělení, které svými vlastnostmi odpovídá fyzikálně daným vlastnostem rozdělení reziduí (má konečnou horní i dolní mez). Ze čtyř parametrů Johnsonova rozdělení jsou dva (horní a dolní mez) dané, zbývající dva se vypočtou postupem uvedeným v příručce [5], která obsahuje i postup výpočtu kvantilů tohoto rozdělení.

Reziduální odchylky jsou do značné míry tvořeny i náhodnou složkou, která odpovídá zejména nejistotě přiřazení empirických pravděpodobností jednotlivým pozorovaným hodnotám odtokových výšek. Podíl náhodné složky se zvětšuje s klesající délkou pozorované řady. Při odvození teoretických povodní se snažíme vliv náhodné složky reziduí zmenšit na přijatelnou míru. K tomu je vhodné použít výsledků zpracování z několika stanic v povodí.

Výpočet odtokových výšek RT_{pp} zvolené podmíněné pravděpodobnosti překročení *pp* podle odhadnuté vyrovnané transformované reziduální odchylky x_{pp} spočívá v dosazení do následujících rovnic:

pro hodnoty $x_{pp} \geq 0$

$$RT_{pp} = x_{pp} \,.\, (R1 \,.\, T - RTE) + RTE \qquad (7)$$

a pro hodnoty $x_{pp} < 0$

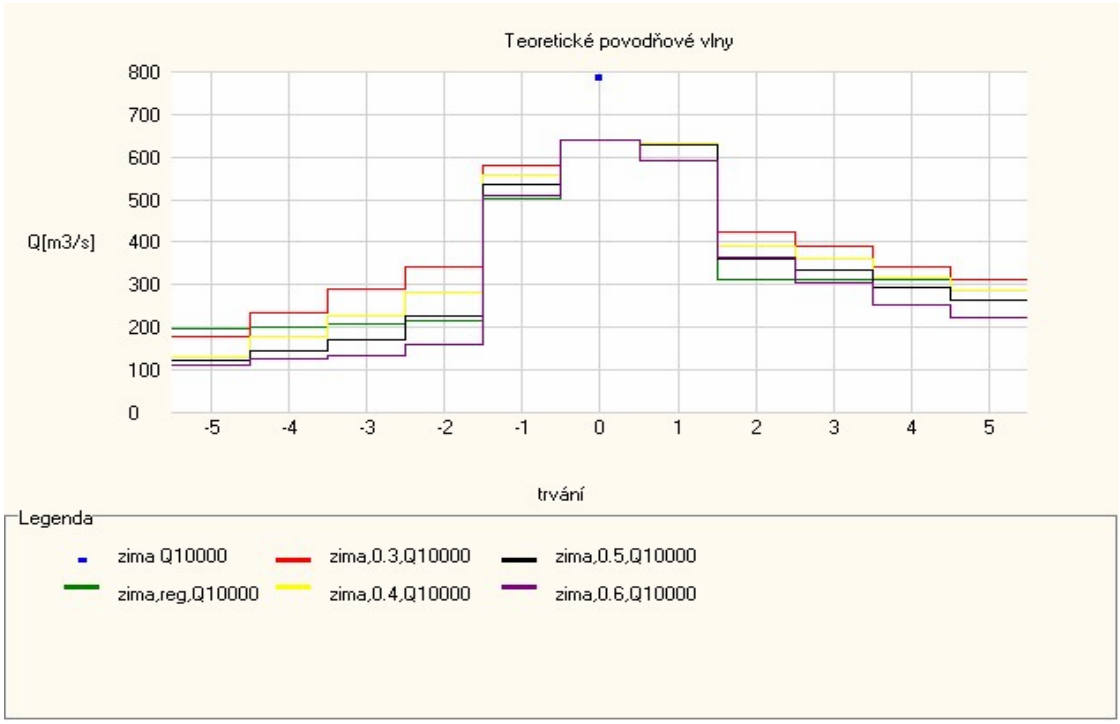
$$RT_{pp} = x_{pp} \,.\, (RTE - R1) + RTE. \qquad (8)$$

Výsledkem výpočtů pro vzestupnou i sestupnou větev hydrogramu je průběh teoretické povodňové vlny ve formě průměrných denních průtoků s danou pravděpodobností překročení kulminačního průtoku a s objemem odpovídajícím podmíněné pravděpodobnosti překročení. Hydrogram v této formě popisuje základní charakteristiky tvaru povodňové vlny, trvání vzestupné větve, strmost poklesu průtoků, atd. Na povodích, kde se často vyskytují povodně s podružnými vrcholy, se může častější výskyt takových povodní projevit pozvolnějším poklesem, případně pozvolnějším vzestupem odvozených teoretických hydrogramů.

Na obr. 9 je ukázka odvozených teoretických zimních povodňových vln ve formě průměrných denních průtoků pro různé pravděpodobnosti překročení objemu za zimní sezónu ve stanici Podhradí na Dyji.

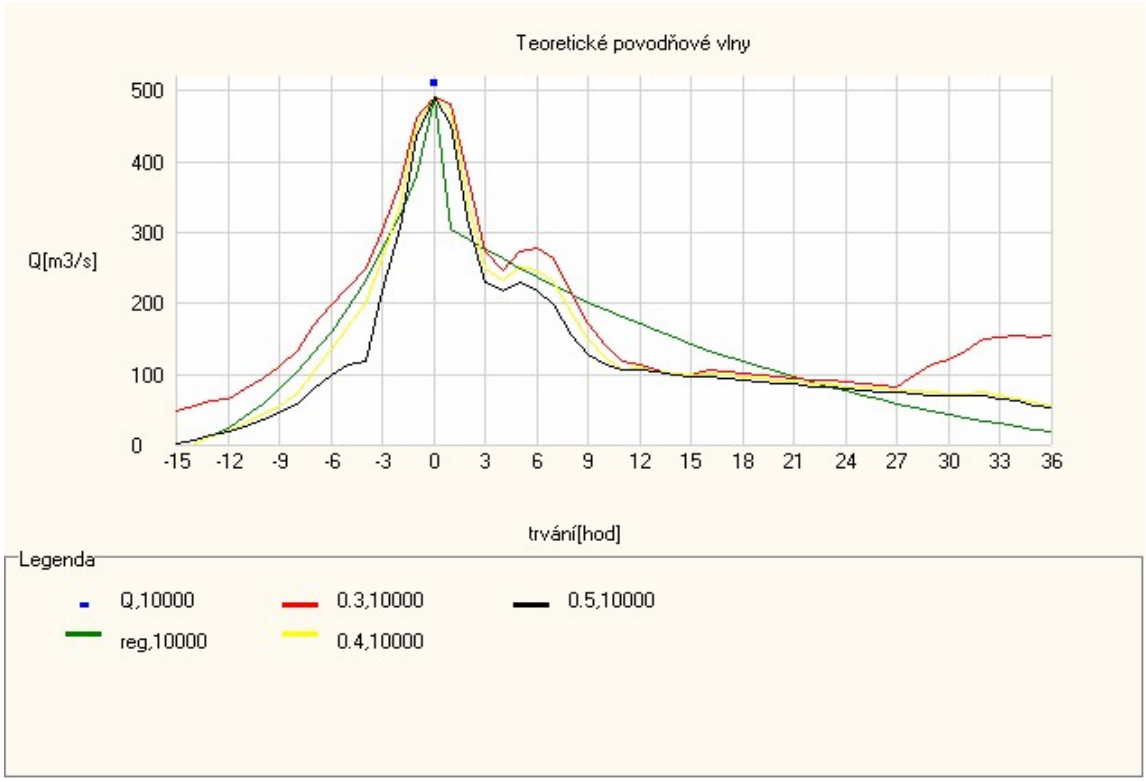
V případě odvození teoretických extrémních vln na základě vstupních řad hodinových průtoků byl učiněn výzkum se závěrem, že lze použít pouze soubor vybraných největších (cca 15) povodní (které mohou být odlišné od průběhů povodní vyskytujících se častěji). Není tedy nezbytně nutné mít k dispozici soubor všech sezónních, příp. ročních maximálních povodní za celé období pozorování. Tento poznatek má velmi praktické důsledky, neboť příprava vstupních podkladů (pozorovaných hydrogramů v hodinovém kroku) bude časově méně náročná.

Teoretické letní povodňové vlny odvozené z hodinových průtoků pro různé pravděpodobnosti překročení ve stanici Podedvorský mlýn na Blanici jsou znázorněny na obrázku 10.



Obr. 9 Teoretické zimní povodňové vlny ve formě průměrných denních průtoků (Podhradí – Dyje)

Fig. 9 Design winter flood hydrographs in form mean daily dischares (Podhradí – Dyje)



Obr. 10 Teoretické letní povodňové vlny ve formě hodinových průtoků (Podedvorský Mlýn – Blanice)

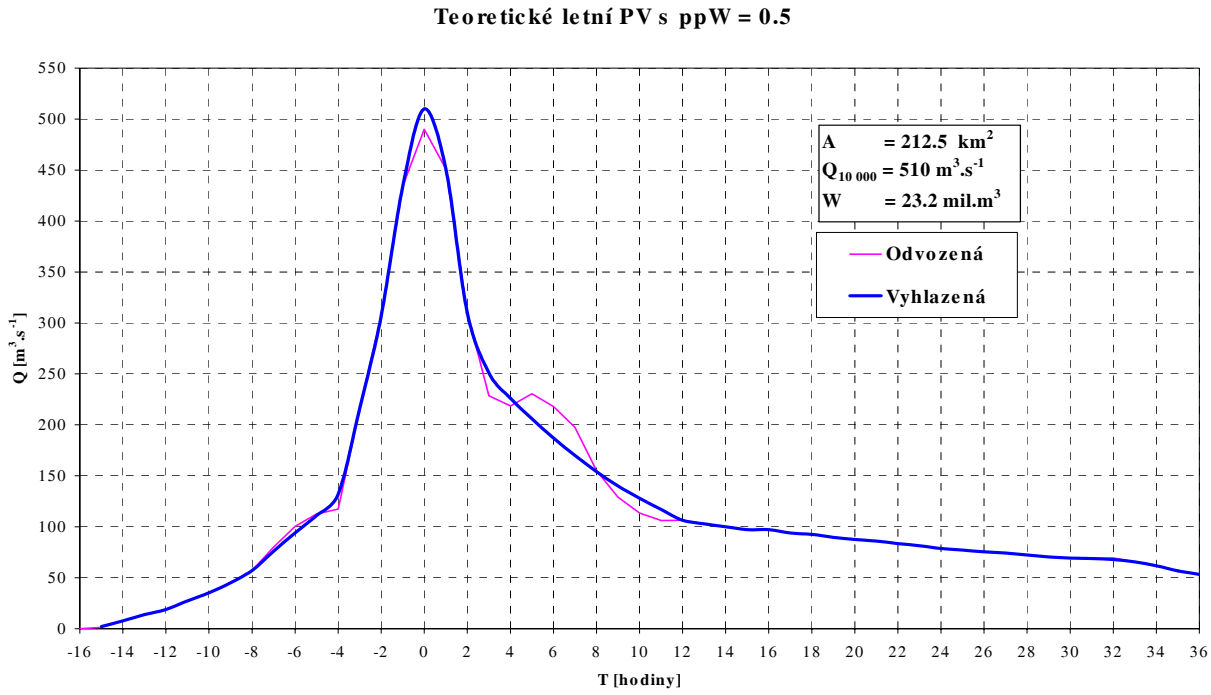
Fig. 10 Design summer flood hydrographs in form hourly dischares (Podedvorský Mlýn – Blanice)

ad 6. Odhad průběhu teoretické povodňové vlny v hodinovém intervalu.

V případě, že do zpracování vstupují průměrné denní průtoky, je odvozená vlna rovněž ve formě denních průtoků. Při popisu povodně v kratším (hodinovém) intervalu je třeba odhadnout rozložení průtoků v jednotlivých dnech. Taková úloha sice nemá jednoznačné řešení, avšak podmínky zachování velikosti průměrných denních průtoků v jednotlivých dnech a velikosti kulminačního průtoku a zajištění spojitosti průběhu průtoku na rozmezí dnů vymezují dosti úzce možná řešení.

Tyto všechny podmínky splňuje samostatný program, využívající metodu spline. Pomocí tohoto programu je možno z odvozené teoretické povodňové vlny ve formě průměrných denních průtoků a hodnoty kulminačního průtoku odvodit teoretickou povodňovou vlnu v hodinových průtocích, což je cíl řešení.

Odvozené teoretické povodňové vlny z řad hodinových průtoků do určité míry kopírují průběh pozorovaných vln a mohou se na vzestupné i poklesové větvi vyskytnout nerovnosti („hrby“). Proto je vhodné výslednou teoretickou vlnu vyhladit, tak aby byl její průběh plynulý (při zachování stejné velikosti objemu). Na obrázku 11 je ukázán příklad průběhu teoretické povodňové vlny pro podmíněnou pravděpodobnost překročení objemu ppW = 0.5 ve stanici Podedvorský Mlýn na Blanici, kde „hrb“ na poklesové větvi je vyhlazen.



Obr. 11 Teoretická povodňová vlna ve formě hodinových průtoků - vyhlazená (Podedvorský Mlýn – Blanice)

Fig. 11 Design flood hydrographs in form hourly dischares - equaable (Podedvorský Mlýn – Blanice)

ZÁVĚRY

V rámci obou grantových projektů byla vyvinuta nová metodika pro odvozování teoretických povodňových vln sloužících k posuzování bezpečnosti přehrad za povodní statistickými přístupy. Projekty byly řešeny interdisciplinárně, byly integrovány klimatologické, hydrologické a

vodohospodářské postupy tak, aby výsledné metodiky odpovídaly současnému stavu poznání dané problematiky ve všech těchto oborech.

Výzkum statistických přístupů byl zaměřen na vícerozměrnou analýzu charakteristik hydrogramu povodňové vlny. Byly zkoumány metody statistické analýzy vztahů mezi kulminačním průtokem (resp. maximálním jednodenním průměrným průtokem nebo hodinovým průtokem) a trváním odtoku jako nezávislými proměnnými a objemem odtoku za toto trvání jako závisle proměnnou. Tato nová metoda slouží pro odvození teoretických povodňových vln **s podmíněnou pravděpodobností překročení objemu** pro daný kulminační průtok.

Metodika byla původně navržena jen na využití řad průměrných denních průtoků. Ze zkušeností vyplynulo, že není vhodná pro malá povodí (do cca 150 km^2). Proto byla metodika rozšířena i na využití řad hodinových průtoků; aplikace je vhodná pro malá povodí, zpracování je však vzhledem k přípravě vstupních dat v hodinovém intervalu časově velmi náročné.

Při zpracování se posuzuje sezonalita průtokového režimu. V rámci studií jsou odvozovány letní a zimní (příp. roční) teoretické povodňové vlny.

Závislost objemu odtoku na kulminačním průtoku a trvání odtoku je vyjádřena nelineárním regresním vztahem. Bylo vyzkoušeno několik regresních rovnic mocninného i exponenciálního typu. Při odvození z průměrných denních průtoků lze použít rovnice mocninného nebo exponenciálního tvaru. Při výpočtu z hodinových průtoků je vhodnější užívat exponenciální typ rovnice.

Výsledkem řešení určeným pro hydrologickou praxi jsou dva programy (jeden pro vstupní data v denním kroku, druhý pro data v hodinovém kroku) umožňující efektivně navržené statistické postupy použít až do úrovně výpočtu hydrogramů teoretických povodní. Programy mohou poskytovat řadu názorných výstupů, které umožňují posoudit dílčí výsledky výpočetního postupu.

Navrženou metodiku lze tedy používat pro odvození teoretických povodňových vln, nezbytnou součástí zpracování je regionální analýza a posouzení výsledků z pozorování z vodoměrných stanic na daném toku, příp. i v sousedních povodích. Jde o úlohu vyžadující hydrologické znalosti a zkušenosti, neboť spolehlivost výsledků z jednotlivých stanic nezávisí jen na délce použitých řad, ale i na kvalitě jejich pozorování, míře antropogenního ovlivnění i dalších vlivech. Zpracování teoretických povodňových vln tedy není a asi nikdy nebude úlohou, kterou by bylo možné zcela důsledně algoritmizovat.

Hydrologické podklady zpracovávané těmito novými metodickými postupy jsou již od správců toků požadovány v rámci nové technické normy TNV 2935 „Posuzování bezpečnosti vodních děl při povodních“ [3] z roku 2003. Výchozím podkladem je kontrolní povodňová vlna (KPV), zpravidla uvažovaná jako teoretická N-letá povodňová vlna. KPV se doporučuje odvozovat variantním způsobem. Pro jejich zpracování se předpokládá použití metod odpovídajících soudobé úrovni poznání a současným možnostem dostupného zpracování potřebných hydrologických a meteorologických podkladů. Dle skupiny a kategorie vodního díla se odvíjí míra jeho bezpečnosti vyjádřená pravděpodobností překročení kulminačního průtoku až do hodnoty p = 0.0001.

Konečné odvození extrémních povodňových vln umožňuje různé kombinace doby opakování kulminačního průtoku a podmíněné pravděpodobnosti překročení objemu povodňové vlny. Z dosavadních zkušeností se doporučuje kombinace pravděpodobnosti kulminačního průtoku pQ=0.0001 s podmíněnou pravděpodobností objemu ppW=0.5 a ppW=0.4 a kombinace pravděpodobnosti kulminačního průtoku pQ=0.001 s pravděpodobností ppW=0.5, ppW=0.4 a příp. ppW=0.3.

Pro volbu kombinací pravděpodobnosti kulminačního průtoku a podmíněné pravděpodobnosti objemu pro konkrétní vodní dílo se doporučuje spolupráce zpracovatele - hydrologa s objednatelem – vodohospodářem. Volba kombinace doby opakování kulminačního průtoku a podmíněné

pravděpodobnosti překročení objemu povodně překračuje rámec hydrologie a je již z podstatné míry záležitostí řídící sféry, jakou míru rizika pro konkrétní řešení zvolí.

Nově vyvinuté metodiky pro odvozování parametrů teoretických povodňových vln statistickými přístupy včetně nově zpracovaných příslušných programů byly v rámci grantového řešení ověřeny na povodích vybraných vodních děl. Byly odvozeny teoretické povodňové vlny z průměrných denních průtoků pro VD Vranov na Dyji a z hodinových průtoků pro VD Husinec na Blanici. Po skončení projektu byly na objednávku Povodí Vltavy, s.p. odvozeny teoretické povodňové vlny pro VD Římov na Malši a pro VD Klabava.

Extrémní povodňové vlny založené na statistickém zpracování průtoků je třeba, zvláště na malých a středních povodích, ověřovat z fyzikálního hlediska jednoduchými deterministickými přístupy (týká se zejména vztahu příčinných srážek k objemu odtoku).

Literatura

[1] Kulasová, B. – Šercl, P. – Boháč, M.: Projekt QD1368 „Verifikace metod odvození hydrologických podkladů pro posuzování bezpečnosti vodních děl za povodní“. Praha, ČHMÚ 2004.

[2] Kulasová, B., a kol.: Grantový projekt VaV 510/3/97. „Vývoj metod pro stanovení extrémních povodní“. DÚ 04 Statistické metody odhadu charakteristik extrémních povodní. Praha, ČHMÚ 2000.

[3] TNV 75 2935 Posuzování bezpečnosti vodních děl při povodních, Praha, VD-TBD, a.s., Hydroprojekt CZ a.s, 2003.

[4] Procházka, M.: Logaritmicko-normální rozdělení a možnosti jeho použití v hydrologii, Vodohospodářský časopis 34, 1986, č. 3, s. 243-256.

[5] Rožděstvenskij, A. V.et al: Meždunarodnoje rukovodstvo po metodam rasčota osnovnych gidrologičeskich charakteristik, Leningrad, Gidrometeoizdat, 1984.

[6] Kulasová, B., a kol.: Metodické postupy odvozování návrhových extrémních povodní pro posuzování bezpečnosti přehrad. Praha, ČHMÚ 1996.

Autoři

Bohuslava Kulasová, ČHMÚ, Na Šabatce 17, 143 06 Praha 4 – Komořany, kulasova@chmi.cz

Miloň Boháč, ČHMÚ, Na Šabatce 17, 143 06 Praha 4 – Komořany, bohac@chmi.cz

VELKÉ POVODNĚ NA ODŘE V 19. A POČÁTKEM 20. STOLETÍ A JEJICH IMPAKTY

Jan Munzar, Stanislav Ondráček

20.století bylo (na rozdíl od 19.) na velké povodně – naštěstí pro obyvatele – poměrně chudé. Na Odře se "povodni 20.století" z července 1997 nejvíce přiblížil případ z července 1903, tedy s odstupem téměř čtyř generací, což nepochybně přispělo ke ztrátě historické paměti. Cílem příspěvku je dokumentovat velké povodně na Odře a v jejím povodí, analogické katastrofě roku 1997, v průběhu 19.století se zaměřením na jejich impakty, které jsou důležité pro dobovou charakteristiku životního prostředí obyvatel.

Klíčová slova: historické povodně, povodí Odry, impakty

Great floods in the Odra river basin during the 19th and the beginning of 20th century and their impacts. *20th century was as compared with the 19th century (fortunately for inhabitants) relatively poor in great floods. When searching for historical analogies of the flood case od July 199ý, in mapy features resembles a disaster recorded mainly in the Czech section of the Odra river watershed in July 1903. As the event is a hundred years old, its course and consequences have been forgotten. The aim of the paper is to document the great floods during the 19th century and their impacts (which are very important for period environment of inhabitants) too.*

Key words: historical floods, Odra river basin, impacts

Úvod

19. století, na rozdíl od 20., se na Odře vyznačovalo poměrně častým výskytem významných povodní. Od roku 1813 do roku 1903, tedy v průběhu 90 let, zde došlo k několika povodním, které představovaly velkou přírodní pohromu. Povodeň v červenci 1903 pak byla na dlouhou dobu poslední z této kategorie. Byla překonána až po téměř celém století, v červenci 1997.

Přehled velkých povodní

Největší povodně 19.století, představující výjimečné přírodní pohromy, se na Odře vyskytly v letech 1813, 1831, 1854 a 1880 (viz např. Brosch 2005, Fischer 1907). Povodňové katastrofy v letech 1902 a 1903 pak období zvýšeného výskytu mimořádných povodní uzavřely.

1813

Povodeň v povodí Odry v srpnu 1813 je jednou z největších katastrof, které se v tomto území vyskytly. Jednalo se o zcela mimořádnou povodeň způsobenou extrémními atmosférickými srážkami značného územního rozsahu. Deště tehdy v srpnu 1813 zasáhly nejen povodí Odry, ale i povodí Visly, Váhu, Moravy a další. Ve všech těchto povodích došlo ke katastrofálním povodním. Když se v polovině 19. století stavěl řetězový most přes Ostravici z Moravské do Slezské Ostravy, byla jeho výška stanovena podle do té doby nejvyššího známého vodního stavu řeky a tím byl právě kulminační stav Ostravice za povodně v roce 1813; byl pak projektován ještě 30 centimetrů nad ním (Dlouhý 1997). Tento most pak odolal i katastrofální povodni v roce 1880, ale nevydržel, když po něm v září 1886 pochodovala vojenská jednotka.

Příčiny a průběh povodní ve střední Evropě v létě 1813 zpracoval velmi podrobně H. Mann (1905). Podle jeho rekonstrukce srážky a povodně koncem srpna a začátkem září toho roku zasáhly povodí Odry, Visly, Lužické Nisy atd. Největší srážkové úhrny se patrně vyskytly v povodí Váhu na Slovensku, kde se vyskytla katastrofální povodeň, označovaná často jako „Palackého povodeň", protože historik František Palacký (1798-1876), tehdy 15-letý student, se stal nechtěně jejím

účastníkem a očitým svědkem, a nechybělo mnoho, aby přišel o život. Jeho popis tohoto hydrologického extrému z Trenčína je součástí vlastního životopisu.

Odra kulminovala v Racibórzi 26. nebo 27.8. při vodním stavu více než 700 cm, když v jejím horním povodí pršelo prakticky bez přestání od 26. do 30. srpna. Visla kulminovala v Krakově po mimořádných, 72 hodin trvajících deštích 26. srpna 1813. V povodí Odry vznikly velké škody, např. v Opavě se zřítilo 28 domů a 50 bylo poškozeno, takže stovky lidí přišly o přístřeší. Také v povodí Váhu deště poměrně silné intenzity trvaly bez přestání pravděpodobně již od 23. do 26. srpna. V oblasti Liptova Váh kulminoval 25. srpna dopoledne, v Púchově v noci z 25. na 26. srpna; dodatečně odhadnutý průtok byl 3 900 $m^3.s^{-1}$ (Heisig 1933). Povodeň si tehdy vyžádala životy 287 lidí, z toho v samotném Trenčíně (kde byl extrémní průtok odhadnut na 4 000 $m^3.s^{-1}$) bylo 55 obětí.

Srovnání s povodní v červenci 1997 podle pozorovaných maximálních vodních stavů na vodočtech Odry v roce 1813 a 1997 uvádí A. Dubicki (1999). Nejvyšší hodnota byla zaznamenána shodně na vodočtu Krapkowice: v roce 1813 činila 811 cm, v roce 1997 pak 1032 cm.

1854

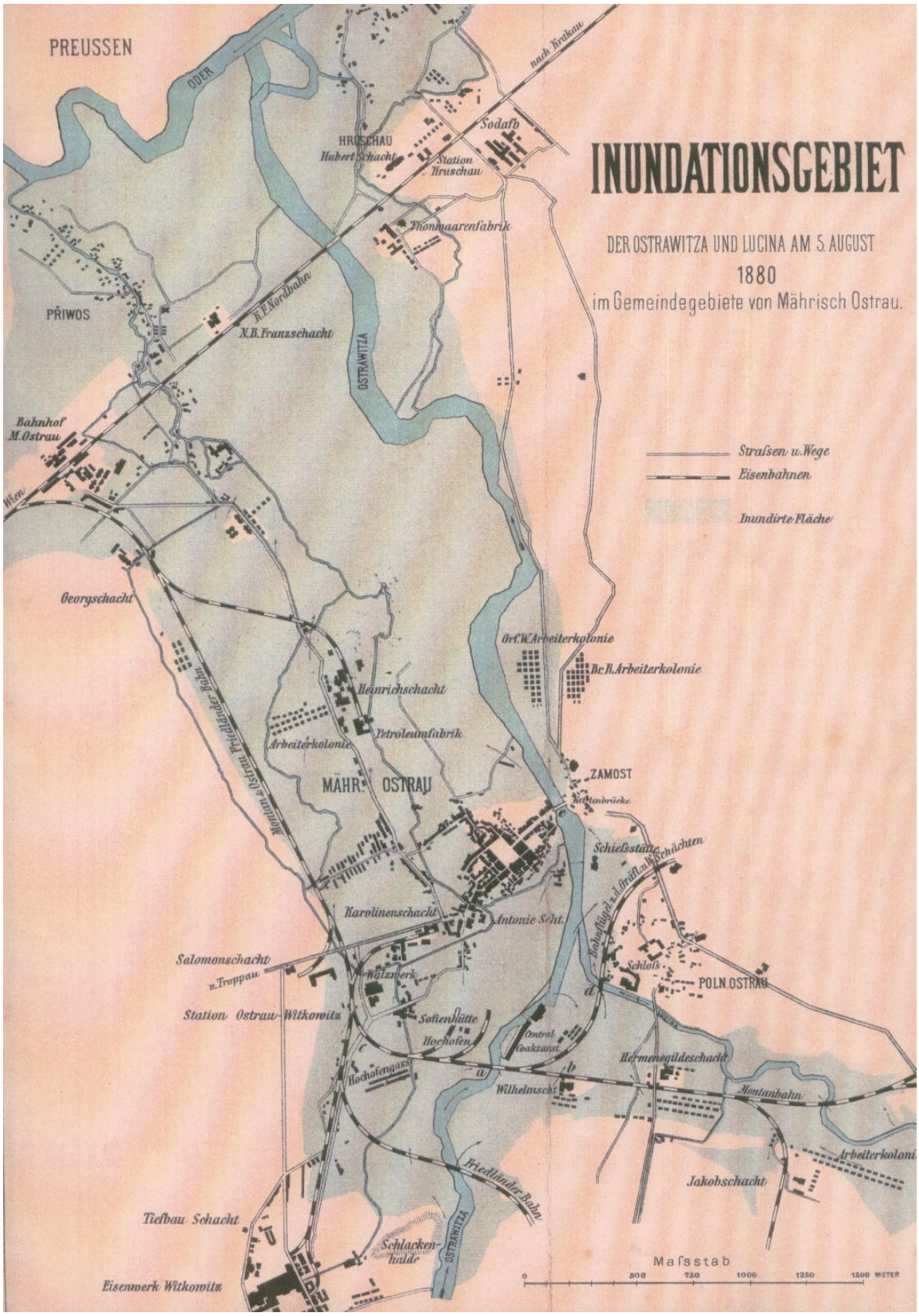
Také povodeň koncem srpna 1854 postihla jak povodí Odry, tak povodí Váhu. Podle Řehánka (2004) Odra kulminovala v Racibórzi 20.8. stavem 717 cm. Povodňová vlna odtud postupovala rychlostí 50 km za hodinu. 21.8. ohrozila povodeň Wroclav. Průtok pod tímto městem, které bylo z větší části zatopeno, 23.8. dosáhl 2 450 $m^3.s^{-1}$. Ve Slezsku se octlo pod vodou 1 600 km^2. V české části povodí Odry např. v Opavě se octly pod vodou části Jaktařského i Ratibořského předměstí, Karlovec a Kateřinky, kde bylo zcela zničeno 18 domů. V povodí Váhu nebyla povodeň o mnoho menší než v roce 1813, protože však přišla ve dne, byla větší možnost ochrany (Bitara 1998).

1880

Mohutná povodeň, ke které došlo v povodí Odry v srpnu 1880, patří mezi největší přírodní katastrofy, jaké postihly a zpustošily tento kraj. Svou velikostí a rozsahem se stala nadlouho časovým mezníkem pro zdejší obyvatele, kteří dělili čas na dobu před povodní a po povodni 1880. Povodeň měla dvě samostatné vlny (viz Řehánek 2004). První vlna kulminovala 5. srpna a její výjimečnost byla způsobena především beskydskými přítoky Odry. Na Opavě a na Odře nad Opavou se ale rovněž jednalo o mimořádné případy. Druhá vlna kulminovala o více jak týden později. Zatímco na Ostravici a Olši nebyla již tak výrazná, na Opavě byla větší a na Odře nad Opavou jen o málo menší, než vlna první. Po povodni v roce 1880 se na Odře začaly budovat ochranné hráze.

Podle Řehánka (2004) byl 5.8. na Odře ve Svinově zaznamenán stav 240 cm, na polském území v Annabergu 530 cm, v Ratibórzi 730 cm a 10.8. ve Wroclavi 438 cm. Pokud jde o průtoky, dobové odhady uvádějí, že v profilu ostravského řetězového mostu činil více než 2 000 $m^3.s^{-1}$ a celkový průtok Ostravicí, včetně vod vybřežených, přesáhl 3 000 $m^3.s^{-1}$. Dnes se však považují tyto odhady za značně nadsazené, podle Brosche (2005) se maximální průtok řetězovým mostem mohl pohybovat asi na úrovni poloviny tehdy udávané hodnoty. Záplavy, které postihly 5. srpna Ostravu lze považovat za dosud největší a nejkatastrofálnější, které postihly toto město před rokem 1997. Až na malé ostrůvky byla zatopena celá ostravická niva, některé části města byl až 2,5 metru pod vodou. Počty obětí nejsou známy. Značné škody utrpěl zejména rozvíjející se průmysl, umístěný v blízkosti energeticky využívaných řek a ve velkém rozsahu byly poškozeny železniční tratě podél vodních toků. Z této pohromy se město vzpamatovávalo velmi pomalu. Neblahé zkušenosti s ní vyvolaly v následujících letech mimořádný zájem na řešení protipovodňové ochrany.

Povodňová situace zasáhla částečně i povodí Moravy, např. povodeň na Bečvě 5. srpna 1880 s odhadnutým kulminačním průtokem v Přerově 750 $m^3.s^{-1}$ byla na této řece až do roku 1997 největší známou katastrofou. Protože ale přišla ve dne, obešla se bez obětí.



Obr. 1 Území Moravské Ostravy, zatopené řekami Ostravicí a Lučinou během povodně 5.srpna 1880. (z publikace Beiträge zur Geschichte der Stadt Mährisch Ostrau 1881)

Fig. 1 Inundation of the Moravská Ostrava territory during the flood of Ostravice and Lučina rivers on 5th August 1880. (according to Beiträge zur Geschichte der Stadt Mährisch Ostrau 1881)

1902

Mimořádná povodeň, ke které došlo na Odře v červnu 1902, byla způsobena především jejím pravostranným přítokem Ostravicí. Jednalo se zde o mohutnou povodňovou vlnu, která měla tři vrcholy. V Ostravě první kulminace nastala 15. června 1902, druhá, hlavní a největší, 20. června a třetí se dostavila o dalších pět dnů později, 25. června. Na řece Opavě a na Odře nad jejich soutokem nebyla tehdy povodeň tak extrémní. V pořadí povodní 20. století uspořádaném podle velikosti kulminačního průtoku je na Odře ve Svinově povodeň z června 1902 až v druhé desítce a na řece Opavě v Děhylově dokonce až v třetí desítce. Povodeň na Ostravici byla tehdy ale tak velká, že pod soutokem řek, na Odře v Bohumíně, je případ z června 1902 z hlediska hodnoty kulminačního průtoku čtvrtým největším ve 20. století. Na Ostravici v Ostravě nebyla tato povodeň z roku 1902 překonána ani za katastrofálních povodní, které postihly Ostravsko o rok později, v červenci 1903, a stala se zde, z hlediska hodnoty kulminačního průtoku, největší povodní 20. století. Vyhodnocený kulminační průtok z 20. června 1902 je zde totiž dokonce větší než kulminační průtok z července 1997 (přitom na většině vodních toků a hydrologických stanic na Ostravsku povodeň z léta 1997 všechny ostatní případy výrazně převyšuje). Je ovšem nutné vzít v úvahu tu skutečnost, že začátkem 20. století nebyly v povodí Ostravice vodní nádrže, které by povodňovou vlnu transformovaly tak, jak se tomu stalo v roce 1997. Nebýt těchto nádrží by zřejmě i na Ostravici v Ostravě byla povodeň v červenci 1997 z hlediska hodnoty kulminačního průtoku také největší povodní 20. století. Odhady velikosti přirozené kulminace tomu nasvědčují (viz Hladný et al. 1998).

Zcela zaplaveny byly Bohumín, Hrušov, Moravská Ostrava atd. Na řadě uhelných šachet musela být zastavena těžba a vyvezeny z nich koně. Od Frýdlantu až po Vítkovice podobala se tato povodeň katastrofě z roku 1880. Bylo zničeno mnoho majetku. Ačkoliv byl zaznamenán rychlý nástup povodňové vlny, nebyly naštěstí v Ostravě zaznamenány ztráty na životech.

1903

Povodně, ke kterým došlo v povodí Odry o pouhý rok později, v červenci 1903, představovaly pro tuto oblast velkou přírodní katastrofu. Na Ostravsku bylo území podél hlavních vodních toků zpustošeno ničivými záplavami, které byly tak velké, že trvalo téměř celé 20. století, než v roce 1997 přišly povodně ještě větší. Povodně v červenci 1903 byly vyvolány dešti vícedenního trvání a výjimečného územního rozsahu. Byl při nich naměřen srážkový rekord. Na Jesenicku na stanici Nová Červená Voda byl 9. července 1903 zaznamenán srážkový úhrn 240,2 mm, který je pro Moravu a české Slezsko dodnes platným rekordem, který vydržel tedy již více jak 100 let. Nebyl překonán ani v červenci 1997, kdy nejvyšší jednodenní srážkový úhrn, naměřený 6.7.1997 na stanici Lysá hora, dosáhl „pouze“ 233,8 mm. K extrémním povodním tehdy došlo jak na řece Opavě, tak Odře i Ostravici. Na Odře v Bohumíně 11.7.1903 dosáhl průtok 1 500 $m^3.s^{-1}$, který byl překonán až 8.7.1997 hodnotou 2 160 $m^3.s^{-1}$ (jedná se zde tedy z hlediska kulminačního průtoku o druhou největší povodeň 20. století). Na Ostravici v Ostravě, přestože i zde šlo o významný extrém, kulminační průtok nedosáhl hodnoty z roku 1902 a byl překonán nejen v roce 1997, ale i za povodní v květnu a začátkem června 1940. Jedná se zde tedy z hlediska kulminačního průtoku o pátou největší povodeň ve 20. století.

V červenci 1903 se vyskytla velká povodeň také v povodí Váhu s kulminačními průtoky v Púchově 2 345 $m^3.s^{-1}$ a v Trenčíně 2 385 $m^3.s^{-1}$ (Bitara 1998).

Pro povodí Odry uvedeme příklady povodňových impaktů z Opavska a Jesenicka.Ve městě Opava vystoupila řeka Opava téměř 3 m nad normální stav a zaplavila řadu ulic. Byla zcela izolována osada Karlovec (dnes součást opavské aglomerace), s městem přerušeno železniční spojení. Po opadnutí vody byly vyčísleny škody na 486.626 rakouských korun, tisícovce poškozených byla vyplacena podpora až do výše dvou tisíc korun. Země slezská (tj.rakouské Slezsko) se zatížila dluhem, spláceným následně déle než půl generace.



Obr. 2 Povodňová značka na domě v Opavě, Ratibořské ulici 43, která znázorňuje kulminaci řeky Opavy 11.července 1903. Figurantka ukazuje výšku vodní hladiny při povodni v červenci 1997 (foto V. Dlabola).

Fig. 2 Flood mark on the house in Opava, Ratibořská street 43, indicating flood culmination on the Opava river on 11 July 1903. The rodgirl shows upto what point the high-water level reached in July 1997 (photo V. Dlabola).

Dvě příznivé reakce pro Opavsko však tato ničivá povodeň přece jen měla. První spočívala v provedení regulace řeky Opavy v úseku města v letech 1908-1910. Prošla dvěma povodňovými prověrkami, a sice 7.září 1907 a 7.července 1910. Druhou reakcí byl zrod projektu výstavby vodní nádrže Kružberk. Bezprostředně po povodni 1903 byla vyslána skupina expertů do Německa seznámit se s tamními přehradami. V roce 1911 pak společná rakousko-německá komise doporučila zbudovat v celém Slezsku (dnes rozděleném na menší českou a větší polskou část) celkem 16 nádrží a mezi největší měl patřit Kružberk. Ovšem obě světové války oddálily její stavbu až na léta 1948-1955.

Dosud nevídané škody napáchala letní povodeň v roce 1903 na Jesenicku (patrně ještě větší než ty, k nimž došlo v červenci 1997). Město Jeseník začala ohrožovovat během večera a noci z 9. na 10.července. Staříč se vylil břehů v 8 hodin večer, Bělá začala zaplavovat okolí v 11 hodin v noci. Po spojení s vodou Staříče byly zaplaveny ulice do výšky 120 – 150 cm. V sousední obci Česká Ves, kde stav vody v řece obvykle nepřesahoval 1 m, bylo naměřeno téměř 6 metrů. Největší škody napáchala povodeň v Mikulovicích, kde zcela zmizelo 31 domů a 9 stodol – z kvetoucí vesnice zbyly jen ruiny.V celém širokém regionu bylo přerušeno železniční spojení. Jen na území okresu Šumperk byly zničeny 2 mosty na říšských silnicích, 3 na okresních silnicích a 50 na obecních komunikacích. Škody na Jesenicku byly vyčísleny na miliony rakouských korun. Přesný počet obětí na životech však není znám – podle odhadů asi 30 (z toho jen v obci Písečná 15).

Stále se opakující povodně vedly po katastrofě v roce 1903 v Jeseníku k založení a výcviku speciálního družstva hasičů - Vodní záchranné služby. Ale podobná velká povodeň přišla až bezmála po sto letech, v roce 1997, kdy se už na katastrofu z počátku 20. století zapomnělo.

Závěr

Tento příspěvek tematiku výskytu velkých povodní na Odře a jejich impaktů samozřejmě nemůže vyčerpat, je pouze úvodem do této problematiky, protože potřebné údaje o událostech před rokem 1900 jsou rozptýleny v řadě dnes často již stěží dostupných pramenů. K málo známým dopadům

povodní na životní prostředí na Ostravsku patří kromě vlivu na obyvatelstvo a sídla i jejich důsledky pro tamní průmysl, např. při výstavbě Vítkovických železáren. Tak povodeň na Ostravici 31.července 1829 zničila stavbu vítkovického jezu a déšť rozmočil staveniště (na kterém se pracovalo od jara). Nicméně v polovině prosince byly hrubé stavební práce tak daleko, že se mohlo pomýšlet na instalaci prvních strojních zařízení. Avšak následovala tuhá zima a na jaře 1830 se rozlila Ostravice po širším okolí a zaplavila i staveniště železáren, takže se stavební práce opozdily. Trvalo totiž ještě dlouhou dobu, než po opadnutí povodně půda vyschla natolik, aby mohly začít zemní práce (Myška 1960). Přesné datum jarní povodně na Ostravici v roce 1830 se však prozatím nepodařilo zjistit.

Poděkování. Tento příspěvek vznikl v rámci grantového projektu GA AV ČR č. A3086401.

Literatura

Barcuch, A., Kollega, V. (1997): Povodeň v Ostravě. Vodní cesty a plavba, 4, s.19-23.

Bitara, E. (1998): História povodní v povodí Váhu. In: Povodne a protipovodnová ochrana, zborník prednášok z konferencie Banská Štiavnica 12.-13.2.1998, s.16-20. Dom techniky Banská Bystrica

Brosch, O. (2005): Povodí Odry. Anagram Ostrava, 323 s.

Dubicki, A. et al., eds.(1999): Dorzecje Odry:monografia powodzi lipiec 1997. IMGW Warszawa,241 s.

Dlouhý, J. (1997): Stalo se před lety. Mladá fronta DNES, 19.8.1997, s. 4.

Fischer, K. (1907): Die Sommerhochwasser der Oder von 1813 bis 1903 mit besonderer Behandlung der Hochwasser vom Juni/Juli 1902 und Juli 1903. Jahrbuch für die Gewässerkunde Norddeutschlands. Besondere Mitteilungen Bd. 1, Nr.6. Berlín. 101 s.

Heisig, V. (1933): Velké vody na Váhu v r.1813. Zprávy veřejné služby technické, 15, s.255-256.

Hladný, J. et al. ed. (1998): Vyhodnocení povodňové situace v červenci 1997. Souhrnná zpráva projektu. Český hydrometeorologický ústav, Praha. 163 s.

Mann, H. (1905): Das Hochwasser vom August/September 1813, seine Ursachen und sein Verlauf.. Jahrb.f. Gewässerkunde Norddeutschlands, Bes. Mitt., Bd.1, Nr.2, 73 s.

Munzar J., Ondráček, S. (2003): Extreme precipitation and disastrous floods in Central Europe in July 1903 and their impacts. In: Regional Geography and its Application, Papers of the 5th Moravian Geographical Conference CONGEO ´03, ed. A. Vaishar et al., s. 128-134. Brno, Regiograph.

Munzar, J., Ondráček, S. (2004): Velké povodně na Ostravsku v letech 1902 a 1903. In: Sborník příspěvků z Workshopu Adolfa Patery „Extrémní hydrologické jevy v povodích“, ed. V. Broža a kol., s. 41-46. ČVUT a ČVTVS, Praha.

Myška, M. (1960): Založení a počátky Vítkovických železáren 1828-1880. Krajské nakladatelství v Ostravě, 214 s.

Řehánek, T. (2004): Záznamy o historických povodních v povodí Odry. In: Sborník příspěvků z konference „Říční krajina“, s. 216-226. Univerzita Palackého, Olomouc.

Autoři

RNDr.Jan Munzar, CSc., RNDr. Stanislav Ondráček, Ústav geoniky AV ČR, středisko Brno, Drobného 28, CZ 602 00 Brno, e-mail: munzar@geonika.cz, ondracek@geonika.cz

STANOVENIE N - ROČNÝCH MAXIMÁLNYCH PRIETOKOV NA TOKOCH SLOVENSKA

Jana Podolinská, Helena Šipikalová, Peter Škoda, Lotta Blaškovičová, Beata Demeterová

V rámci nového spracovania hydrologických charakteristík sa aktualizujú aj N - ročné maximálne prietoky. Tieto hodnoty slúžia ako podklad na návrh, výstavbu a prevádzku vodohospodárskych objektov a zariadení, na úpravu tokov, protipovodňovú ochranu, na ochranu a tvorbu životného prostredia a preto sú veľmi dôležité. Pred týmto výpočtom bola urobená veľmi dôležitá a náročná analýza a úprava maximálnych ročných prietokov v každej vodomernej stanici. Matematicko-štatistickými metódami boli vypočítané hodnoty N - ročných maximálnych prietokov vo vodomerných staniciach s obdobím vyčísľovania prietokov aspoň 20 rokov (340 staníc. Pre určovanie N-ročných maximálnych prietokov v profiloch mimo vodomerných staníc bude využitá regionalizácia. Boli vyčlenené homogénne regionálne typy zhlukovou analýzou a podľa reziduálnych odchýliek regresného vzťahu $q_{100.max}$ od fyzicko-geografických a klimatických charakteristík povodia na územie celého Slovenska.

Kľúčové slová: protipovodňová ochrana, N-ročné maximálne prietoky, regionalizácia

T-year maximum discharges in Slovakia's water courses. *New re-evaluation of hydrological characteristics includes also T –year maximum discharges. These important characteristisc are base for design, building and operation of hydroeconomic buildings, flood protection and environment creation and protection. Firstly very important and demanding analysis of maximum discharges in each water gauging station was done. By mathematical-statistical calculations N-year maximum discharges were calculated in water gauging stations with observation at least 20 years (340 stations). Regionalization approach will be use for profiles without gauging stations. Homogeneous regional types were set off by join analysis and according residual deviations of regression relation $q_{100.max}$ from physical and climatic catchments characteristics for the Slovakia´s territory.*

Key words: flood protection, T-year maximum discharges, regionalization

---

Podľa STN 750110:2002 N-ročný maximálny prietok je kulminačný prietok, ktorý sa v danom profile dosiahne alebo prekročí priemerne raz za N-rokov. SHMÚ poskytuje tieto údaje v zmysle OTN ŽP 3112-1:03 Kvantifikácia povodňového režimu, pričom používa databázu N-ročných prietokov a regionálne vzťahy odvodené v rámci úloh Opakovanie maximálnych prietokov na slovenských tokoch (1977) a Prehodnotenie N-ročných prietokov v povodí Moravy a Váhu (1987). Pri ich stanovení boli aplikované viaceré funkcie pravdepodobnosti prekročenia a spôsoby určenia parametrov východiskových radov maximálnych ročných kulminačných prietokov. Vypočítané hodnoty tvorili základ pre určenie závislosti

$q_{max.100} = B.(A+1)^{-n}$, resp. $q_{max.100} = B.A^{n}$,
kde B a n sú regionálne parametre, A plocha povodia

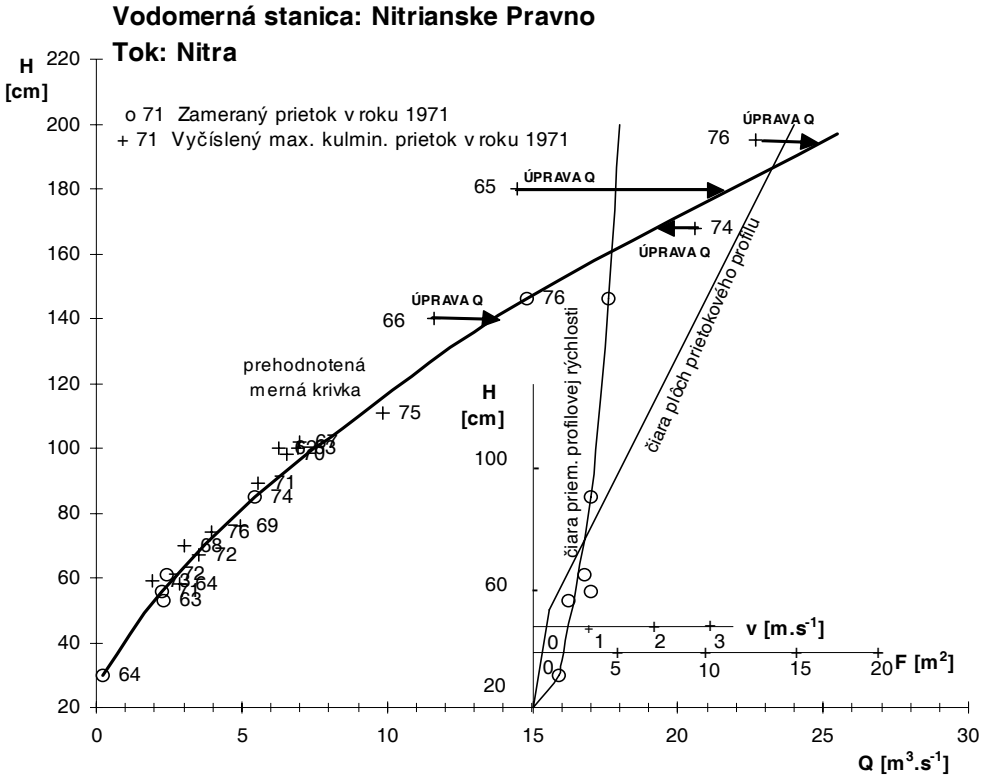
Na území Slovenska bolo takto vymedzených 65 oblastí.
Značný vývoj poznatkov v oblasti určovania návrhových prietokov v posledných desaťročiach (nové typy rozdelení, nové princípy regionalizácie, GIS atď.), ako aj výskyt významných povodní v posledných rokoch a v neposlednom rade aj predĺženie radov a väčší počet vodomerných staníc s dostatočnou dĺžkou pozorovania, viedlo k aktualizácii N-ročných maximálnych prietokov.

1. VSTUPNÉ ÚDAJE

Pri aktualizácii boli ako východiskové údaje použité súbory najväčších ročných kulminačných prietokov (po jednom z každého hydrologického roku) vo vodomerných staniciach s pozorovaním minimálne 20 rokov, pokiaľ možno z neprerušeného obdobia pozorovania, v podstate neovplyvnených antropogénnou činnosťou (výstavbou priehrady, prevodom vody, rozsiahlymi úpravami toku a pod.).

Spoľahlivosť stanovených N-ročných maximálnych prietokov je priamo závislá na rozsahu a kvalite použitého súboru východiskových údajov, ktoré sa odvodzujú z kulminačného vodného stavu cez platnú mernú krivku prietokov alebo priamym meraním. Vzhľadom k veľkému počtu vodomerných staníc ako aj k pomerne rýchlemu postupu povodňových situácií najmä na menších a malých tokoch (povodňové situácie trvajúce iba niekoľko hodín) často nie je možné zamerať kulminačné, alebo im blízke povodňové prietoky a merné krivky prietokov je potrebné extrapolovať. Z toho dôvodu sme vo všetkých vodomerných staniciach vykonali spätnú previerku údajov.
Postup tejto previerky kulminačných prietokov je založený na spätnej rekonštrukcii pôvodných merných kriviek a na ich základe na opätovnom vyčíslení nových (upravených) hodnôt kulminačných prietokov. Pri rekonštrukcii sa využívajú neskôr namerané väčšie prietoky (získané vďaka dlhšiemu obdobiu pozorovania), avšak takýto postup je možný iba za predpokladu výraznej nemennosti odtokových pomerov profilu.

Postup znázorňuje obrázok 1:



Obr. 1 Analýza a úprava maximálnych prietokov

Fig. 1 Analysis and adjustment of maximum discharges

2. STANOVENIE N-ROČNÝCH MAXIMÁLNYCH PRIETOKOV VO VODOMERNÝCH STANICIACH

Po analýze boli pre 340 vodomerných staníc (obr. 2) vykonané výpočty.



Obr. 2 Mapa vodomerných staníc

Fig. 2 Map of water-gauging stations

Pri výpočte N-ročných maximálnych prietokov vo vodomerných staniciach boli použité matematicko-štatistické metódy. K výpočtu sa využil komerčný softvér HQ-EX v 2.03. HQ-EX je softvér pre štatistickú pravdepodobnostnú analýzu dát ročných kulminačných prietokov, vyvinutý WASY, Gmb. SRN, 1997 a je založený na metodike podľa DVWK- Regeln 101 (1999).

Pre odhad parametrov HQ-EX ponúka nasledovné metódy:
- metóda momentov (MM)
- metóda maximálnej vierohodnosti (MLM)
- metóda pravdepodobnosťou vážených momentov (WGM).

Typy teoretických rozdelení s voľbou metódy odhadu parametrov:
- extremálne typ1 (Gumbel) E1 - odhad parametrov alternatívne (MM, MLM, WGM)
- generalizované extremálne GEV - odhad parametrov alternatívne (MM, MLM, WGM)
- Rossi rozdelenie ME - odhad parametrov MLM
- 3-param. Log. Normálne LN3 - odhad parametrov alternatívne (MM, MLM, WGM)
- Pearson3 P3 - odhad parametrov alternatívne (MM, MLM, WGM)
- log. Pearson 3 typu LP3 - odhad parametrov alternatívne (MM, MLM)
- 3-param. Weibulovo WB3 - odhad parametrov alternatívne (MM, MLM, WGM).

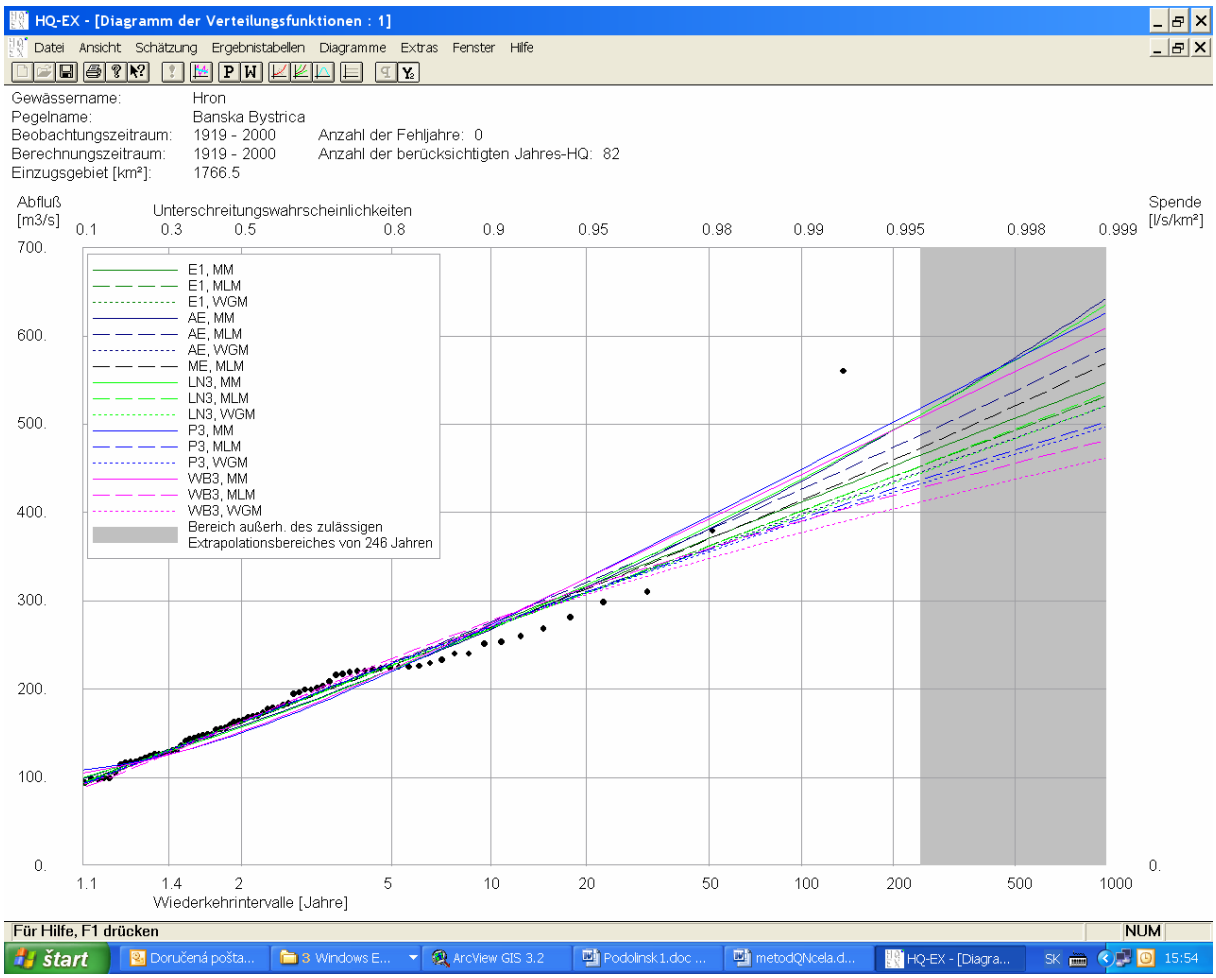
Z uvedených teoretických rozdelení pravdepodobnosti, boli programom HQ-EX vybraté 3 najvhodnejšie typy rozdelenia podľa kritéria:

$$D + n\varpi^2 + \left(1 - r_p\right),$$

kde
- D je hodnota maximálnych pravdepodobnostných rozdielov medzi empirickým rozdelením a vybraným teoretickým rozdelením (Kolmogorov test)
- hodnota ($n\varpi^2$) je odvodená zo sumy kvadratických odchýliek medzi empirickým rozdelením a vybraným teoretickým rozdelením
- r_p je korelačný koeficient medzi zoradenými hodnotami prietoku a im zodpovedajúcimi kvantilmi rozdelenia.

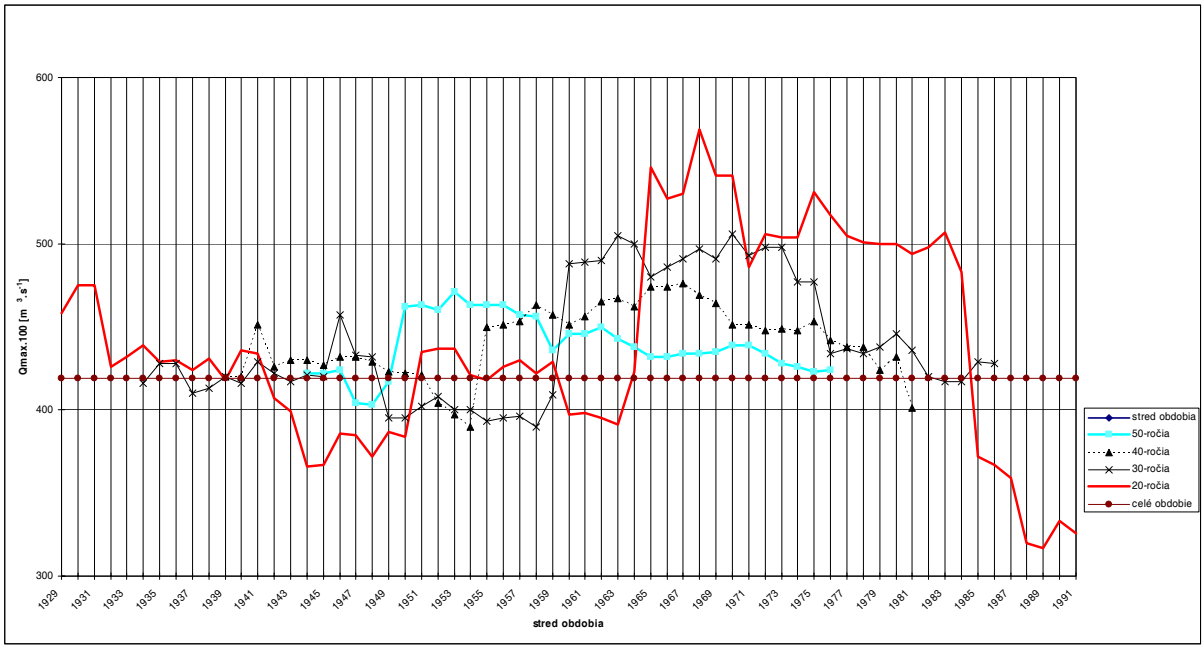
Za najvhodnejšie sa javia rozdelenia, pri ktorých je súčet týchto troch hodnôt najmenší.

Extrapolácia sa pripúšťa až po trojnásobok dĺžky pozorovania (vyznačená oblasť na obr. 3). Programom boli vypočítané hodnoty Q_2, Q_{10}, Q_{20}, Q_{50}, Q_{100}, Q_{200}, Q_{500} a Q_{1000}.
Ukážka výstupu HQ-EX je na obr. 3.



Obr. 3 Výstup pre všetky ponúkané teoretické rozdelenia a odhady parametrov podľa HQ-EX vo vodomernej stanici Banská Bystrica – Hron
Fig. 3 Output for all theoretical distributions and parameters according HQ-EX in the gauging station Banská Bystrica – Hron

Keďže sme sa stretli s prípadmi, že na jednom toku stanice s dostatočne dlhým (nad 25 rokov), avšak rozdielnym pozorovacím obdobím mali podstatne odlišné vypočítané hodnoty, začali sme zisťovať vplyv výberu obdobia na hodnotu vypočítaných prietokov.
Vzhľadom na to, že na vypočítané hodnoty má vplyv nielen dĺžka pozorovacieho radu, ale aj to, ktorá časová realizácia je použitá, resp. je k dispozícii, boli vo vybraných 20-tich vodomerných staniciach s dlhodobým pozorovaním vypočítané hodnoty N-ročných maximálnych prietokov pre 20, 30, 40 a 50-ročia kĺzaním po 1 roku, teoretickým rozdelením log-normal. Na ukážke z vodomernej stanice Hron – Banská Bystrica na obr. 4. je veľmi názorne je vidno, že ak do súboru z ktorého sa výpočet hodnôt vykonáva kĺzaním vstupuje extrémne vysoký kulminačný prietok v októbri 1974, vypočítané hodnoty stúpnu a naopak, ak vypadne, hodnoty sa výrazne znížia. Tiež je zaujímavé 20-ročie 1979-1998, za ktoré boli vypočítané najnižšie hodnoty za celé obdobie 1919-2000, čiže v tomto období mali mnohé ročné kulminácie pomerne nízke hodnoty. Zároveň vidíme, že s dĺžkou radu sa rozptyl hodnôt znižuje, ale aj pri 50-ročných radoch sa hodnota $Q_{max.100}$ pohybuje v rozpätí 403-491 $m^3.s^{-1}$.



Obr. 4 Porovnanie $Q_{max.100}$ podľa dĺžky spracovaného obdobia za jednotlivé 20, 30, 40 a 50-ročia vo vodomernej stanici Banská Bystrica - Hron za obdobie 1919-2000

Obr. 4 Comparison $Q_{max.100}$ according the period length for individual 20, 30, 40 and 50-years periods in the gauging station Banská Bystrica – Hron for 1919-2000

3. STANOVENIE N-ROČNÝCH MAXIMÁLNYCH PRIETOKOV MIMO VODOMERNÝCH STANÍC

Hodnoty N-ročných maximálnych prietokov v profiloch mimo vodomerných staníc sa určujú veľmi zriedka metódou interpolácie a extrapolácie, najčastejšie sa využíva regionalizácia.
Homogénne regionálne typy sme vyčlenili dvojakým spôsobom:

1. zhlukovou analýzou

2. podľa reziduálnych odchýliek regresného vzťahu $q_{100.max}$ od fyzicko-geografických a klimatických charakteristík povodia na územie celého Slovenska

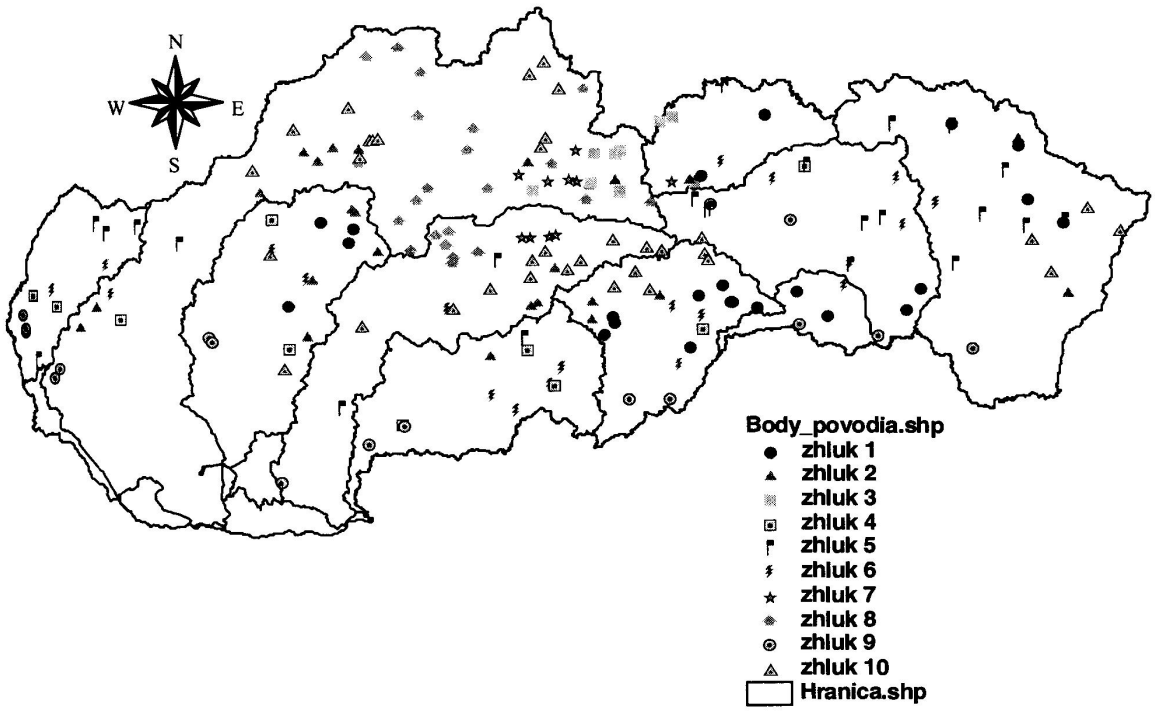
Obidva vychádzajú z rovnakého súboru 198 vodomerných staníc s podstatne neovplyvneným režimom odtoku, dĺžkou radu minimálne 25 rokov (výnimočne kratšími v oblastiach, kde nie je k dispozícii dostatočná sieť vodomerných staníc) a plochou povodia 20 až 300 km^2 (výnimočne väčšou).
Pre všetky stanice boli stanovené fyzicko-geografické a klimatické charakteristiky. Vhodnosť bola testovaná ich vzájomnou mierou korelácie použitím Pearsonovej korelačnej matice a ako premenné boli vybraté štyri charakteristiky:

A - plocha povodia [km^2],
F - lesnatosť [%],
P_3180 - dlhodobý priemerný ročný úhrn zrážok na povodie za obdobie 1931-1980,
HG_{char} - index hydrogeologického charakteru povodia.
Index HG_{char} je založený na priepustnosti (transmisivite) hornín a v podmienkach Slovenska má štyri kategórie – nízka (*n*), stredná (*s*), vysoká (*v*), veľmi vysoká (*vv*). Pre všetky vybrané povodia bolo určené percentuálne zastúpenie plochy jednotlivých kategórií a index bol vypočítaný podľa vzorca

$$HG_{char} = 1*n + 2*s + 3*v + 4*vv$$

3.1. Vyčlenenie homogénnych regionálnych typov zhlukovou analýzou

Použitá bola metóda K-means. Predpokladali sme, že zhluky povodí by sa mali skladať z povodí, ktorých vzájomné vzdialenosti sú malé v porovnaní so vzdialenosťami medzi jednotlivými zhlukmi. Z toho dôvodu bolo najdôležitejším krokom zadefinovanie tzv. miery metriky. Najčastejšie používanou mierou metriky v zhlukovej analýze je Euklidova, ktorú sme aplikovali v našej práci.
Regionálna homogenita bola overovaná testami regionálnej heterogenity (Hosking, Wallis 1997).
Pre tie isté fyzicko-geografické parametre (plocha povodia, hydrogeologický index, zrážka na povodie a lesnatosť) bolo vyhraničených 10 homogénnych regionálnych typov (obr. 5). Tieto práce boli vykonávané v spolupráci s STU.



Obr. 5 Mapa vytvorených 10 homogénnych regionálnych typov na základe zhlukovej analýzy

Fig. 5 Map of 10 homogeneous regional types according join analysis

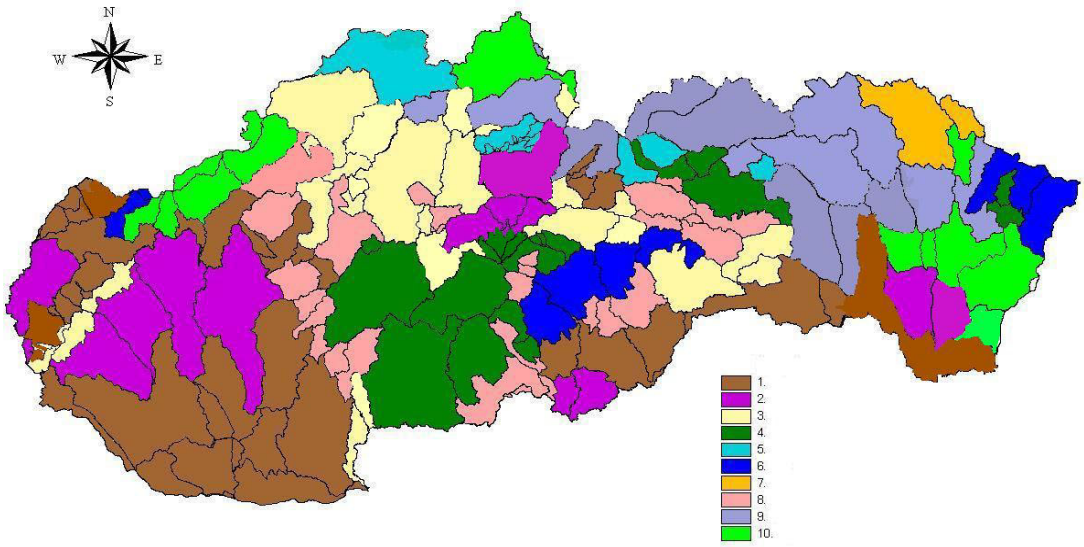
3.2 Vyčlenenie homogénnych regionálnych typov podľa reziduálnych odchýlok regresného vzťahu q100.max od fyzicko-geografických a klimatických charakteristík povodia

Stanovené boli viaceré regresné rovnice, pričom najlepší korelačný vzťah mala rovnica:

$$q_{100.max} = b1 * P_3180^{b2} * (log(A))^{b3} * F^{b4} * HG^{b5},$$

kde $q_{100.max}$ boli stanovené podľa metodiky DVWK –Regeln 101 (1999).

Zoskupením vodomerných staníc s podobnými hodnotami reziduálnych odchýlok, zohľadňujúc do určitej miery fyzicko-geografické charakteristiky, pričom stanice sme nechápali ako bod ale ako celú plochu povodia, bolo vyčlenených 10 regionálnych typov tvorby maximálneho odtoku (obr. 6). Tento spôsob, zahrňujúci do určitej miery aj expertný prístup, umožňuje jednoznačné zaradenie každého podrobného povodia do regionálneho typu, čo je potrebné pre poskytovanie údajov pre akékoľvek povodie.



Obr. 6 Mapa homogénnych regionálnych typov vyčlenených podľa reziduálnych odchýlok regresného vzťahu $q_{100.max}$ od fyzicko-geografických a klimatických charakteristík povodia

Fig. 6 Map of homogeneous regional types according residual deviations of regression relation $q_{100.max}$ from physical and climatic catchments characteristics

3.3 Stanovenie regionálnych vzťahov

Pre každý homogénny regionálny typ stanovený zhlukovou analýzou boli odvodené regionálne regresné vzťahy pre odhad indexovej povodne (priemernej hodnoty maximálnych prietokov). Bolo vybraných viacero kombinácií parametrov, najčastejšie sa vyskytovali: index pôd, doba koncentrácie odtoku podľa Kirpicha, dĺžka toku, sklon povodia a lesnatosť.
Pre každý homogénny regionálny typ vyčlenený podľa reziduálnych odchýlok regresného vzťahu $q_{100.max}$ od fyzicko-geografických a klimatických charakteristík povodia bola odvodená regresná rovnica s rovnakými nezávisle premennými veličinami.
Predbežné porovnanie výsledkov ukazuje, že výsledky obidvoch regionalizácií sú porovnateľné. Po analýzach budú použité pre stanovenie návrhových maximálnych prietokov v oblastiach bez priamych pozorovaní na území Slovenska.

4. HODNOTENIE STANOVENÝCH ÚDAJOV V SYSTÉME POVODIA

Po stanovení N-ročných maximálnych prietokov vyššie uvedenými metódami bola získaná databáza hodnôt pre vodomerné stanice a dôležité profily mimo vodomerných staníc. Po tomto bude nasledovať najnáročnejšia fáza, ktorou je hodnotenie údajov v systéme povodia.
Bude treba zohľadniť princíp skladby maximálnych prietokov - $Q_{max.100}$ hlavného toku pod prítokom je menší ako súčet $Q_{max.100}$ hlavného toku nad prítokom a $Q_{max.100}$ prítoku. Vývoj $q_{max.100}$ po toku má v zásade klesajúci trend a preto čiary regionálnych vzťahov v smere zväčšovania plochy povodia majú klesajúcu tendenciu.

Niektoré získané výsledky nevyhovujú týmto kritériám. Potrebné budú ďalšie analýzy, hodnotenia (napr. dĺžka radu) a znalosť odtokových pomerov príslušného povodia, ako aj viacročné skúsenosti spracovateľa.

5. ZÁVER

Vývoj poznatkov v oblasti určovania návrhových prietokov vo svete v posledných rokoch bol značný. Jeden zo smerov rozvoja je založený na aplikácii a testovaní novších štatistických metód, ďalší na zavádzaní princípov regionalizácie a objektívnych metód výberu regiónov a tretím je využitie zrážko-odtokových modelov. Pri stanovení návrhových prietokov na území Slovenska využívame hlavne prvé dva smery. Vo vybraných problematických profiloch plánujeme využiť aj modelový prístup.
Výslednú návrhovú veličinu zvolíme z výsledkov celého spektra postupov, ktoré považujeme za rovnocenné za predpokladu, že boli dodržané podmienky ich správneho používania. Metódy riešenia sme volili tak, aby bola zachovaná konzistencia a kontinuita s doterajším spôsobom určovania N-ročných maximálnych prietokov.

Literatúra:

Adámyová, S. a kol. (1987): Prehodnotenie N-ročných prietokov v povodí Moravy a Váhu. Záverečná správa úlohy. Interná publikácia SHMÚ Bratislava.

DVWK Regeln 101/1999 (1999): Bemessungshochwassers. Empfehlung zur berechnung der Hochwasserwahrscheinlichkeit. Verlag Paul Parey, Hamburg.

Hlubocký, B. a kol. (1977): Opakovanie maximálnych prietokov na slovenských tokoch. Záverečná správa úlohy. Interná publikácia SHMÚ Bratislava.

Hosking, J.R.M., Wallis, J.R. (1997): Regional Frequency Analysis: An Approach Based on L-moments. Cambridge University Press.

Kašpárek, L. a kol. (2000): Hodnocení a modelování srážko-odtokových vlastností povodí. VÚV, Praha.

Kohnová, S. (2001): Regionálna analýza maximálnych sezónnych prietokov na Slovensku. Habilitačná práca. SvF STU Bratislava.

Kohnová, S., Solín, Ľ. (2002): Hydrologická a hydrogeografická regionálna typizácia a regionalizácia Slovenska. Zborník zo slávnostného kolokvia pri príležitosti 100. výročia narodenia akademika Duba. SHMÚ Bratislava.

Kohnová, S., Kriegerová, I., Szolgay, J. (2005): Metodika tvorby a testovania homogénnych regionálnych typov za účelom regionálnej frekvenčnej analýzy maximálnych prietokov a jej overenie na území Slovenska. Záverečná správa. STU Bratislava.

OTN ŽP 3112-1:03 (2003): Kvantita povrchových a podzemných vôd. Hydrológia. Hydrologické údaje povrchových vôd. Kvantifikácia povodňového režimu. Časť 1: Stanovenie N-ročných prietokov a N-ročných prietokových vĺn na väčších tokoch, Bratislava.

STN 750110 (2002): Vodné hospodárstvo. Hydrológia. Terminológia. Bratislava.

Szolgay, J. a kol. (1999): Stanovenie N-ročných maximálnych prietokov vo vodomerných staniciach. Rozborová úloha, Bratislava.

Szolgay, J. a kol. (2000): Stanovenie N-ročných maximálnych prietokov mimo vodomerných staníc. Rozborová úloha, Bratislava.

Szolgay, J. a kol. (2000): Zhodnotenie odtokových pomerov v povodí Myjavy v oblasti Myjavskej pahorkatiny. STU Bratislava.

Autori

RNDr. Jana Podolinská, Regionálne stredisko SHMÚ Banská Bystrica, Zelená 5, 975 90 Banská Bystrica, jana.podolinska@shmu.sk

RNDr. Helena Šipikalová, Regionálne stredisko SHMÚ Banská Bystrica, Zelená 5, 975 90 Banská Bystrica, helena.sipikalova@shmu.sk

RNDr. Peter Škoda, SHMÚ, Jeséniova 17, 833 15 Bratislava, peter.skoda@shmu.sk

Ing. Lotta Blaškovičová, SHMÚ, Jeséniova 17, 833 15 Bratislava, lotta.blaskovicova@shmu.sk

Mgr. Beata Demeterová, SHMÚ, Ďumbierska 26, 041 17 Košice, beata.demeterova@shmu.sk

ANALÝZA VÝZNAMNÝCH POVODNÍ V POVODÍ ODRY

Tomáš Řehánek

Příspěvek podává soupis pozorovaných povodní, které nastaly v povodí řeky Odry ležícím na Moravě a ve Slezsku v 19. a 20. stol. Uvádí kulminační vodní stavy, resp. průtoky, a příp. další doplňující informace zjištěné z literárních pramenů a databáze ČHMÚ. Podrobněji byly analyzovány největší povodně, jež nastaly ve 20. stol na řece Odře v Bohumíně, tj. v závěrovém profilu řeky Odry.
Bylo zjištěno, že povodeň z roku 1997 představuje extrém, který nebyl v minulosti dosažen. Druhá nejvýznamnější množstvím spadlých srážek, dosaženými objemy odtoků i rozsahem zaplaveného území byla povodeň z roku 1903. Čtyři další hodnocené povodně byly již vcelku srovnatelné s tím, že největší průtok z nich měla povodeň v roce 1939, objem a spadlé srážky povodeň v roce 1985, relativně nejvíce vody odteklo povodní v roce 1940 a nejdelší trvání měla povodeň v roce 1937.

Klíčová slova: povodí Odry, povodeň, analýza

Analysis of significant floods in the Odra river basin. *The article introduces the survey of observed floods that arose in the Odra river basin in Moravian and Silesian region in 19th and 20th centuries. In the article the river stages, discharges, and further complementary information is mentioned. This information has been gathered from resources of CHMI literature and database. The largest floods arisen in the 20th century on Odra River (Odra River outfall) in Bohumin were analysed in detail.*
We have found out that the flood in July 1997 was extreme in comparison with other floods in the past. The second largest flood, comparing the amount of precipitation, total runoff and range of flooding, was the flood in 1903. Other four classified floods were comparable with the following result: the flood in 1939 reached the maximum discharge flow, the maximum volume and the amount of precipitation were reached during the flood in 1985, relative maximum of water runoff were the flood in 1940 and duration were reached during the flood in 1937.

Key words: Odra river basin, floods, analysis

---

1. Úvod

Příspěvek podává soupis pozorovaných povodní, které nastaly v povodí řeky Odry ležícím na Moravě a ve Slezsku (dále jen povodí Odry) v 19. a 20. stol. Uvádí kulminační vodní stavy, resp. průtoky, a příp. další doplňující informace zjištěné z literárních pramenů a databáze ČHMÚ. Podrobněji byly analyzovány největší povodně, jež nastaly ve 20. stol na řece Odře v Bohumíně, tj. v závěrovém profilu řeky Odry. Byla přitom do minulosti prodloužena řada maximálních ročních průtoků tohoto profilu. Došlo ke zpracování příčinných srážek na plochu povodí a byly stanoveny všechny základní parametry vybraných povodňových vln.

Na Odře nad Olší se začalo s pravidelným pozorováním vodních stavů ve stanici Annaberg (dnešní Chalupki v Polsku) 1. února 1891 [10]. Tato stanice leží cca 150 m níže po toku od české stanice Bohumín (původně Oderberg), která byla zřízena v roce 1899. Nad stanicí Bohumín byly od roku 1894 pozorovány vodní stavy v Pasekách u Antošovic (viz obr. 1). Již od roku 1890 pozorovala na Odře vodočetná stanice Olza, která však ležela pod soutokem Odry s Olší (dnes již na území Polska). A dokonce už v roce 1821 byl pruskou správou zřízen na Odře u Bohumína vodočet, který měřil vodní stavy pouze nepravidelně, zřejmě za větších vod. Stanice Annaberg pravděpodobně na jeho pozorování navazovala.

Ještě starší záznamy o vodních stavech na řece Odře je možno zjistit až z polské stanice Ratiboř, která pozoruje již od 1.1.1820 [10]. Jedná se o profil, který je sice vzdálen od české části povodí Odry, avšak bez významnějších přítoků, takže z údajů tam zjištěných je možno dobře usuzovat na režim vodních stavů zájmového území.

2. Historické záznamy o povodních

2.1 Nejstarší pozorované povodně

Za vůbec nejstarší pozorovanou povodeň v povodí Odry můžeme prozatím považovat epizodu ze srpna 1813 [10], která byla zaznamenána na Odře v polské Ratiboři a také na Opavě v Opavě ve dnech 26.-28.8. V Opavě tehdy dosáhla hladina vody 320 cm nad úroveň "obyčejných" vodních stavů. Byla označena povodňovou značkou, podle jejíž úrovně byly v Opavě posuzovány další povodně v letech 1831, 1854, 1860 a 1880. Povodeň ze srpna 1813 byla zaznamenána také na Bělé v Jeseníku a na Ostravici v Moravské Ostravě.

Druhá významná pozorovaná povodeň byla zaevidována na Odře u Bohumína 12.9.1831 při vodním stavu 502 cm. Při ústí Ostravice do Odry došlo tehdy u Hrušova k přetržení hráze Heřmanického rybníku a bylo zalito rozsáhlé území u Vrbice, Pudlova, Šunychlu a Kopytova.

Na Odře v Olze a v Ratiboři (Polsko) byla pozorována povodeň také v srpnu 1854 [10]. Je uváděna i pro Opavu v Opavě.

Hydrografické zemské oddělení v Opavě zpracovalo a vyhodnotilo v srpnu 1913 povodeň na řece Moravici v Leskovci a v Moravské Hartě z 23. června 1861. Uvádí, že by odpovídala vodnímu stavu 405 cm (650 $m^3.s^{-1}$) na vodočtu v Moravské Hartě, a že se jednalo o největší známou povodeň v povodí Moravice. Další významná povodeň v této oblasti proběhla v červenci 1890, kdy dosáhla v Moravské Hartě stavu 305 cm (340 $m^3.s^{-1}$) [10].

Pro Odru v Annabergu je uváděna povodeň z 5. srpna 1880, při kulminaci 530 cm (v Olze 710 cm). U železničního mostu v Bohumíně byla tehdy zjištěna při kulminaci střední rychlost 2,11 $m.s^{-1}$ a průtočným profilem mostu protékalo 1374 $m^3.s^{-1}$ vody. Povodeň je zmiňována také pro řeku Opavu v Opavě (340 $m^3.s^{-1}$) a pro Ostravici ve Frýdku (okolo 1000 $m^3.s^{-1}$, vodní stav přes 400 cm). Povodeň měla dvě samostatné vlny. První, kterou způsobily hlavně beskydské přítoky Odry, kulminovala 5.8. ve Svinově na Odře při 240 cm, v Hrušově na Ostravici při 380 cm a v Závadě na Olši při 320 cm. Na řece Opavě v Jilešovicích kulminovala povodeň 7.8. při 122 cm. Druhá vlna vrcholila ve Svinově na Odře 15.8. (218 cm), v Jilešovicích na Opavě 14.8. (150 cm), v Hrušově na Ostravici 16.8. (132 cm) a v Závadě na Olši 12.8. (120 cm). Po povodni z roku 1880 se na řece Odře začaly budovat ochranné hráze a na Ostravici byly ve Frýdlantu, Frýdku a Ostravě dne 9.6.1881 zřízeny vodočty [7]. Pozorování na nich byla nepravidelná a sloužila pouze protipovodňovým účelům.

Další významná povodeň proběhla 17.6.1894, kdy Ostravice v Moravské Ostravě dosáhla v 11 hod. 965 $m^3.s^{-1}$ a krátce na to kulminovala Olše ve Věřňovicích (960 $m^3.s^{-1}$). Opavu s Odrou tato povodeň téměř nezasáhla – pod Bohumínskou stružkou protékalo Odrou nejvýše 75 $m^3.s^{-1}$, v místě soutoku Odry s Olší pak cca 2000 $m^3.s^{-1}$, ale vlivem rozlivů dosáhla kulminace v Olze 17.6. v 16 hod. „jen" 1600 $m^3.s^{-1}$. Při soutoku musela vlna z Olše předběhnout vlnu z Ostravice, která se pohybovala rychlostí 4 $km.hod.^{-1}$ [10].

V povodí Odry proběhla povodeň také v roce 1895 [10], kdy 13.3. kulminovala řeka Olše ve Věřňovicích (444 cm). Na ostatních tocích však povodeň nastala až koncem měsíce března, a to 29.3. na Bělé v Jeseníku (80 cm), 30.3. pak na Opavě v Kravařích (217 cm) a na Odře v Hošťálkovicích (415 cm) a v Pasekách (408 cm). O této povodni jsou zmínky i v jiných pramenech [10], kde se uvádí kulminace i pro stanici Lhotku na řece Odře (424 cm dne 30.3.). Při měření za povodně v březnu 1895 v blízkosti železničních mostů přes řeku Odru byla zjištěna v Suchdole střední rychlost vody 2,23 $m.s^{-1}$ a průtok 276 $m^3.s^{-1}$, ve Studénce pak střední rychlost 2,88 $m.s^{-1}$ a průtok dosáhl 470 $m^3.s^{-1}$.

V [5] je pro řeku Odru v Bohumíně uveden jako nejstarší vyhodnocený povodňový průtok 660 $m^3.s^{-1}$ z 8. května 1896. Tento údaj byl odvozen ze stanice Annaberg na základě grafického vztahu mezi kulminačními vodními stavy této stanice a stanice Bohumín (ta pozoruje od roku 1899). Převod na průtoky byl možný za pomocí sestrojené měrné křivky z tehdy provedených hydrometrických měření. Odra v Annabergu v uvedeném dni kulminovala při vodním stavu 444 cm. Povodeň je zaznamenána také pro Odru ve Svinově (190 $m^3.s^{-1}$) a Opavu v Opavě (142 $m^3.s^{-1}$) a v Děhylově (200 $m^3.s^{-1}$).

V povodí Odry byly významné také ledové povodně. Nejstarší byla zaznamenána v zimě 1880 v Hrušově u Koblovského jezu. Ledové zácpy nastaly v meandrech Odry pod Bohumínem v letech 1861 a 1868 [10]. U těchto povodní bohužel schází informace o jejich rozsahu. Uváděny jsou také

časté zámrzy řeky Odry v úseku od Lhotky po ústí Olše. Na Odře v Annabergu nastala povodeň podmíněna ledem 9.3.1891 při stavu 458 cm. Bělá v Jeseníku kulminovala v zimě 1893 dne 27.1. při 116 cm.

2.2 Povodně 20. století

Ve 20. století proběhlo v povodí Odry několik významných povodní, o kterých bylo publikováno již více informací, byly zapsány kulminace, spadlé srážky a často i vyhodnoceny průtoky vody.

První povodeň proběhla v roce 1902 zejména v beskydské části povodí Odry. Byla způsobena srážkami, které vypadávaly ve dnech 12.-15.6, 16.-19.6. a 21.-25.6. Obzvláště prudce vypadávaly srážky ve dnech 16. až 19.6. Největší srážka byla změřena dne 19.6. na Lysé hoře (145 mm). Hladiny řek kulminovaly v návaznosti na spadlé srážky ve třech vrcholech okolo 16., 20. a 25.6. Nejvyššího stavu bylo dosaženo 20.6. (viz tab. 1). Při povodni byla zaplavena rozsáhlá údolí, mnoho vesnic a městských částí, bylo zničeno mnoho mostů a jiných stavebních objektů. Hráz železniční trati Ostrava-Frýdlant byla místy tak poškozena, že její provoz byl na několik dnů zcela zastaven [4].

Tab. 1 Kulminační vodní stavy za povodní 1902 a 1903 v povodí Odry [4]
Tab. 1 Crest stage during floods 1902 and 1903 in Odra river basin [4]

Vodní tok	Stanice	Povodeň 1902			Povodeň 1903		
		Datum	Hodina	Vodní stav [cm]	Datum	Hodina	Vodní stav [cm]
Odra	Odry	20.6.	11	111	11.7.	6	110
	Suchdol	20.6.		270	11.7.	8	292
	Svinov	20.6.	11	416	11.7.	15	445
Opava	N. Heřminovy	20.6.	8	176	10.7.	13	254
	Krnov	20.6.	11	266	10.7.	24	356
	Skrochovice	20.6.	14	255	11.7.	3	330
	Opava	21.6.		335	11.7.	4:30	525
Moravice	Mor. Harta	18.6.	16:30	124	11.7.	24	172
	Kylešovice	21.6.	6	260	11.7.	9	400
Opava	Kravaře	21.6.	5	204	11.7.	6	277
	Třebovice	22.6.	13	290	11.7.	20	359
Odra	Hošťálkovice	20.6.	12	418	11.7.	16	469
	Přívoz	20.6.	14:20	405	11.7.	17	453
Ostravice	Frýdek	20.6.	2	410	11.7.	8	315
	Mor. Ostrava	20.6.	8	390	11.7.	12	310
	Hrušov	20.6.	11	280	11.7.	14	280
Odra	Paseky	20.6.	15:20	513	11.7.	19:30	564
	Bohumín	20.6.	16	540	11.7.	20:30	576
Olše	Těšín	20.6.	4	320	11.7.		300
	Závada	20.6.	12	266	11.7.		260
Odra	Olza	20.6.	15	651	11.7.	22	720

V roce 1903 proběhly v povodí Odry dokonce tři povodně, v dubnu z tání sněhu, v červenci ze srážek a v listopadu, která byla způsobená srážkami i tajícím sněhem. Katastrofální následky měla „stoletá“ povodeň z července t.r. Byla způsobena velmi vydatnými srážkami nad Slezskem ze začátku července a relativně mokrým červnem. Největší srážka byla zjištěna ve stanici Nová Červená Voda (240 mm) dne 9.7., a představuje současně dosud největší jednodenní srážku v povodí Odry. Povodeň zasáhla hlavně střední a západní část povodí - Odru, Opavu, Opavici, Bělou a Osoblahu. Beskydské toky (Ostravice a Olše) nepřesáhly své kulminace z června 1902, ačkoliv srážky zde byly o něco vyšší. Odteklo z nich méně vody, protože oproti červnu 1902 byla o 3 ^{o}C vyšší teplota vzduchu, vyšší výpar a vzrostlejší vegetace [4].

Již 7. a 8.7.1903 vypadávaly v pramenné části Odry a jejich pravostranných přítoků značné srážky. V povodí Opavy v těchto dnech jen poprchávalo. Řeka Opava se do poledne 9.7. jen nepatrně zvedla,

kdežto jiné řeky již vykazovaly první kulminace večer 7.7., které pak získaly na významu 8. a 9.7. večer. Hlavní vlna Odry odtékala rychlostí 6 km/hod. k říšské hranici, kde u obce Olza kulminovala 11.7. okolo 22 hod. Vlna byla silně dotována beskydskými přítoky. Olše sice kulminovala v ústí o 9 hod. dříve, ale také přispěla k celkové velikosti vlny. Řeka Opava měla dvě kulminace, které se při ústí do Odry slily v jednu vlnu s vrcholem 11.7. v 21 hod. Proběhla zde cca 5 hod. po kulminaci řeky Odry.

Povodeň z července 1903 si jen na Opavsku vyžádala 4 oběti a škody dosáhly 20 mil. rakouských korun. Po povodních v roce 1902 a 1903 se přistoupilo k úpravě toků na Těšínsku a Opavsku. O úpravách koryt řek a zahloubení některých bystřin se přitom uvažovalo již roku 1880, k celoplošné realizaci projektu však tehdy nedošlo [8].

Další povodně nastaly v povodí Odry v desátých a třicátých letech 20. stol. O těchto povodních jsou zachovány informace o dosažených vodních stavech a vyhodnocených kulminačních průtocích. Podrobnější zpracování ve formě studie však pravděpodobně nenastalo. Téměř stejné velikosti dosáhly kulminace v letech 1910, 1911 a 1915. Podle dnes platných N-letých průtoků to byly cca 10-ti leté vody. Podobného významnu byly povodňové situace v letech 1930 a 1931. Na konci třicátých let proběhly povodně, které byly svými kulminacemi významnější než výše uvedené. Bylo to v letech 1937, 1939 a 1940. Podrobněji jsou analyzovány v kap. 3. Nejvýznamnější ze zde uvedených povodní kulminovala na Odře v Bohumíně dne 27.7.1939 při průtoku 1360 $m^3.s^{-1}$ [5]. V uvedeném profilu to bylo více než při povodni z června 1902 a byla to třetí největší povodeň v povodí Odry ve 20. stol.

Ve druhé polovině 20. stol. proběhly, pomineme-li nyní extrém z roku 1997, tři významnější povodně, a to v červenci 1960, v srpnu 1972 a v srpnu 1985. Jinak bylo toto období na povodně poměrně chudé (viz obr. 3). Povodeň z července 1960 zasáhla hlavně beskydskou část povodí Odry. Největší srážky vypadly 25.7. v Řečici (227 mm) a v Podolankách (209 mm) [6]. Vlna tehdy kulminovala na Odře v Bohumíně 26.7. při průtoku 890 $m^3.s^{-1}$. Ve stejný den kulminovala Ostravice v Ostravě při průtoku 680 $m^3.s^{-1}$. Takže cca 3/4 průtoku v Bohumíně bylo z řeky Ostravice. Na Ostravici to byla osmá největší pozorovaná povodeň. Také povodeň ze srpna 1972 zasáhla především beskydskou část zájmového území, a to zvláště Slezské Beskydy a okolí. Nejvyšší denní úhrny byly zaznamenány 21.8. ve stanicích Nýdek (215 mm), Šance (214 mm) a Lysá hora (212 mm) [1]. V Bohumíně protékalo při kulminaci dne 22.8. 936 $m^3.s^{-1}$, na Olši ve Věřnovicích téhož dne 750 $m^3.s^{-1}$. Na Olši to byla velmi významná povodeň, druhá největší pozorovaná. Protékalo tam tehdy více vody než při povodni v roce 1997. Na Olši byla významná také povodeň z července 1970 (opět větší než z července 1997). Také v tomto případě byly vydatnými srážkami zasaženy převážně beskydské toky. Na Ostravici se tato povodeň významně neprojevila [2]. V srpnu 1985 bylo srážkově zasaženo téměř celé povodí Odry. Nejvíce jich vypadlo dne 8.8. v Morávce-Lúčce (146 mm) a na Lysé hoře (138 mm). Relativně nejvíce srážek v porovnání s dlouhodobým srpnovým úhrnem však spadlo ve Vidnavě (219 %) [3]. Na Odře v Bohumíně kulminovala povodeň 9.8. při 1050 $m^3.s^{-1}$. Na Olši ve Věřňovicích to byla dosud největší pozorovaná povodeň – největší průtok 10.8. 830 $m^3.s^{-1}$. Dvě regionální povodně se vyskytly v roce 1996. V květnu to bylo na přítocích Opavy, kdy byly velmi poničeny obce ležíci na toku Čižiny a Zátoráčku. V Opavě dosáhla povodeň více než 20-ti letého průtoku. V září bylo vydatnými srážkami zasaženo hlavně povodí Olše. Ve Věřňovicích kulminovala Olše dne 8.9.1996 při průtoku 648 $m^3.s^{-1}$.

Povodeň z července 1997 byla v povodí Odry dosud největší jak z hlediska dosažených kulminací, tak spadlých srážek i odteklého množství vod (dále viz kap. 3). V období pozorování představuje na Odře v Bohumíně naprostý extrém, kterému se nepřibližuje ani povodeň z července 1903. Taktéž z dosud známých záznamů o historických povodních taková to situace v minulosti nikdy nenastala.

3. Významné povodně 20. století a jejich analýza

Ve 20. stol. bylo pozorováno na Odře v Bohumíně několik povodňových situací (viz kap. 2.2), z nichž bylo pro bližší analýzu vybráno šest s největším kulminačním průtokem. Vůbec největší průtok zde protékal 8. července 1997. Byl vyhodnocen na 2160 $m^3.s^{-1}$, tj. dle dnes platných N-letých průtoků zhruba 200-letý průtok. Tato hodnota je extrémem vybočujícím z řady ostatních kulminací (viz obr. 3). Druhý největší průtok nastal 11. července 1903 a byl vyhodnocen na 1500 $m^3.s^{-1}$ [5].

Tento průtok byl sice původně stanoven na 1710 až 1820 $m^3.s^{-1}$, ale dalšími výpočty zpřesněn a snížen na výše uvedenou hodnotu. Více než 1200 $m^3.s^{-1}$ protékalo v tomto profilu ještě za povodní v letech 1880, 1902 a 1939. První dvě povodně není možné podrobně analyzovat z důvodu absence potřebných dat. V roce 1939 byl vyhodnocen průtok 1360 $m^3.s^{-1}$, který zde nastal 27 července. Tři největší povodně 20. stol. tedy probíhaly ve stejném měsíci. V roce 1880 byl dle výpočtu dosažen téměř shodný průtok s povodní v roce 1939, kulminace však nastala v srpnu. Více než 1000 $m^3.s^{-1}$ a méně než 1200 $m^3.s^{-1}$ protékalo Odrou v Bohumíně v letech 1915, 1937, 1940 a 1985. Hodnocení největších pozorovaných povodní bylo doplněno o tři poslední z nich – 1937 (kulminace 13.9. 1100 $m^3.s^{-1}$), 1940 (kulminace 20.5. 1160 $m^3.s^{-1}$) a 1985 (kulminace 9.8. 1050 $m^3.s^{-1}$). Z hlediska sezónního výskytu kulminací větších než 1-letý průtok za období 1896-2002 tvoří téměř polovinu výskytu povodně letní. Významné jsou ještě povodně jarní (cca 30 %), způsobené především jesenickými přítoky. V zimním období nastávají na Odře povodně velmi zřídka. Při zpracovávání podkladů pro tuto analýzu byla prodloužena do minulosti řada maximálních ročních průtoků na Odře v Bohumíně. Dosud nejstarší údaj byl stanoven pro rok 1896. Maximální vodní stav v roce 1895 byl přepočten podle pozorování v nedaleké stanici Paseky. Největší vodní stavy z let 1894, 1891, 1880 a 1831 byly přepočteny dle pozorování v sousední stanici Annaberg. Přepočet byl proveden na základě dochovaných údajů o "0" vodočtů v uvedených stanicích. Největší vodní stavy z let 1893, 1890 a 1888 byly odvozeny na základě vztahu mezi pozorovanými kulminacemi ve stanicích Annaberg a Olza na řece Odře. Takto zjištěné vodní stavy byly převedeny na průtoky pomocí měrné křivky průtoků řeky Odry v Bohumíně platné v období let 1903-1920. Původní řada Q_{max} byla doplněna o kulminace výše uvedených let, doplněna o největší průtoky z let 1999-2005 a posloužila k ověření platných N-letých průtoků, stanovených za období 1896-1998. Bylo zjištěno, že prodloužená řada maximálních průtoků významně neovlivnila platné údaje tzv. velkých vod.

Také z hlediska dosažených objemů odtoků byla povodeň z července 1997 jednoznačně největší. Dosáhla 709 mil. m^3 (152 mm). Druhá nejvýznamnější odtoková epizoda nastala v červenci 1903, kdy odteklo 439 mil. m^3 vody (94 mm). Rozdíl v objemu uvedených vln je však podstatný (viz obr. 4). Další z hodnocených povodní nejsou z hlediska dosažených objemů odtoků příliš rozdílné (viz tab. 3). Jejich pořadí se však od pořadí dosažených kulminací liší. Třetího největšího odtoku dosáhla povodeň v srpnu 1985, následují povodeň 1940, 1939 a 1937.

Co se týká trvání povodňových situací, tak ty se ve všech případech pohybovaly v rozmezí 10 - 13 dnů (viz tab. 3). Zde je možné za nejdéle trvající považovat situaci ze září 1937, a to zejména proto, že před vlastním vzestupem vlny trvaly již téměř tři dny zvýšené stavy. Byla tedy delší i než povodeň z roku 1997, která měla prudký vzestup průtoků (viz obr. 4). Je však třeba uvést, že toto hodnocení není zcela objektivní. Srovnatelné by bylo při hodnocení trvání povodně od vzestupu nad Q_a po opětný pokles pod tuto hodnotu. To je u historických povodní obtížně proveditelné, protože vlny nebyly jednak v takovém rozsahu konstruovány a jednak by mnohde bylo nutno odseparovat další podružné vlny. Tvarově mají všechny vlny velmi podobný průběh poklesových větví. U vzestupů lze vysledovat dva průběhy. První, kdy po mírném déletrvajícím stoupání průtoků dojde k prudkému nárůstu a dosažení kulminace (1937, 1939 a 1940). Zajímavé je, že je to u třech vln z konce 30-tých let. Druhý typ, kdy dojde k výraznějšímu vzestupu průtoků, jeho ustálení a následnému vystoupání ke kulminaci (1903, 1985 a 1997). Jsou to vlny, které formovaly jak beskydské tak jesenické přítoky řeky Odry. První vzestup a tím větší objem vln je způsoben jedním z přítoků, vlastní vzestup pak způsobil jiný přítok, který kulminoval o něco později a vléval se do již zvednuté Odry.

Všechny z analyzovaných povodní nastaly v letním období a byly způsobeny vydatnými srážkami, které vesměs vypadávaly do nasyceného povodí. Pro možnost srovnání množství příčinných srážek, které vyvolaly jednotlivé povodňové situace, byly zpracovány 3-denní maximální srážky pro 22 srážkoměrných stanic v povodí Odry. Přitom byly vybrány takové stanice, ze kterých byly pro jednotlivé povodně přímo měřené srážky, nebo bylo možno srážky doplnit podle měření sousedních stanic. To bylo potřeba u některých stanic ve válečných letech 1939 a 1940 (viz tab. 2). 3-denní maximální srážky byly v prostředí GIS rozpočítány na povodí jednotlivých řek v povodí Odry a na povodí uzavřené vodoměrnou stanicí Bohumín (viz tab. 3). Zjištěné výsledky je tedy možno vzájemně porovnávat. Nejvíce srážek spadlo na povodí řeky Odry po Bohumín ve dnech 5.-7. července 1997, a to 249 mm vody. Druhá nejvyšší příčinná srážka spadla ve dnech 8.-10. července 1903 (122 mm) (viz obr. 2), a téměř stejně tolik srážek předcházelo povodni v srpnu 1985, kdy ve dnech 6.-8.8. spadlo

(120 mm). Následovaly příčinné srážky předcházející povodním 1939 (104 mm), 1940 (98 mm) a 1937 (83 mm).

Tab. 2 Příčinné 3-denní srážkové úhrny [mm]
Tab. 2 3-daily precipitation whose floods [mm]

Srážkoměrná stanice	VII/1903	IX/1937	VII/1939	V/1940	VIII/1985	VII/1997
Bělá p. P.	329	41	126	234	150	389
Bělotín	66	91	107	do 30	125	188
Bohumín	96	70	143*	57*	99	162
Bruntál	74	68	65*	56*	67	108
Čeladná	244	94	196	199	217	342
Český Těšín	105	64	85*	95*	160	164
Frenštát p. R.	112	85	121	122	207	398
Heřmanovice	311	91	122	223	137	382
Hodslavice	112	93	144	97	123	267
Hukvaldy	108	84	124	98	157	277
Jablunkov	114	do 30	100*	150*	189	277
Lysá hora	264	95	219	230*	267	510
Mikulovice	80	70	77	126	149	160
Odry	do 30	90	74	60*	81	219
Olešná	108	76*	88	118	147	207
Opava	88	84	65*	56*	69	159
Osoblaha	114	78	66	82	95	101
Rejvíz	368	85	112	207	166	441
Skřípov	128	120	70*	78	113	275
Vidly	209	56	161	175	138	431
Vidnava	53	33	70	65	140	168
Zlaté Hory	262	52	80*	162	139	311

* odvozeno dle pozorování v sousedních stanicích

Tab. 3 Parametry největších pozorovaných povodní řeky Odry v Bohumíně
Tab. 3Parameters of greats observe floods on Odra river in Bohumin

	VII/1997	VII/1903	VII-VIII/1939	V/1940	IX/1937	VIII/1985
Qkulm [$m^3.s^{-1}$]	2160	1500	1360	1160	1100	1050
W [mil. m^3]	709	439	296	349	273	376
R [mm]	152	94	64	75	59	81
P [mm]	249	122	104	98	83	120
C [ ]	0.61	0.77	0.61	0.76	0.71	0.67
T [den]	12	10	10	12	13	11

Odtokové koeficienty analyzovaných povodní se pohybovaly v rozmezí 0,61 - 0,77 (viz tab. 3). Relativně nejvíce vody ze spadlých srážek odteklo při povodni v roce 1903, následovaly povodně z let 1940 a 1937. Shodně vycházely odtokové koeficienty povodní z let 1997 a 1939.

4. Závěr

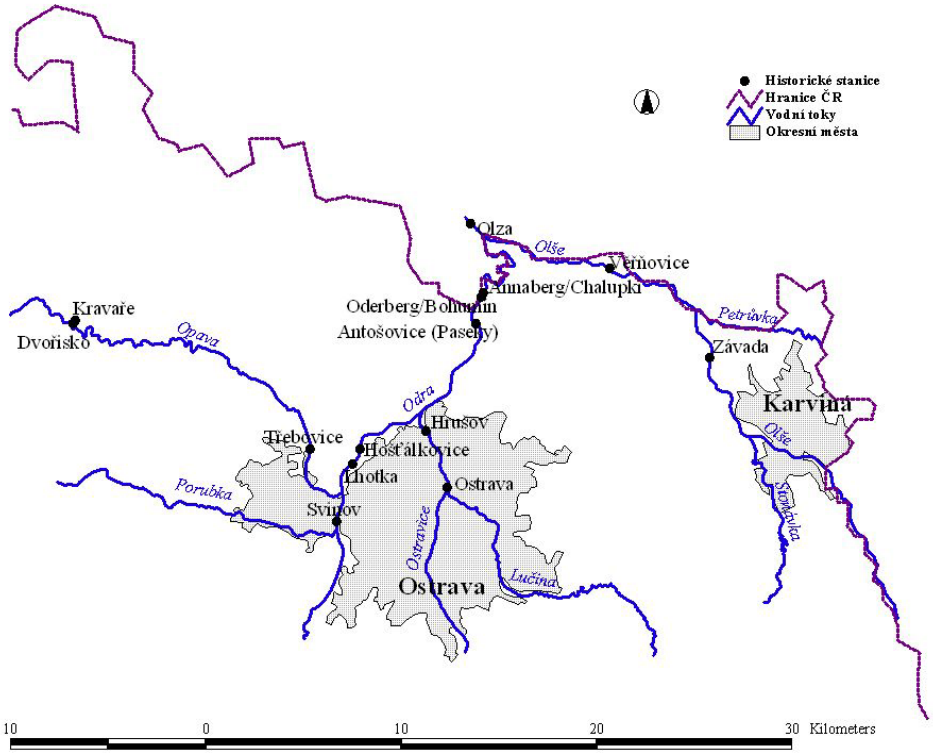
V příspěvku byly zpracovány kulminační vodní stavy, a příp. průtoky, povodní, které nastaly v povodí řeky Odry na severní Moravě a ve Slezsku od roku 1813 do současnosti. Do minulosti byla prodloužena řada maximálních ročních průtoků řeky Odry v Bohumíně. Největší povodňové situace 20. stol. řeky Odry v Bohumíně byly podrobněji zkoumány s těmito výsledky:

- největší kulminační průtok nastal 8.7.1997
- největší objem měla povodňová vlna z července 1997
- nejvíce příčinných srážek předcházelo povodni z čevence 1997
- relativně nejvíce vody ze spadlých srážek odteklo při povodni z července 1903
- nejdéle trvala povodňová vlna v roce 1937

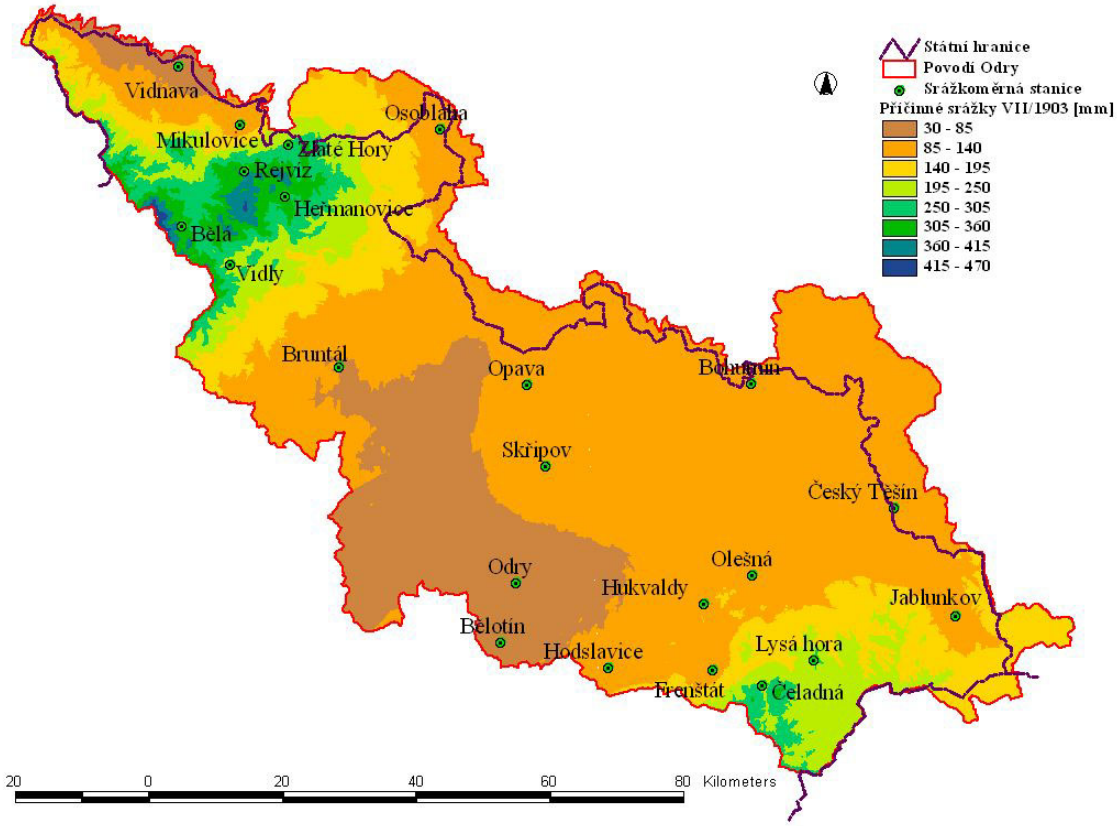
Povodeň z roku 1997 představuje extrém, který nebyl v minulosti dosažen. Druhá nejvýznamnější množstvím spadlých srážek, kulminací, dosaženými objemy odtoků i rozsahem zaplaveného území byla povodeň z roku 1903. Čtyři další hodnocené povodně byly již vcelku srovnatelné, s tím, že největší kulminační průtok z nich měla povodeň v roce 1939. Objem a příčinné srážky byly největší za povodně v roce 1985, relativně nejvíce vody odteklo za povodně v roce 1940 a nejdelší trvání měla povodeň v roce 1937. Přitom povodně na konci 30-tých let nastaly tři v rychlém sledu po sobě, poté nebylo povodí Odry zasaženo významnější povodní až do roku 1985 a následně mimořádnou povodní v roce 1997.

5. Literatura

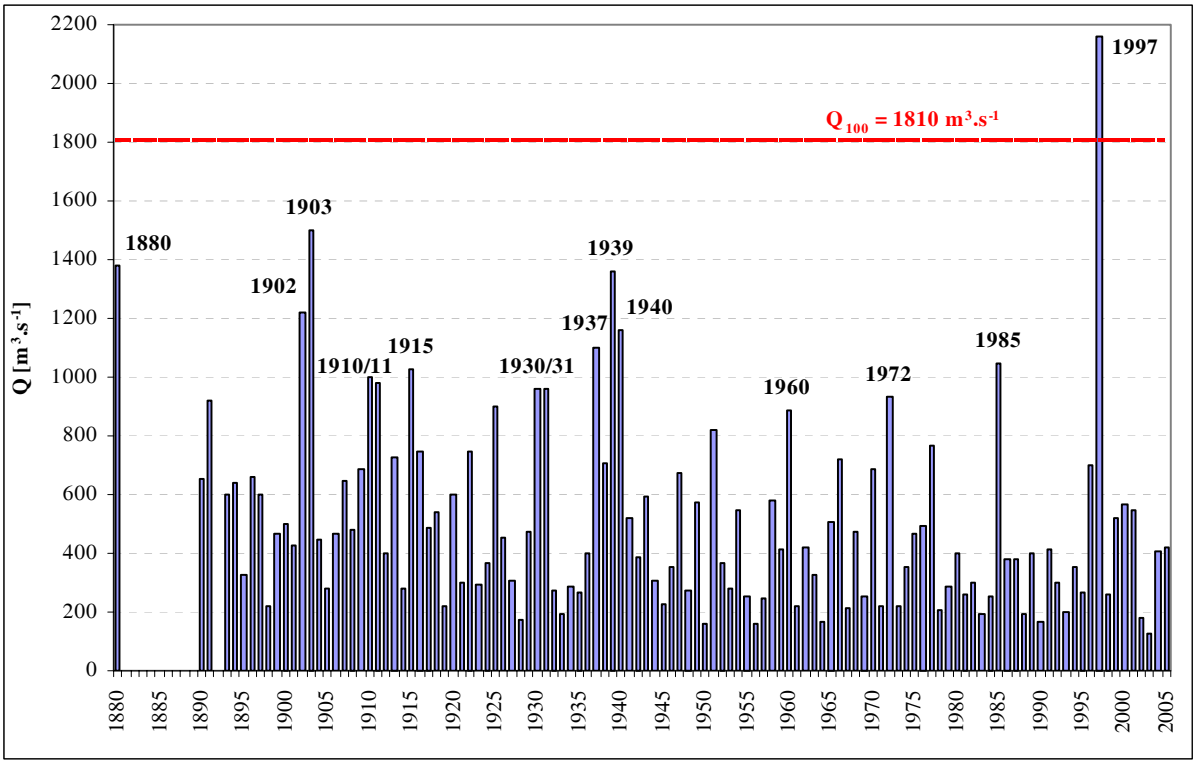
1) DOLEŽEL, F. – SOCHOREC, R. – KŘÍŽ, V., 1976. Hydrologické vyhodnocení povodně ze srpna 1972 v povodí Odry. In: Sborník prací HMÚ, sv. 23. Praha, HMÚ, s. 9-37.
2) DOLEŽEL, F., 1971. Mimořádné odtoky v povodí Odry v hydrologickém roce 1970. In: VTEI 5/1971. Praha, VÚV, s. 202-206.
3) HOŠEK, A. – KOBLIHOVÁ, E. – SOCHOREC, R., 1988.Hydrologické vyhodnocení povodně v srpnu 1985 na tocích Severomoravského kraje. In: Sborník prací ČHMÚ, sv. 33. Praha, ČHMÚ, s. 42-64.
4) Jahrbuch des K. k. hydrographischen Central-Bureaus, 1905. Jahrgang 1903. XI. Das Oder-Gebiet in Mahren und Schlesien. Wien, Hydrographischer Dienst in Osterreich.
5) KŘÍŽ, V. – SOCHOREC, R. – KŘÍŽ, H., 1964. Opakování velkých vod v povodí Odry. Sborník prací HMÚ, sv. 5. Praha, HMÚ. 131 s.
6) KŘÍŽ, V. – SOCHOREC, R., 1963. Hydrologické vyhodnocení povodně z července 1960 v povodí Odry. Praha, HMÚ. 72 s.
7) Mahrisch-Schlesischer Grenzbote, 1881. Organ des osterreichisches Verfassungsvereins fur Mahrisch-Ostrau und Umgebung. V Jahrgang, Nr. 46, 9. Juni 1881.
8) Moravskoslezský deník, 2003. Co psal Opavský týdeník před sto lety? 12.9. a 7.11.2003.
9) ŘEHÁNEK, T., 2002. Povodeň na řece Odře v červenci 1997. Práce a studie, sešit 31. Praha, ČHMÚ. 41 s.
10) ŘEHÁNEK, T., 2004. Záznamy o historických povodních v povodí Odry. In: Sborník příspěvků z konference Říční krajina. Olomouc, Přírodovědecká fakulta Univerzity Palackého, s. 216-226.



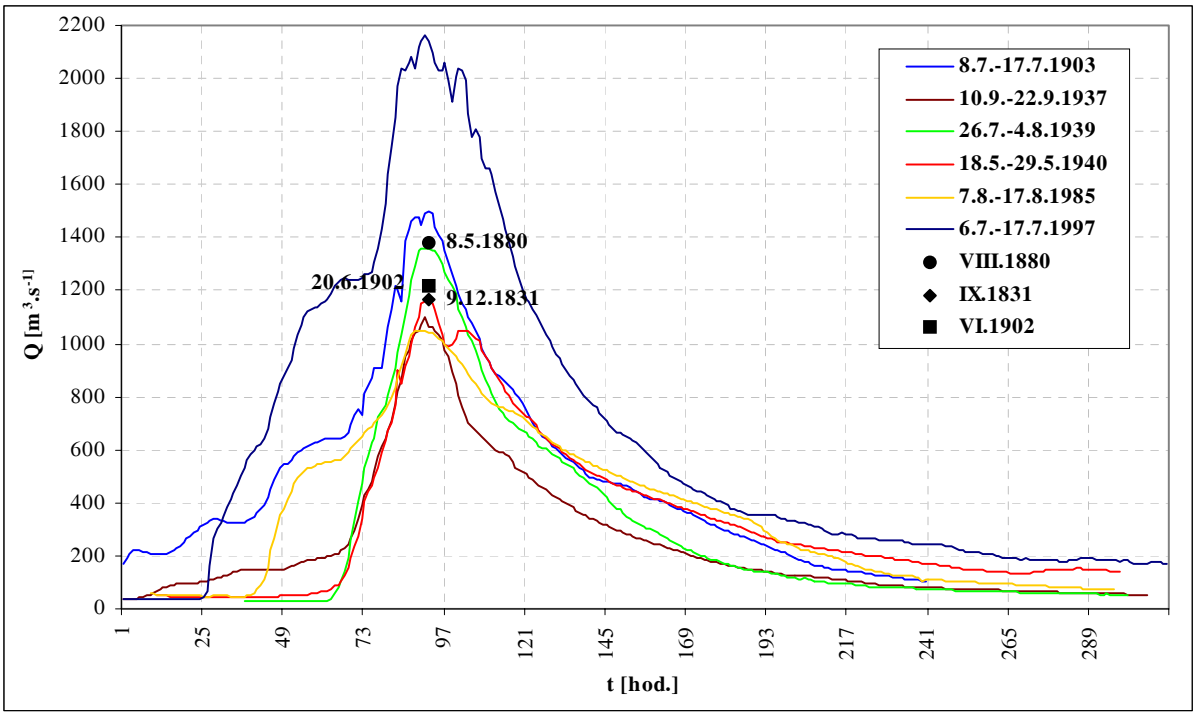
Obr. 1 Historické vodočetné stanice na soutoku hlavních řek povodí Odry
Fig. 1 Historical gauge station on confluence of main rivers in Odra river basin



Obr. 2 Příčinné srážky povodně z července 1903
Fig. 2 Cause precipitation of flood in july1903



Obr. 3 Maximální roční průtoky řeky Odry v Bohumíně
Fig. 3 Maximum peak discharge of Odra river in Bohumin



Obr. 4 Největší pozorované povodně na Odře v Bohumíně
Fig. 4 Greats observe floods on Odra river in Bohumin

Autor: RNDr. Tomáš Řehánek, Ph.D., Český hydrometeorologický ústav, pobočka Ostrava, K Myslivně 3/2182, 708 00 Ostrava-Poruba, E-mail: rehanek@chmi.cz

ANALÝZA NIEKTORÝCH ASPEKTOV IDENTIFIKÁCIE HYDROLOGICKY HOMOGÉNNYCH REGIONÁLNYCH TRIED PRE ÚČELY REGIONÁLNE FREKVENČNEJ ANALÝZY MAXIMÁLNYCH PRIETOKOV

Ľubomír Solín

Napriek určitým špecifikám, ktoré má regionálne členenie územia vzhľadom na hydrologické atribúty, aplikácia terminológie ako aj základných metodologických princípov rozpracovaných v rámci regionálnej taxonómii môže napomôcť odstrániť mnohé nie celkom jednoznačné a niekedy aj nekonzistentné postupy v procese identifikovania hydrologicky homogénnych regionálnych tried. Cieľom príspevku je stručná charakteristika základných pojmov a metodologickych postupov regionálnej taxonómie a analýza niektorých aspektov vyčleňovania hydrologicky homogénnych tried pre účely regionálnej frekvenčnej analýzy z pozície všeobecných princípov regionálnej taxonómie.

Kľúčové slová: hydrologická heterogenita, hydrologická homogenita, región, regionálny typ, regionálna taxonómia, regionálne frekvenčná analýza maximálnych prietokov

Some aspects of identification hydrological homogeneous regional classes for purpose of regional flood frquency analysis. *In spite of the specific features, which posses a regional division of study territory relate to hydrological attributes, application of terminology and basic methodological principles developed in regional taxonomy can remove ambiguous and inconsistent features in identifying hydrological homogenous regional classes. The aim of the paper is to outline a brief review of some terminological and methodological aspects of regional taxonomy and analyse some aspects of delineation of hydrological regional classes for regional flood frequency analysis in the light of regional taxonomy.*

Key words: hydrological heterogeneity, hydrological homogeneity, region, regional taxonomy, regional type, regional flood frequency analysis

---

ÚVOD

Regionálne metódy odhadu extrémnych hydrologických hodnôt sú, aj napriek ich kritike z hľadiska presnosti odhadu, stále efektívnym nástrojom na odhad N-ročných prietokov pre povodia bez hydrologických pozorovaní resp. s relatívne krátkym hydrologickým pozorovacím radom, kedy je odhad kvantilov, predovšetkým s malou pravdepodobnosťou výskytu, z krátkeho údajového súboru povodia pomerne nespoľahlivý. V pozadí ich aplikácie je myšlienka, že ak frekvencia výskytu hydrologických hodnôt v rámci určitej skupiny povodí je podobná, tak spoločná analýza ich údajových súborov umožňuje dosiahnuť presnejšie závery o výskyte hydrologického javu v konkrétnom povodí, než aké umožňuje analýza lokálnych dát. Identifikovanie skupín povodí s podobnou hydrologickou reakciou je tak jednou z kľúčových úloh regionálnej frekvenčnej analýzy maximálnych prietokov.

Vychádzajúc zo všeobecného tvrdenia, že podobné fyzickogeografické vlastnosti územia majú aj podobnú hydrologickú odozvu boli spočiatku hydrologické homogénne regióny pre účely regionálnej frekvenčnej analýzy maximálnych prietokov stotožňované so *všeobecnými fyzickogeografickými regiónmi.* Výhodou ich aplikácie bolo, že regionálne členenie záujmového územia malo vyčerpávajúci charakter. Dodatočné testovanie všeobecných fyzickogeografických regiónov však ukázalo, že v mnohých prípadoch regióny javili znaky výraznej hydrologickej heterogenity. V dôsledku toho sa postupne začalo ustupovať od mechanickej aplikácie priestorovo súvislých fyzickogeorafických regiónov a pre účely regionálnej frekvenčnej analýzy maximálnych prietokov sa začali vyčleňovať regionálne triedy *zoskupovaním povodí do skupín* na základe ich hydrologických alebo fyzickogeografických charakteristík. Regionálne triedy vyčleňované týmto spôsobom vykazujú vyšší stupeň vnútornej hydrologickej podobnosti, ale už nie sú priestorovo súvislé v geografickom priestore. Taktiež nepokrývajú vyčerpávajúcim spôsobom celé študované územie, pretože sú identifikované len v rámci obmedzeného súboru povodí s hydrologickým pozorovaním.

Vzhľadom na určité špecifiká, ktoré má hydrologické regionálne členenie územia, sa hydrológia zatiaľ terminologicky a ani vecne uspokojivo nevysporiadala s identifikáciou regionálnych tried pre účely regionálnej frekvenčnej analýzy maximálnych prietokov. Cieľom príspevku je stručná charakteristika základných pojmov a metodologickych postupov regionálnej taxonómie a analýza niektorých aspektov vyčleňovania hydrologicky homogénnych tried pre účely regionálnej frekvenčnej analýzy z pozície všeobecných princípov regionálnej taxonómie. To môže napomôcť odstrániť mnohé nie celkom jednoznačné a niekedy aj nekonzistentné postupy v procese identifikovania hydrologicky homogénnych regionálnych tried.

REGIONÁLNA TAXONÓMIA: VECNÉ A TERMINOLOGICKÉ VYMEDZENIE REGIONÁLNO TAXONOMICKÝCH PROBLÉMOV

Tradičný prístup k regionálnemu členeniu krajiny, ktorý sa rozvinul vo fyzickej geografií je založený na regiónoch, ktoré sú apriorne dané a zreteľne viditeľné v geografickom priestore (cf. Grigg 1965, McDonald 1966), resp. na rozčlenení jednotlivých krajinných sfér do tried relatívne homogénnych z hľadiska určitého atribútu (Armand 1975). V geografii sa však postupne dosiahol konsenzus, že regionálne členenie územia predstavuje priestorovú formu všeobecného klasifikačného systému, v ktorej funkciu klasifikovaného objektu namiesto *indivídua* plní *základná priestorová jednotka (place).* Zoskupeniu indivíduí do *systému tried* na základe určitých kritérií potom zodpovedá zoskupenie základných areálových jednotiek do systému *areálových tried - regiónov* vzhľadom na stanovené kritéria. Túto myšlienku na pôde geografie rozvinuli v 60-tych rokoch minulého storočia predovšetkým Bunge (1962) a Grigg (1965). Zdôraznenie, že regionalizačný proces je priestorovým variantom všeobecného klasifikačného procesu potom neskoršie vyústilo do zavedenia termínu *regionálna taxonómia* (Spence a Taylor 1970). Regionálno taxonomické problémy z hľadiska vecného a terminologického identifikoval Fischer (1987). Základný problém regionálnej taxonómie je definovaný nasledovne:

„*Predpokladajme, že je daná množina B pozostávajúca z n priestorových jednotiek* $B_1, B_2, ..., B_n$, *ktoré sú charakterizované množinou p predikátov* $A_1, A_2, ..., A_p$. *Úlohou regionálnej taxonómie je nájsť taký rozklad množiny B na k neprázdnych tried* $R_1, R_2, ..., R_k$ *(pričom platí* $1 \leq k \leq n$*), ktorý vyhovuje určitému kritériu kvality definovanému vo vzťahu k množine p predikátov*“ Predikát je spoločný názov pre vlastnosť (atribút) a vzťah. Rozčlenenie záujmového územia na množinu základných priestorových jednotiek *B* má pritom vyčerpávajúci charakter. Vyčlenené regionálne triedy vo vzťahu ku kritériu kvality definovanom na množine atribútov musia spĺňať buď podmienku vnútro triednej homogenity alebo medzitriednej heterogenity.

Vo vzťahu k regionálnym triedam Fischer (1987) identifikoval štyri základné skupiny regionálno taxonomických problémov: *regionálny typ - región*, *formálne (homogénne) - funkčné* regionálne triedy, *hierarchické - nehierarchické* regionálne triedy, *prekrývajúce - neprekrývajúce* sa regionálne triedy. Triedy majúce charakter regionálneho typu, resp. regiónu sú vymedzené vzhľadom na ich priestorovú súvislosť. Základné priestorové jednotky regionálneho typu na rozdiel od regiónu nie sú priestorovo súvislé. Proces identifikovania priestorovo nesúvislých regionálnych typov sa nazýva *regionálna typizácia a* proces identifikovania priestorovo súvislých regiónov sa nazýva *regionalizácia*. *Formálne (homogénne) regionálne triedy* vyjadrujú podobnosť základných priestorových jednotiek vzhľadom na množinu vlastnosti - atribútov, zatiaľ *čo funkčné regionálne triedy* sa vymedzujú na základe vzťahov medzi dvojicami základných priestorových jednotiek. Rozlíšenie *hierarchických a nehierarchických regionálnych tried* vyjadruje či vyčlenené regionálne triedy sú alebo nie sú usporiadané do hierarchického systému. Výsledkom hierarchickej regionálnej taxonómie je hierarchicky usporiadaná postupnosť regionálnych tried, zatiaľ čo výsledkom nehierarchickej regionálnej taxonómie je len jednoduché stanovenie počtu regionálnych tried, ktorý sa z určitého hľadiska pokladá za optimálny. V prípade *prekrývajúcich* sa regionálnych tried sa vyskytuje aspoň jedna základná priestorová jednotka, ktorá patrí do dvoch alebo viacerých regionálnych tried, zatiaľ čo v prípade *neprekrývajúcich* sa regionálnych tried, každá základná priestorová jednotka patrí len do jednej regionálnej triedy.

Regionálno taxonomický proces má niekoľko fáz v rámci ktorých sa musí prijať celý rad subjektívnych rozhodnutí. *Prvá fáza* obsahuje rozhodnutie o špecifikácii regionálno taxonomického problému,

o výbere (vymedzení) základnej priestorovej jednotky a o výbere atribútov základných priestorových jednotiek, ktoré sú významné z hľadiska regionálno taxonomického procesu. Základné priestorové jednotky by mali byť priestorovo súvislé, nemali by sa vzájomne prekrývať, z hľadiska veľkosti by mali byť vzájomne porovnateľné a vyčerpávajúcim spôsobom by mali pokrývať študované územie. Regionálno taxonomický process by mal byť založený priamo na atribútoch základných priestorových jednotiek, ktoré sú v zhode s deklarovaným cieľom regionalizacie alebo regionalnej typizácie a nie na atribútoch, o ktorých sa predpokladá že významne ovplyvňujú priestorovu variabilitu charakteristiky významnú z hľadiska stanoveneho cieľa. *Druhá fáza* sa dotýka transformácie dát. Priestorové jednotky z hľadiska vybraných atribútov musia byť vzájomné porovnateľné, čiže je potrebné urobiť ich určitú korekciu vzhľadom na veľkosť regionálnych jednotiek a uskutočniť ich normalizáciu resp. štandardizáciu v prípade rôznych jednotiek merania. Ďalej je potrebné zvážiť nutnosť ortogonálnej transformácie atribútov komponentnou alebo faktorovou analýzou v prípade ich vzájomnej závislosti. *Tretia fáza* sa zaoberá výberom miery na vyjadrenie podobnosti resp. nepodobnosti základných priestorových jednotiek z hľadiska množiny vybraných atribútov. Výber určitej miery (metrické alebo nemetrické) závisí od spôsobu vyjadrenia atribútov. V prípade metrických atribútov ide o výber niektorej z mier podobnosti zo skupiny tzv. Minkovského metrík alebo Mahalanobisovej metriky, nemetrických atribútov sa miera podobnosti môže vyjadriť napr. jednoduchým koeficientom korelácie. *Štvrtá fáza* obsahuje výber metódy zoskupovania základných priestorových jednotiek do regionálnych tried. Okrem tradičných metód založených logických princípoch, alebo numerickej klasifikácií sa aplikujú aj metódy fuzzy logiky a neurónovej siete. Je dôležité zdôrazniť, že na tom istom údajovom súbore aplikácia rozdielnych mier podobnosti ako aj regionalizačných metód vedie spravidla aj k rozdielnym regionálno taxonomickým výsledkom. *Piata fáza* zahŕňa hodnotenie dosiahnutých regionálno taxonomických výsledkov. Evaluačný proces je pritom zameraný na hodnotenie regionálno taxonomického systému ako celku, hodnotenie regionálnych tried a hodnotenie významnosti regionálno taxonomického výsledku.

ANALÝZA VYČLEŇOVANIA HYDROLOGICKÝCH HOMOGENNÝCH REGIONALNYCH TRIED VO SVETLE VŠEOBECNÝCH PRINCÍPOV REGIONÁLNEJ TAXONÓMIE.

V dôsledku obmedzeného počtu povodí s hydrologickým pozorovaním regionálizácia, resp. regionálna typizácia záujmového územia z hydrologického hľadiska má niektoré špecifiká ako napr:

- poznatky o hydrologickej regionálnej štruktúre záujmového územia sú odvodené od hydrologickej regionálnej štruktúry identifikovanej v rámci vybraného súboru povodí,
- identifikovanie hydrologických homogénnych regionálnych tried sa uskutočňuje skôr na základe fyzickogeografických ako hydrologických charakteristík povodí,
- nevyhnutnosť evaluácie fyzickogeografických regionálnych tried z hľadiska hydrologických dôsledkov
- dodatočné zaradenie ostatných povodí do fyzickogeografických regionálnych tried identifikovaných v rámci vybraného súboru povodí s hydrologickým pozorovaním. V prípade, že regionálne triedy sa vyčlenili priamo na hydrologických charakteristikách, pristupuje sa k dodatočnému fyzickogeografickému zdôvodneniu lokalizácie hydrologických regionálnych tried.

Regionálno-taxonomický problém je spravidla v hydrológii formulovaný ako „identifikovanie hydrologicky homogénnych regiónov", ktoré sa vzájomne neprekrývajú. Dôraz pri jeho riešení je položený na aplikáciu zoskupovacích alegoritmov a na porovnávanie výsledkov dosiahnutých aplikáciou rôznych zoskupovacích metód. Rozšírená je však predovšetkým aplikácia numerických klasifikačných metód napr. klusterovej analýzy (napr. Mosley 1981, Wiltshire 1986b, Acreman a Sinclair 1986, Solín a Poláčik 1994, Burn a Goel 2000, Kohnova a Szolgay 2000, 2002) alebo kanonickej korelačnej analýzy (Cavadias 1990, Ouarda et al. 2001). Účinné je však vytváranie regionálnych tried aj aplikáciou logických princípov (napr. Wiltshire 1986a, Solín 2002). V poslednom období sa začínajú aplikovať zoskupovacie alegortmi opierajúce sa o fuzzy logiku a umelé neurónové siete (napr. Hall a Minns 1999, Jingyi a Hall 2004). Identifikáciu vzájomne sa prekrývajúcich regionálnych tried nesprávne označili Acreman a Wiltshire (1989) ako „regionalizáciu bez regiónov". Vyčleňovanie vzájomne sa prekrývajúcich regionálnych tried potom podr obnejšie rozpracoval Burn (1990). Regionálno taxono-

mický proces však okrem aplikácie zoskupovacieho alegoritmu si vyžaduje riešenie aj ďalších metodologických problémov ako je napr. definovanie základnej priestorovej jednotky, ktorá je predmetom regionálno taxonomického procesu, identifikácia regionálno taxonomických problémov a vypracovanie tomu zodpovedajúcej terminológie, evaluácia získaných regionálno taxonomických výsledkov a dosiahnutie vyčerpávajúceho charakteru regionálneho členenia študovaného územia. Týmto metodologickým problémom, ktoré sú v súvislosti so špecifikami hydrologického regionálneho členenia obzvlášť dôležité, sa však nevenuje dostatočná pozornosť. Na ich podrobnejšiu analýzu je preto zameraná ďalšia príspevku.

Malé povodia - základné priestorové jednotky pre hydrologické regionálne členenie územia.

Prirodzenou základnou priestorovou jednotkou, ktorá je predmetom hydrologického regionálno taxonomického procesu je povodie. Podľa princípov regionálnej taxonómie by potom povodia z hľadiska veľkosti plochy by mali byť vzájomne porovnateľné, ďalej by sa nemali navzájom prekrývať a vyčerpávajúcim spôsobom by mali pokrývať študované územie. Analýza súborov povodí s hydrologickým pozorovaním, ktoré sú predmetom regionálno taxonomického procesu však naznačuje, že výberové súbory povodí sa z hľadiska veľkosti plochy obsahujú povodia od rozlohy niekoľko km^2 až po povodia s rozlohou niekoľko tisíc km^2 (napr. Wiltshire (1986a). Sú teda kombináciou malých, stredných a veľkých povodí. Vymedziť v takomto súbore povodí regionálne triedy s pomerne jednoznačne definovanou väzbou medzi hydrologickou odozvou a fyzickogeografickými atribútmi a je však diskutabilné. Z tohto uhla pohľadu je preto vhodné zostaviť súbor len z malých povodí (povodia s plochou do asi 250 km^2), ktoré umožňujú detailnejšie identifikovať fyzickogeografické regionálne triedy so zreteľne odlišným hydrologickým prejavom. Spoľahlivosť hydrologických odhadov pre povodia bez hydrologického pozorovania sa výrazne zväčšuje v prípade hydrologicky jasne separovaných regionálnych tried.

Vybraný súbor povodí by mal byť zostavený tak, aby sa povodia vzájomne sa neprekrývali. Nie vždy je však táto podmienka dodržovaná a to z dôvodu výskytu tzv. nested povodí. V rámci toho istého riečneho systému je spravidla viacej vodomerných profilov a v niektorých prípadoch sa povodia uzatvorené vodomernými profilmi vzájomne prekrývajú. Vzájomná závislosť ich hydrologických hodnôt potom môže výrazným spôsobom ovplyvniť výsledky testovania hydrologických konzekvencií. Preto ju treba eliminovať korektným zostavením výberového súboru.

Aby homogénne fyzickogeografické regionálne triedy identifikované v rámci vybraného súboru povodí pokrývali celé záujmové územie je nevyhnutné zaradiť do nich aj ostatné povodia. Rozdelenie záujmového územia vyčerpávajúcim spôsobom na súbor malých povodí umožňuje dosiahnuť vyčerpávajúci charakter regionálnych tried konzistentným spôsobom. Rozčlenenie územia Slovenska na súbor viac ako 5000 malých povodí pre účely regionálnej typizácie uskutočnili napr. Solín a Grešková (1999). Prípade, že záujmové územie na takýto súbor povodí nie je rozdelené, vyčerpávajúci charakter identifikovaných regionálnych tried sa zabezpečuje prostredníctvom väzby na všeobecné fyzickogeografické regióny. To však už je nie v súlade s koncepciou regionálnej taxonómie ako priestorovej formy všeobecného klasifikačného systému, kde funkciu klasifikovaného objektu plní povodie.

Z identifikovania hydrologických regionálnych tried len v rámci vybraného súboru povodí s hydrologickým pozorovaním, vyplýva ešte ďalšia špecifická podmienka, ktorú by mal súbor povodí spĺňať a to, že by mal reprezentovať pestrosť fyzickogeografických podmienok všetkých malých povodí záujmového územia. Len v takom prípade totiž regionálne triedy identifikované v rámci výberového súboru povodí budú primeraným spôsobom reprezentovať regionálnu hydrologickú štruktúru celého záujmového územia.

Región versus regionálny typ.

Región, v zmysle terminológie regionálnej taxonómie predstavuje regionálnu triedu, ktorá je súvislá v geografickom priestore. Naopak, regionálne typ, je priestorovo nesúvislá regionálna trieda. Regionálno-taxonomický problém je v hydrológií formulovaný ako „identifikovanie hydrologicky homogénnych regiónov" a to aj napriek tomu, že vyčlenené regionálne triedy nie sú súvislé v geografickom priestore a teda majú charakter regionálnych typov. V hydrológií vecné aj terminologické vymedzenie rôznych regionálno taxonomických problémov chýba. Región v regionálnej frekvenčnej analýze maximálnych prietokov je definovaný ako územie v rámci ktorého štatistické rozdelenie štandarizovaných maximálnych prietokov je podobne vo všetkých povodiach (Acreman & Wiltshire 1989). Čiže dôležitým atribútom regiónu je podobnosť hydrologických atribútov povodí a nie jeho priestorová súvislosť v geografickom priestore. Takéto chápanie regiónu sa však stáva zdrojom aj určitých teoretických a metodologických nepresností a nejednoznačností vyčleňovania hydrologických regionálnych tried. Súčasné metódy zoskupovania povodí do regionálnych tried (logické delenie, numerická klasifikácia, fuzzy logika, neurónová sieť) produkujú priestorovo nesúvislé triedy - regionálne typy. Vyčlenenie regiónov si však vyžaduje, aby podmienka priestorovej súvislosti bola priamo obsiahnutá v regionalizačnom alegortime, respektíve po vyčlenení regionálnych typov sa pristúpi k ich určitému zoskupeniu tak, aby vytvorili priestorovú súvislú triedu. Jej prioritným znakom však už nemusí byť vnútorná homogenita povodí vzhľadom na hydrologické atribúty ale napr. určitá štruktúra usporiadania regionálnych typov. Určitý pokus o terminologické odlíšenie priestorovo nesúvislých regionálnych tried od priestorovo súvislých tried naznačili napr. Nathan & McMahon (1990), Jingyj &Hall (2004), keď pre priestorovo nesúvislé hydrologické regionálne triedy používajú aj termín "subregion".

Evaluácia hydrologických dôsledkov a identifikovanie optimálneho počtu fyzickogeografických regionálnych tried.

Jedným zo základných princípov regionálnej taxonómie je, že regionálna typizácia resp. regionalizácia by sa mala uskutočniť priamo na základe atribútov základných priestorových jednotiek, ktoré sú v zhode s deklarovaným cieľom regionálnej typizácie resp. regionalizácie a nie na základe atribútov, ktoré významným spôsobom ovplyvňujú priestorovú variabilitu charakteristík, ktoré zodpovedajú deklarovanému cieľu (Grigg 1965). Vyčleňovanie hydrologických homogénnych regionálnych tried by malo byť teda založené priamo na hydrologických charakteristikách povodí. Hydrologická regionálna štruktúra však môže byť identifikovaná priamo na základe hydrologických charakteristík len v rámci súboru povodí s hydrologickým pozorovaním. Zaradenie ostatných povodí do vyčlenených hydrologických regionálnych tried je však v takom prípade problematické. Z toho dôvodu sa preferuje vyčleňovanie hydrologických regionálnych tried na základe fyzickogeografických charakteristík povodí, ktoré sú zistiteľné pre celý základný súbor povodí študovaného územia.

Pri použití fyzickogeografických charakteristík je však nevyhnutné pristúpiť k hodnoteniu hydrologických konzekvencií vyčlenených fyzickogeografických regionálne tried a na základe výsledkov hodnotenia potom stanoviť optimálny počet fyzickogeografických regionálnych tried. Ak sú charakteristiky na základe, ktorých sa uskutočňuje regionálne členenie v súlade s deklarovaným cieľom regionálnej typizácie alebo regionalizácie, algoritmi zoskupovania, tým že vytvárajú triedy z hľadiska atribútov podobných priestorových jednotiek, zároveň aj spôsobujú rozdielnosť priestorových jednotiek medzi regionálnymi triedami. A preto je postačujúce ak regionálne triedy z hľadiska atribútov základných priestorových jednotiek spĺňajú buď podmienku vnútrotriednej podobnosti (homogénnosti) alebo podmienku medzitriednej rozdielnosti (heterogénnosti). Regionálne triedy pre účely regionálnej frekvenčnej analýzy maximálnych prietokov sú však identifikované na základe fyzickogeografických charakteristík povodí, ale regionálny taxonomický výsledok sa hodnotí vzhľadom na hydrologické konzekvencie. Preto vyčlenené fyzickogeografické regionálne triedy z hľadiska hydrologických atribútov charakterizujúcich rozdelenie maximálnych ročných prietokov musia spĺňať tak podmienku vnútrotriednej podobnosti ako aj podmienku medzitriednej rozdielnosti.

Fyzickogeografické regionálne triedy spĺňajúce podmienku hydrologickej homogenity ale nespĺňajúce podmienku vzájomnej hydrologickej heterogenity nie opodstatnené vyčleňovať ako samostatné regionálne triedy a treba ich spojiť do jednej triedy. Splnenie podmienky hydrologickej homogenity vyčlenených fyzickogeografických regionálnych tried preto nie je postačujúce. Navyše na jej margo Hosking a Wallis (1997) poznamenávajú, že striktná požiadavka na vnútornú hydrologickú homogenitu nie opodstatnená. Výsledky simulácii odhadu N-ročných maximálnych prietokov regionálnymi distribučnými funkciami totiž ukázali, že i v relatívne heterogénnych regionálnych triedach bola presnosť odhadu N -ročných maximálnych prietokov oproti homogénnym triedam menšia o 20-40%, čo je však ešte stále presnejšie ako odhady lokálnymi distribučnými funkciami. Tieto výsledky naznačujú, že dôraz pri testovaní hydrologických konzekvencií by mal byť položený na splnenie podmienky hydrologickej heterogenity medzi fyzickogeografickými regionálnymi typmi pri zachovaní určitého stupňa vnútornej hydrologickej podobnosti regionálnych tried.

Testovanie rozdielov medzi fyzickogeografickými regionálnymi triedami z hľadiska hydrologickej odozvy sa uskutočňuje aplikáciou modelu analýzy rozptylu (ANOVA), ktorá umožňuje posúdiť či dôsledkom vyčlenených fyzickogeografických regionálnych tried sú aj výrazné rozdiely v regionálnych hydrologických hodnotách. Aplikácia *F*-štatistiky napr. Wiltshire (1986a), Acreman & Sinclair (1986) však nie je postačujúca. Zamietnutie nulovej hypotézy o rovnosti stredných regionálnych hydrologických hodnôt umožňuje síce vysloviť záver, že medzi fyzickogeografickými regionálnymi triedami a regionálnymi hydrologickými hodnotami existuje významná závislosť, ale neumožňuje urobiť záver o významnosti rozdielov regionálnych hydrologických hodnôt medzi jednotlivými fyzickogeografickými regionálnymi triedami. Takéto poznatky je možné získať aplikáciou metódy párového porovnania (cf. Neter et al. 1985, Hsu 1996) kedy sa testuje nulová hypotéza, že rozdiely medzi regionálnymi hydrologickými hodnotami fyzickogeografických regionálnych typov sa rovnajú nule. Aplikujúc tento prístup Solín (2002) hodnotil hydrologické dôsledky fyzickogeografických regionálnych typov vyčlenených pre účely regionálnej frekvenčnej analýzy na základe aplikácie logického delenia ako aj metód numerickej klasifikácie. V tab. 1 sú uvedené regionálne hodnoty *L*-Cv fyzickogeografických regionálnych typov vyčlenených rozdielnymi metódami.

Tab. 1. Regionálne hodnoty L-Cv a počet povodí vo fyzickogeografických regionálnych vyčlenených rôznymi metódami

Tab. .1 Regional value of sample L-Cv and the number of basins in the physical regional types delineated by different methods

Metóda regionálnej typizácie	Regionálne typy *L*-Cv/ počet povodí			
	I	II	III	IV
HC-priemernej vzdialenosti	*0,3304*/68	*0,2624*/*69*	*0,2503*/12	*0,2464*/7
HC-skupinového priemeru	*0.3609*/13	*0,3118*/74	*0,2561*/50	*0,2489*/19
NHC-K priemerov	*0,3354*/51	*0,2937*/54	*0,2412*/44	*0,2464*/7
LD-A	*0,3525*/11	*0,3108*/87	*0,2505*/52	*0,2252*/6
LD-P	*0,3539*/24	*0,3003*/82	*0,2450*/35	*0,2252*/6
LD- P+A	*0,3579*/12	*0,3167*/60	*0,2903*/34	*0,2426*/50

HC – hierarchická zhluková analýza, NHC – nehierarchická zhluková analýza, LD – logické delenie, P - ročný úhrn zrážok povodia, A - priemerná nadmorská výška povodia

V tab. 2 sú potom výsledky *F* -testu and a párového porovnania fyzickogeografických regionálnych typov z hľadiska významnosti rozdielov medzi regionálnymi hodnotami *L*-Cv.

Tab. 2. Výsledky testovania hydrologických konzekvencií

Tab. 2. Results of the tests of hydrological consequences

Metóda regionálnej typizácie	F-test	Nevýznamné rozdiely medzi regionálnymi typmi
HC-priemernej vzdialenosti	22,65	II-III, II-IV, III-IV
HC-skupinového priemeru	21,68	III-IV
NHC-K priemerov	27,68	III-IV
LD-A	21,18	III-IV
LD-P	28,33	III-IV
LD-P+A	25,19	-

Štyri fyzickogeografické regionálne typy vyčlenené v rámci súboru 156 malých povodí metódou logického delenia na základe kombinácie diferenciačných hodnôt priemerného ročného úhrnu zrážok a priemernej nadmorskej výšky povodia (tab.3) sa ukázali byť optimálne pre účely regionálnej frekvenčnej analýzy maximálnych prietokov na Slovensku.

Tab. 3. Fyzickogeogarfické regionálne typy: diferenciačné hodnoty prierného ročného úhrnu zrážok a priemernej nadmorskej výšky povodia

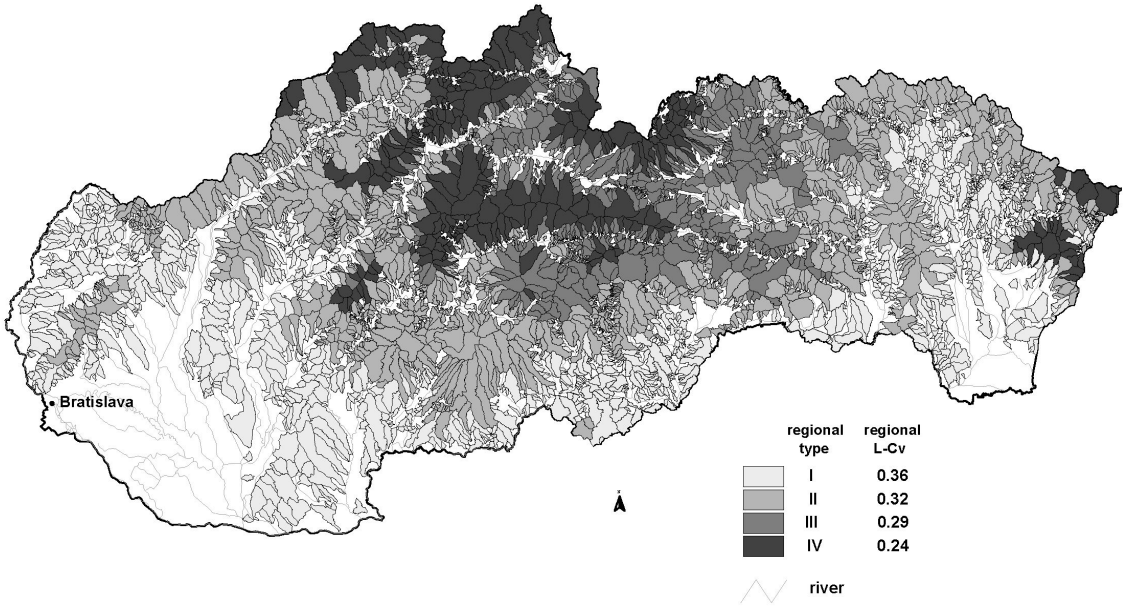
Tab. 3. Physical regional types: differentiation values of mean annual precipitation and mean altitude of basins

Fyzicko geografické regionalne typy	P (mm)	A (m a.s.l.)
I	≤950	≤350
II	≤950	351 - 700
III	≤950	>700
IV	>950	>700

Vyčerpávajúci charakter hydrologického regionálneho členenia

Po identifikovaní hydrologických regionálnych tried v rámci vyberaného súboru povodí s hydrologickým pozorovaním je nevyhnutné pristúpiť k záverečnému kroku regionálno taxonomického procesu a to k zaradeniu ostatných povodí študovaného územia do identifikovaných regionálnych tried. Ak sú regionálne triedy vyčlenené priamo na základe hydrologických atribútov povodí, vyčerpávajúci charakter regionálneho členenia študovaného územia je možné dosiahnuť prepojením priestorovej lokalizácie regionálnych tried na všeobecné fyzickogeografické regióny resp. geoekologické typy. Identifikácia takéhoto prepojenia na základe vizuálneho porovnania geografickej polohy hydrologických regionálnych tried a fyzickogeografických regionálnych jednotiek (napr. Mosley 1981) však nie je dostatočne presná a jednoznačná. Navyše predstavuje návrat ku koncepcii, ktorá sa v hydrológii už opustila.

V prípade vyčlenenia hydrologických regionálnych tried v rámci vybraného súboru povodí na základe fyzickogeografických charakteristík povodí sa vyčerpávajúce pokrytie študovaného územia regionálnymi triedami dosiahne klasifikáciou ostatných povodí do vyčlenených tried na základe ich fyzickogeografických vlastností. Vyčerpávajúce rozdelenie študovaného územia na malé povodia spolu s vytvorením databázy ich fyzickogeografických charakteristík (napr. Solín et al. 2000) je tak nevyhnutným predpokladom aplikácie tohto prístupu. Ak sa pri identifikovaní hydrologických regionálnych tried uplatnili metódy numerickej klasifikácie, tak potom zaradovanie ostatných povodí tried je možné uskutočniť na základe diskriminačnej analýzy. Ak sa aplikovali princípy logického delenia, tak povodia sa zaraďujú do regionálnych tried priamo na základe hodnôt diferenciačných fyzickogeografických atribútov. Napr. súvislosti s regionálnym členením Slovenska pre účely regionálnej frekvenčnej analýzy maximálnych prietokov do štyroch fyzickogeografických regionálnych typov, ktoré sú z hľadiska regionálnych hodnôt *L*-Cv medzi sebou výrazne odlišné, sa ostatné malé povodia SR klasifikovali na základe hodnôt priemerného ročného úhrnu zrážok a priemernej nadmorskej výšky povodia (obr. 1).



Obr. 1 Regionálne členenie Slovenska pre účely regionálnej frekvenčnej analýzy maximálnych prietokov

Fig. 1. Slovakia: Hydrological homogeneus regional types for regional flood frequency analysis

ZÁVER

V príspevku sa stručne načrtli základné princípy a kroky regionálno-taxonomického procesu a analyzovali sa niektoré aspekty vyčleňovania hydrologických regionálnych tried z pohľadu regionálnej taxonómie. Pozornosť bola zameraná predovšetkým na definovanie základnej priestorovej jednotky, ktorá je predmetom hydrologického regionálno taxonomického procesu, analýzu hydrologických regionálno taxonomických problémov a tomu zodpovedajúcej terminológie, evaluácii hydrologických dôsledkov vyčlenených fyzickogeografických regionálnych typov a dosiahnutie vyčerpávajúceho charakteru hydrologického regionálneho členenia študovaného územia. Vyzdvihli sa špecifiká regionálno taxonomického procesu v hydrológií, ako napr. identifikovanie regionálnych tried len v rámci vybraného súboru povodí s hydrologickým pozorovaním, vyčleňovanie hydrologických regionalnych tried nie na hydrologických ale fyzickogeografických atribútoch povodí, testovanie fyzickogeografických regionálnych typov nielen z hľadiska ich vnútornej hydrologickej homogenity ale aj vzájomnej vonkajšej hydrologickej heterogenity a dodatočné zaradenie ostatných povodí študovaného územia regionálnych tried identifikovaných v rámci vybraného súboru povodí, ktoré sú dôsledkom toho, že hydrologické pozorovania sa uskutočňujú len na obmedzenom počte povodí.

Poďakovanie

Príspevok vznikol v rámci riešenia projektu 2/3085, ktorý je finančné podporovaný grantovou agentúrou VEGA Slovenskej akadémie vied.

Literatúra

Acreman, M. C., Sinclair, C. D. (1986): Classification of drainage basins according to their physical characteristics; an application for flood frequency analysis in Scotland. *J. Hydrol*. **84**, 365-380.

Acreman, M. C., Wiltshire, S. (1989): The regions are dead; long live the regions. Method of identifying and dispensing with regions for flood frequency analysis. In: *FRIENDS in Hydrology* (ed. by T. Roald, K. Nordseth & k. A. Hassel) (Proceedings of the first international Symposium, Bolkesjø, Norway, April 1989), 175-188. IAHS Publ. 187, IAHS Press, Walingford, UK.

Armand, D. L. (1975): *Nauka o landschafte*. Mysel, Moskva, Russia.

Bunge, W. (1962): Theoretical geography. *Lund Studies in Geography, Series C, General and Mathematical Geography 1*

Burn, D. H. (1990): An appraisal of the "region of influence" approach to flood frequency analysis. *J. Hydrol*. **104**, 345-361.

Burn, D. H., Goel, N. K. (2000): The formation of groups for regional flood frequency analysis. *Hydrol. Sci. J*. **45**(1), 97-112.

Cavadias, G. S. (1990): *The canonical correlation approach to regional flood estimation*. Regionalization in hydrology. In: Proc.of the Ljubljana Symposium. IAHS, Publ. No. 191, 171-178.

Fischer, M. M. (1987): Some fundamental peoblems in homogeneus and functional taxonomy. *Bremer Beiträge zur Geographie und Raumplanung* **11**, 267-282.

Grigg, D. (1965): The logic of regional systems. *Annals of the Assosiation of American Geographers* **55**, 465-491.

Hall, M. J., Minns, A. V. (1999): The classification of hydrologically homogeneous regions. *Hydrol. Sci. J*. **45** (5), 693-704.

Hosking, J. R. M., Wallis, J. R. (1997): *Regional frequency analysis*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Hsu, J. C. (1996): *Multiple comparison*. Chapman & Hall, Boca Raton, USA.

Jingyj, Z., Hall, M. J. (2004): Regional flood frequency analysis for the Gan-Ming river basin in China. *J. Hydrol*. **296**, 98-117.

Kohnová, S., Szolgay, J. (2000): Regional estimation of design flood discharges for river restoration in mountainous basins of northern Slovakia. In: *Flood Issues in Contemporary Water Management* (ed. By Marsalek, et al.), 41-47. NATO Science Series 71, Kluwert Academic Publisher, UK.

Kohnová, S., Szolgay, J. (2002): Practical applicability of regional methods for design flood computation in Slovakia. In: *Proceedings of International Conference on Flood Estimation* (eds by R. Weingartner & M. Sperafico) 529-539. CHR Report II-17 Bern, Switzerland.

McDonald, J. R. (1966): The region: its conception, design and limitation. *Annals of the Association of American Geographers.* **56**, 516-528.

Mosley, M. P. (1981): Delimitation of New Zealand hydrologic regions. *J. Hydrol*. **49**, 173-192.

Neter, J., Wasserman, W. and Kutner, R. M. (1985): *Applied linear statistical models*. Home Wood, Illinois, USA.

Ouarda, T. B. M. J., Girard, C., Cavadias, G. S. and Bobeé, B. (2001): Regional flood frequency estimation with canonical correlation analysis. *J. Hydrol*. **254**, 157-173.

Solín, Ľ., Poláčik, Š (1994): Identification of homogeneous hydrological regional types of basins. In: FRIEND: Flow Regimes from International Experimental and Network Data (eds. by P. Seuna, A. Gustard, N. W. Arnell & G. A. Cole) (Proceedings of an international conference) 467-473. IAHS Publ. 221, IAHS Press, Walingford, UK.

Solín, Ľ., Grešková , A. (1999): Small catchments of Slovakia: basic spatial units of hydrogeographical regional division (in Slovak). *Geographical Journal* **51** ***(1),*** 78-96.

Solín, Ľ., Cebecauer, T. Grešková, A. and Šúri, M. (2000): *Small basins of Slovakia and their physical characteristics*. Institute of Geography, Slovak Committee for hydrology, Bratislava, Slovakia.

Solín, Ľ. (2002): Regional flood frequency analysis: identification of physical regional types. In: *Proceedings of International Conference on Flood Estimation* (eds by R. Weingartner & M. Sperafico) 687-696. CHR Report II-17 Bern, Switzerland.

Spence, N. A., Taylor P. J. (1970): Quantitative methods in regional taxonomy. In: *Progress in Geography*, 2 (eds. by C. Board, R. J. Chorley, R. J. Hagget & D. R. Stoddart) 1-64. Arnold, London UK.

Wiltshire, S. E. (1986a): Identification of homogeneous regions for flood frequency analysis. *J. Hydrol*. **84**, 287-302.

Wiltshire, S. E. (1986b): Regional frequency analysis II: multivariate classification of drainage basins in Britain. *Hydrol. Sci. J*. **31**(3), 335-346.

Autor

Ľubomír Solín, Geografický ústav SAV, Štefánikova 49, 814 73 Bratislava, e-mail:lubomir.solin@savba.sk

ODVOZENÍ TEORETICKÝCH POVODŇOVÝCH VLN DETERMINISTICKÝMI PŘÍSTUPY PRO ÚČELY POSUZOVÁNÍ BEZPEČNOSTI VODNÍCH DĚL ZA POVODNÍ

Petr Šercl

Grantový projekt výzkumu a vývoje v programu ministerstva zemědělství s označením QD1368 a názvem „Verifikace metod odvození hydrologických podkladů pro posuzování bezpečnosti vodních děl za povodní" byl řešen v období od července 2001 do června 2004 a úzce navazuje na projekt VaV „Vývoj metod pro stanovení extrémních povodní", který byl řešen v letech 1997 až 2000 pod garancí Ministerstva životního prostředí. Deterministické přístupy odvozování teoretických povodňových vln byly v předchozím projektu řešeny zvláště ve VÚV T. G. M. za použití frekvenční verze TOP-modelu pro modelování srážko-odtokového procesu se stochasticky generovanými srážkami. Nevýhodou aplikace tohoto modelu je náročnost na vstupní data, náročnost na čas i výpočetní techniku a z toho vyplývající potřeba vyšších finančních prostředků. Metodika proto do praxe nebyla zavedena. V projektu QD1368 byla uskutečněna důkladná rešerše tematicky zaměřená na stávající srážkoodtokové modely, přičemž pro zavedení do hydrologické praxe se ukázal jako nejvhodnější model HEC-1. Model HEC-1 je po programové stránce připraven, proto hlavní práce v projektu směřovaly k získání nových a kvalitnějších podkladových dat jako základních vstupů do tohoto modelu. Rovněž jako důležitá součást přípravy vstupních dat do modelu byla vyvinuta aplikace pro odhad parametrů modelu HEC-1 v prostředí GIS na základě digitálního modelu terénu.V rámci projektu byly odvozeny nové hodnoty statistických charakteristik maximálních srážek daného trvání na základě verifikované a doplněné databáze maximálních srážek, která nyní pokrývá období 1895–2002. Tato databáze a statistické charakteristiky posloužily také jako podklad pro zpřesnění odhadu hodnot pravděpodobné maximální srážky. Dalším důležitým vstupem při řešení návrhové povodně je tzv. návrhový hyetogram, což je způsob časového rozložení celkového úhrnu návrhové N-leté maximální srážky do kratších intervalů. Jelikož tvar hyetogramu přímo ovlivňuje průběh a velikost kulminačního průtoku návrhové povodňové vlny, byla metodice odvození návrhového hyetogramu věnována patřičná pozornost. Objem přímého odtoku za povodně je kromě velikosti příčinné srážky a předcházející nasycenosti povodí vodou ovlivněn způsobem využívání území a hydropedologickými charakteristikami půdního pokryvu povodí. V rámci grantového projektu byla získána nová data o propustnosti a retenční vodní kapacitě zemědělsky využívaných i lesních půd. Tyto půdní charakteristiky v kombinaci s daty o využívání území jsou využívány k odvození parametru srážkoodtokového modelu sloužícího pro výpočet přímého povodňového odtoku. Pro vlastní odvození povodňové vlny a odhad dalších parametrů modelu HEC-1 byl připraven metodický postup, který byl již ověřen na povodích několika vodních děl.

Klíčová slova: bezpečnost vodních děl, deterministický srážkoodtokový model, návrhová srážka, návrhový hyetogram, jednotkový hydrogram, metoda CN, teoretická návrhová povodňová vlna

Derivation of theoretical design flood hydrographs by deterministic methods for the assessment of dam safety during floods. *Grant research and development project in the program of the Ministry of Agriculture with the code QD1368 and name "Verification of methods for the derivation of hydrological bases for the assessment of dam safety during floods" was being solved in the period from July 2001 to June 2004 and is closely connected to the project "Development of methods for the determination of extreme floods", which was being solved during 1997 to 2000 under the guaranty of the Ministry of Environment. Deterministic approaches of derivation of theoretical flood hydrographs were in the previous project solved especially at the VÚV T.G.M., using the frequency version of the TOP-model for the modelling of the precipitation-runoff process with stochastically generated precipitation. The disadvantage of the application of this model is the need for high quality and quantity of input data, the demands on time and computing equipment and the consequent need for higher financial means. This is why the method has not been put to practice. In the project QD1368, a thorough search was made of existing precipitation-runoff models, and the model HEC-1 proved to be the most suitable one for usage in hydrological practice. The HEC-1 model is program-wise ready, and therefore the main work in the project was aimed at gaining new and better quality base data as the basic input into this model. Also as an important part of the preparation of the input data into the model, an application was developed for the estimation of HEC-1 model parameters in the GIS environment on the basis of the digital terrain model. Within the framework of this project, new values have been derived of statistical characteristics of maximum precipitation of given duration on the basis of verified and supplemented database of maximum precipitation, which now covers the period of 1895-2002. This database and statistical characteristics were used also as a basis for the more exact estimation of the value of the probable maximum precipitation. Another important input data when solving a design flood is a so-called design hyetograph, which is the temporal pattern distribution of*

the overall design N-year maximum precipitation into shorter intervals. Because the shape of the hyetograph directly influences the course and the size of the peak discharge of the design flood hydrograph, the method of derivation of the design hyetograph was paid due attention. The volume of direct runoff during flood is, beside the size of the causative precipitation and the antecedent wetness of the catchment, influenced by the way of land use, and by the hydropedological characteristics of the catchment soil cover. Within the framework of a grant project, new data have been gained about the permeability and water retention capacity of agriculturally used and forest soils. These soil characteristics in combination with land use data are used for the derivation of a precipitation-runoff model parameter, which serves for the computation of direct flood runoff hydrograph. For the derivation of the flood hydrograph itself and for the estimation of other HEC-1 model parameters a methodology has been prepared, which has already been verified on several reservoirs' catchments.

Key words: dam safety, deterministic rainfall-runoff model, design precipitation, design hyetograph, unit hydrograph, CN method, theoretical design hydrograph.

ÚVOD

Metodika odvození teoretických povodňových vln deterministickými přístupy byla v ČHMÚ řešena v letech 2001–2004 v rámci grantového projektu „Verifikace metod odvození hydrologických podkladů pro posuzování bezpečnosti vodních děl za povodní" programu VaV Ministerstva zemědělství ČR (Kulasová, Šercl, Boháč – 2004).

Metodický postup je založen na uplatnění vhodného srážkoodtokového modelu, pro který byly v průběhu řešení projektu připraveny všechny potřebné vstupy.

Cílem projektu nebylo proto vyvíjet nové srážkoodtokové modely, ale na základě rešerše literatury nalézt a pro podmínky ČR adoptovat model, který by splňoval následující požadavky:
- jednoduchá aplikace modelu, tj. příprava dat a výpočet nesmí být příliš časově náročné,
- obsažené metodologie v modelu musí být průhledné, tj. při změně parametrů modelu musí být chování modelu předvídatelné,
- parametry modelu bude možné odvodit z fyzicko-geografických charakteristik povodí, příp. bude možná jejich „přenositelnost" z charakterově podobného povodí.

Současně v rámci dalších výstupů tohoto grantu byl proveden výzkum a vývoj některých souvisejících metodik. Jedná se o:
- nové zpracování N-letých maximálních srážek o trvání 1–3 dny ve formě rastrových map a metodiku odvození N-letých maximálních plošných srážek,
- odvození hydrologických charakteristik půd (maximální retenční kapacita, propustnost) pro účely stanovení přímého povodňového odtoku,
- metodiku stanovení návrhových zatěžovacích hyetogramů s využitím srážkoměrných a radarových měření,
- upřesnění stávající metody odhadu plošné PMP (pravděpodobné maximální srážky) za využití numerických předpovědních modelů a radarových měření.

Jedním z modelů, který v podstatě splňuje požadavky na rutinní provoz v hydrologické praxi ČHMÚ, je srážkoodtokový událostní model HEC-1, vyvinutý v 60. letech v armádní hydrologii USA. Program řeší v několika variantách výpočet odtokové ztráty (např. SCS metoda CN-křivek) a pro transformaci odtoku z povodí využívá metodu jednotkového hydrogramu (např. metoda Clarka). Vstup srážek je řešen rovněž několika způsoby. HEC-1 umožňuje mimo jiné i modelovat odtok z tání sněhu, simulovat průchod povodňové vlny nádrží a omezeně i transformaci povodňové vlny v korytě (metody Muskingum či Muskingum-Cunge). Hlavní předností modelu je možnost kompozice řešeného povodí z menších celků, pro které se zadávají parametry.

Model HEC-1 byl v průběhu řešení projektu podrobně testován s poměrně úspěšnými výsledky a metodika odvození teoretických povodňových vln v ČHMÚ je proto založena na využití tohoto modelu.

Vedle ČHMÚ se na přípravě metodiky rovněž podíleli odborníci z Ústavu fyziky atmosféry (ÚFA) AV ČR a Výzkumného ústavu meliorací a ochrany půdy (VÚMOP).

POPIS METODICKÉHO POSTUPU

Hlavní kroky zmíněného metodického postupu odvození návrhové povodňové vlny spočívají v:

a) sestavení tzv. hydrologického modelu povodí pro zvolený srážkoodtokový model, tj. schématické rozdělení povodí na dílčí subpovodí a eventuálně i říční úseky pro výpočet postupu povodňové vlny,
b) určení příslušné N-leté srážky na povodí
c) určení zatěžovacího hyetogramu, tj. rozdělení návrhové srážky do kratších, většinou hodinových intervalů
d) určení parametrů odtokových ztrát a stanovení podílu tzv. efektivního deště metodou CN-křivek na základě využívání území a hydrologických charakteristik půd
e) určení parametrů jednotkového hydrogramu na základě fyzicko-geografických parametrů povodí
f) výpočet teoretické povodňové vlny.

Software a dokumentace

Srážkoodtokový model HEC-1 je v současné době implementován do několika softwarových systémů, z nichž nejznámější a nejpoužívanější jsou systémy WMS a HEC-HMS.

WMS je programový systém pro nejrůznější hydrologické výpočty zaměřený zejména na rozsáhlou přípravu vstupních dat pro několik podporovaných srážkoodtokových modelů, které jsou jako vnější procedury systémem spouštěny. Jedná se tedy o jakousi zastřešující nadstavbu a rozhraní pro celou řadu programů, dnes zejména široce používaných v USA (např. HEC-1). Vstupní data v podobě fyzicko-geografických charakteristik povodí jsou odvozována ze vstupního digitálního výškového modelu (DEM) zkoumaného území, tím má tento systém i významné rysy geografického informačního systému (GIS) jakožto základního podpůrného aparátu pro hydrologické modelování v ploše. Možnosti využití prostředků GIS v rámci systému WMS se stále rozšiřují, v nejnovější verzi je podporován ArcGIS pomocí rozhraní ArcObjects.

Systém WMS vznikal v USA v průběhu devadesátých let (nyní je k dispozici verze 7.1) na Birgham Young University. Je šířen komerčně, ale za účelem otestování je možné omezeně funkční verzi stáhnout z internetu z adresy http://www.ems-i.com/WMS/wms.html.

Oproti tomu HEC-HMS je volně k dispozici na internetu (verze 2.2.2 na adrese http://www.hec.usace.army.mil), přičemž nabízí také rozsáhlé možnosti experimentování s modelováním odtoku v rámci srážkoodtokového modelu HEC-1, obsahuje rovněž i velmi dobré optimalizační rutiny. Jinak obecně prostředí programu HEC-HMS nenabízí ani zdaleka tolik možností jako systém WMS, především neobsahuje prostředí GIS pro práci s digitálním výškovým modelem. Pro tyto účely je k dispozici na stejné adrese extenze pro ArcView 3.x s názvem HEC-GeoHMS, která byla dále na úseku hydrologie ČHMÚ rozšířena jako HEC-GeoHMS Add-In.

Vzhledem k tomu, že systém HEC-HMS a veškerý podpůrný software jsou volně k dispozici a tudíž má větší perspektivu pro užívání v hydrologické praxi ČHMÚ, další kapitoly v tomto textu budou zaměřeny právě na tento systém a jeho možnosti využití při výpočtech pomocí modelu HEC-1. Popis modelů je uveden v (US Army Corps of Engineers – 1990, 2000, 2001).

Sestavení hydrologického modelu v prostředí GIS

Dříve než je možné přistoupit k vlastnímu srážko-odtokovému modelování v prostředí HEC-HMS, je nutné sestavit hydrologický model zkoumaného povodí. Pod pojmem hydrologický model povodí si lze představit orientovaný graf, kde body tvoří soutokové uzly říční sítě a povodí reprezentovaná

charakteristickým bodem (např. těžištěm), zatímco linie tvoří úseky říční sítě a spojnice bodů povodí a soutokových uzlů.

Pro účely sestavení hydrologického modelu povodí se využívá extenzí pro ArcView 3.x HEC-GeoHMS a HEC-GeoHMS Add-In, který kromě zmíněného ArcView vyžadují ještě Spatial Analyst, což je nadstavba (extenze) ArcView pro práci s gridovými daty. Vlastní sestavení hydrologického modelu povodí a příprava dat pro export do systému HEC-HMS zahrnuje tyto činnosti:

- příprava digitálního modelu terénu v rámci řešeného území (tvorba hydrologicky korektního výškového modelu, výpočet vektorů stékání atd.),
- odvození rozvodnic a říční sítě,
- určení závěrového profilu povodí, příp. dalších profilů uvnitř řešeného povodí,
- určení finální podoby modelu povodí a říční sítě,
- výpočet fyzicko-geografických charakteristik povodí,
- výpočet doby koncentrace povodí, příp. dalších charakteristik modelu,
- sestavení a export hydrologického modelu povodí pro HEC-HMS.

Příprava vstupních srážkových dat

Pro každé (sub)povodí je možné v HEC-HMS zadat průměrnou srážku na povodí, a to buď:

a) odvozenou z pozorovaných bodových srážek konkrétní srážkové události, nebo
b) určenou statistickými metodami jako N-letou návrhovou srážku (1denní, 2denní atd.).

Srážka se zadává ve formě hyetogramu v určitém kroku (zpravidla hodinovém). Aplikace modelu na pozorovaných srážkových událostech slouží zpravidla:

a) ke kalibraci parametrů modelu, pokud je na daném povodí k dispozici i vodoměrné pozorování, případně
b) k odvození teoretického průběhu povodňové vlny na nepozorovaném povodí.

V případě výpočtu N-leté teoretické povodňové vlny je nutné nejprve odvodit návrhovou N-letou plošnou srážku daného trvání. K dispozici jsou bodové N-leté 1–3denní maximální srážky zpracované do formy rastrových map. (Na obr. 1 je uvedena mapa 1denních 100letých maximálních srážek.)

Průměrná plošná hodnota srážky odvozená z map bodových hodnot je korigována:

- koeficientem přepočtu z fixního časového intervalu na plovoucí časový interval,
- koeficientem redukce závislým na ploše a trvání srážky.

Obtížný metodický problém nastává při konstrukci tzv. zatěžovacího hyetogramu, tzn. v tomto případě rozložení návrhové N-leté plošné srážky o trvání např. 24 hodin do kratších zpravidla hodinových intervalů. Klíčové je zejména určení délky trvání a hodinových intenzit rozhodující, extrémní fáze hyetogramu, která má největší vliv na formování povodně a velikost kulminačního průtoku.

V současné době jsou využívány tyto metody:

a) metoda založená na 100letých hodinových intenzitách dle Trupla (přístup ČHMÚ),
b) metoda založená na zpracování radarových dat a rozdělení území ČR do charakteristických oblastí.

Metoda ad a) je založena na zpracování 100letých hodinových srážek z ombrografických pozorování vyhodnocených Truplem a spočívá v odvození poměrů 100letých hodinových a 1denních srážek. Na základě těchto poměrů je určena maximální pořadnice hyetogramu, která má největší vliv na výsledný tvar povodňové vlny a výslednou hodnotu kulminačního průtoku. Ostatní pořadnice jsou rozděleny symetricky pomocí trojúhelníkového rozložení.

Metoda ad b) vychází ze zpracování radarových dat, kdy bylo zkoumáno časové a prostorové rozložení srážky s dobou opakování 1denního úhrnu delší než 2 roky. Výsledkem je územní rozdělení ČR do 4 charakteristických oblastí, které se liší tvarem návrhového hyetogramu. Byly víceméně

potvrzeny výsledky metody ad a), které ukazují, že v horských a podhorských oblastech jsou extrémní 1denní úhrny tvořeny především z orograficky zesílených srážek, zatímco na ostatním území se jedná o bouřkové přívaly.

Výpočet přímého odtoku – metoda CN-křivek

Program HEC-HMS nabízí několik metod pro výpočet přímého odtoku. Mezi nejpoužívanější pro svoji jednoduchost patří metoda CN-křivek, kdy podle druhu půdního pokryvu a tzv. hydrologické skupiny půdy (charakteristik propustnosti) je určena tzv. hodnota CN (rozsah 0–100) pro dané povodí. Hodnota blízká 100 je u téměř nepropustných ploch, běžné hodnoty CN se pohybují v rozmezí 55-85.

Ve spolupráci s Výzkumným ústavem meliorací a ochrany půdy (VÚMOP) byla v rámci zmíněného grantového projektu připravena nová metodika pro stanovení hydrologických skupin půd. Dle podkladů VÚMOP byly odvozeny gridové vrstvy některých hydrologických charakteristik půd (propustnost, maximální retenční kapacita). Tyto vrstvy mohou nalézt uplatnění v různých oblastech srážko-odtokového modelování, ale především na jejich základě byla aktualizována gridová vrstva hodnot CN pro model HEC-1. Jako podkladová vrstva využívání území (půdního pokryvu), která rovněž slouží pro odvození hodnot CN, byla využita data z projektu CORINE.

Extenze pro ArcView GIS „HEC-GeoHMS Add-In“ umožňuje vypočítat průměrnou hodnotu CN na jednotlivá subpovodí hydrologického modelu, a to na podkladě citované gridové vrstvy CN. Mapa hodnot CN je uvedena na obr. 2.

Výpočet teoretické povodňové vlny

Volba metody transformace přímého odtoku je klíčovou součástí metodického postupu, neboť přímo určuje tvar vlny, a tím i velikost kulminačního průtoku.

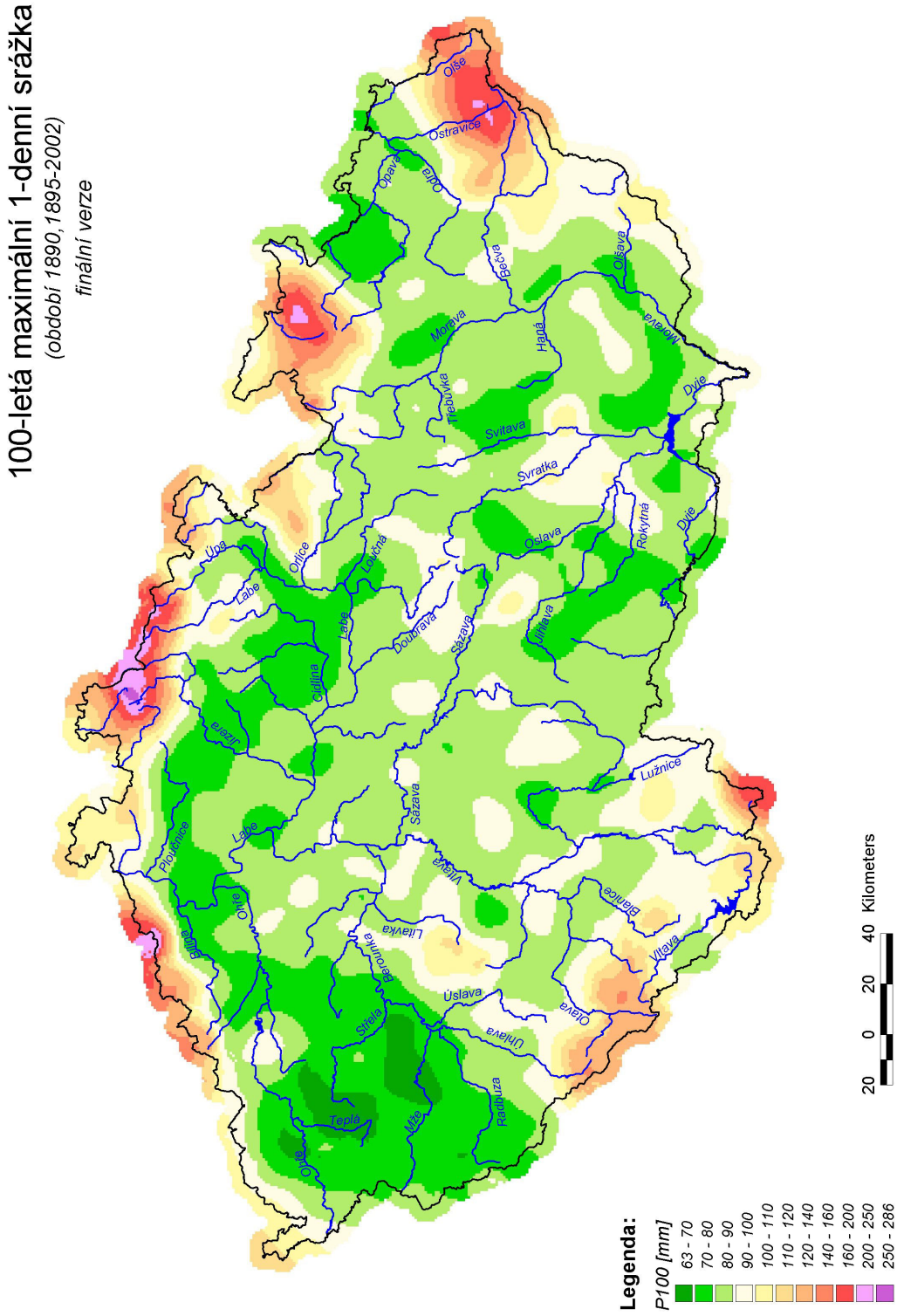
Jako transformační funkci povodí používá model HEC-1 jednotkový hydrogram. Prostředí HEC-HMS nabízí několik typů jednotkových hydrogramů, v praxi ČHMÚ je používán jednotkový hydrogram dle Clarka, který disponuje těmito parametry:

- *TC* – doba koncentrace povodí (hod)
- *R* – tzv. transformační faktor (hod), simulující dobu zadržení vody v povodí (storage coefficient)
- závislost doby dobíhání a velikosti plochy povodí při zasažené celé ploše povodí (tzv. time-area curve)

Parametry *TC* a *R* jsou odhadovány z fyzicko-geografických charakteristik povodí na základě vzorců:
Pro výpočet doby koncentrace je k dispozici několik vzorců, nejpoužívanější je vzorec SCS (Soil Conservation Service v USA) pro odvození tzv. TLAG (časový posun v hodinách mezi výskytem maxima příčinné srážky a výskytem kulminačního průtoku v závěrovém profilu povodí):

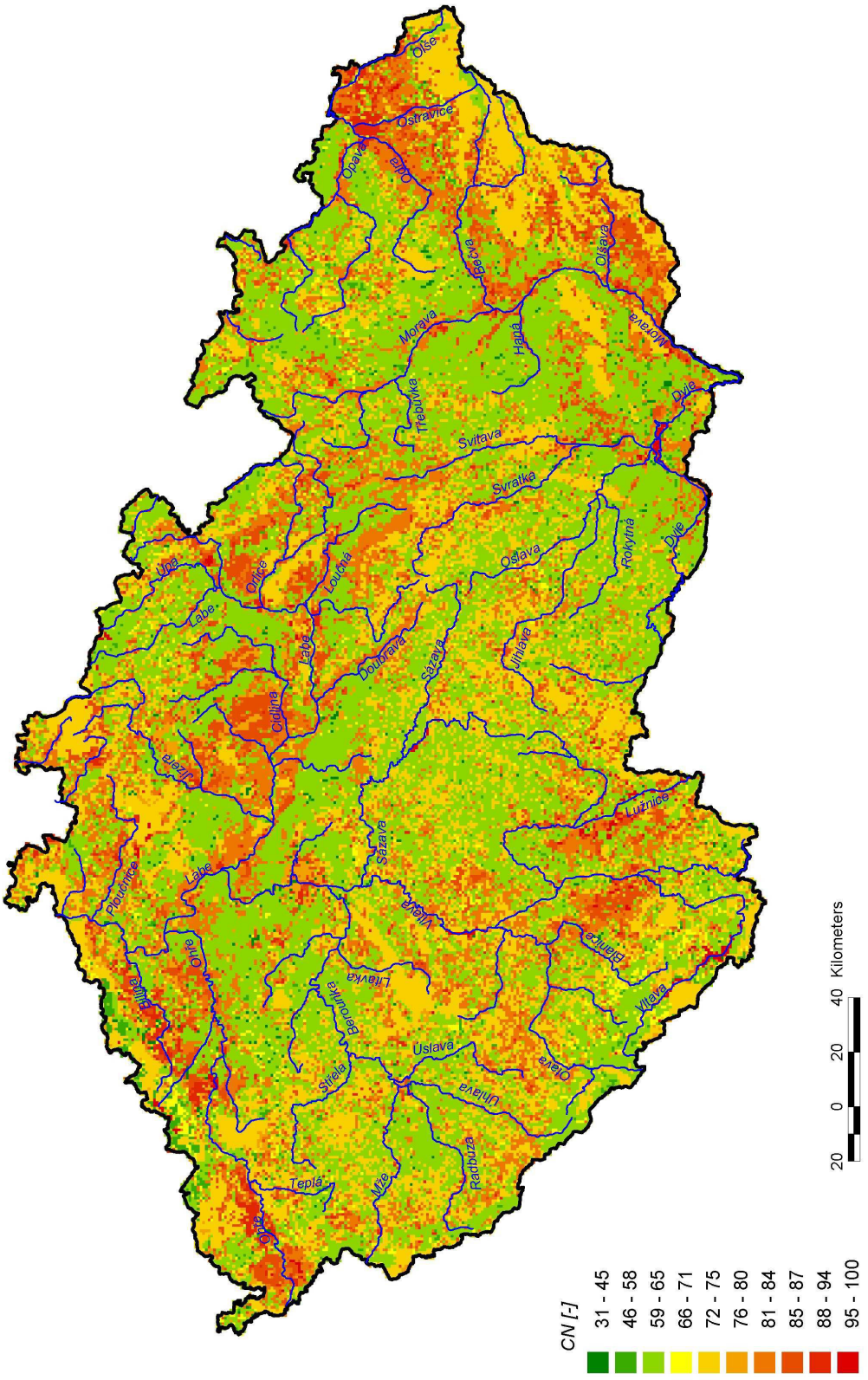
$$T_{LAG} = \frac{L^{0.8}(S+1)^{0.7}}{1900\sqrt{Y}}, \text{ kde} \qquad (1)$$

L délka údolnice k rozvodnici (feet)
S maximální retence povodí (inches)



Obr. 1 Maximální jednodenní srážka s dobou opakování 100 let

Fig. 1 Maximum 100year precipitation with duration 24 hours



Obr. 2 Hodnoty CN na území ČR odvozené na základě nových půdních charakteristik

Fig. 2 CN values on the Czech territory derived from the new soil characteristics

$$S = \frac{1000}{CN} - 10 \qquad (2)$$

Y průměrný sklon povodí v procentech

Doba koncentrace TC je poté odhadnuta jako $1.67*T_{LAG}$. (3)

Extenze pro ArcView „HEC-GeoHMS Add-In“ zahrnuje kromě zmíněného vzorce (1) výpočet doby koncentrace i dle dalších přístupů, na každý je však vhodný pro daný typ podmínek zkoumaného povodí.

Pro určení koeficientu R existuje jen minimum výpočetních vzorců, zpravidla se pro výpočet teoretické vlny na nepozorovaných povodích odhaduje velikost koeficientu R jako n-násobek doby koncentrace:

$R = n \,.\, TC$ (hod), kde (4)

hodnota „n“ se nejčastěji pohybuje v rozmezí intervalu 1,2–2.

Po provedení důkladnější rešerše literatury byl implementován vzorec pro výpočet R ve tvaru:

$$R = A \cdot L^B \cdot S_{1085}^C, \text{ kde} \qquad (5)$$

L je maximální délka toku v povodí v mílích (mi),

S_{1085} je průměrný sklon povodí podél maximální délky toku ve stopách na míli (ft/mi) v úseku mezi 10–85% délky,

A, B, C jsou parametry rovnice odvozené pro stát Illinois v USA (Straub, Melching, Kocher – 2000), které pro podmínky ČR byly upraveny na hodnoty A = 80, B = 0.342, C = -0.79. Podle dosavadních zkušeností dává rovnice (5) vcelku přijatelné výsledky.

PŘÍKLAD 1 – POVODÍ JEZDECKÁ

Jako příklad malého povodí bylo zde vybráno povodí Jezdecká na Černé Desné v Jizerských horách s plochou povodí 4,73 km^2. Je to jedno ze sedmi experimentálních povodí ČHMÚ, kde jsou k dispozici relativně velmi podrobné údaje o spadlých srážkách. Je to proto povodí ideální pro testování srážkoodtokových modelů.

Model povodí je znázorněn na obr. 3, jedná se o nejjednodušší typ modelu, neboť sestává jen z jediného prvku povodí.

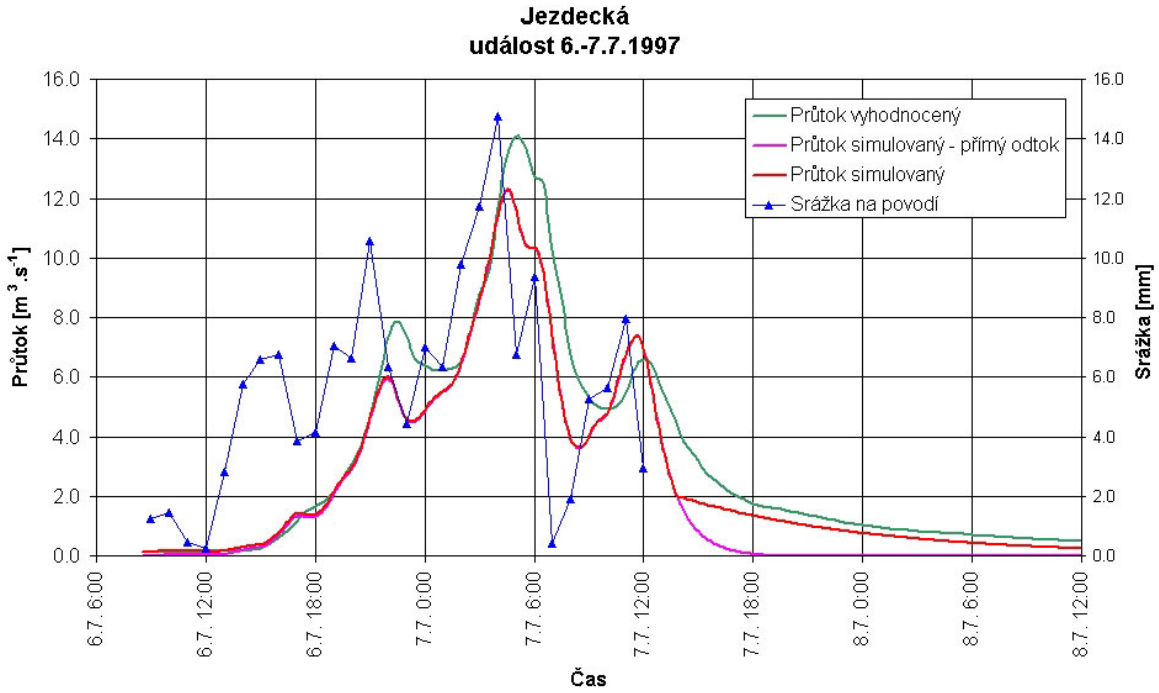
Na obrázcích 4-7 jsou znázorněny simulace vybraných srážkových událostí na povodí Jezdecká, kde parametry modelu byly odhadnuty z fyzicko-geografických charakteristik povodí. Výsledky prokazují celkem uspokojivou shodu simulovaných a dle měrné křivky odvozených průtoků.

Na obr. 8 jsou uvedeny návrhové hyetogramy stanovené dle obou dříve zmíněných metod, a to na podkladě odvozené plošné 100leté 1denní srážky. Odpovídající odtoková odezva je znázorněna na obr. 9.



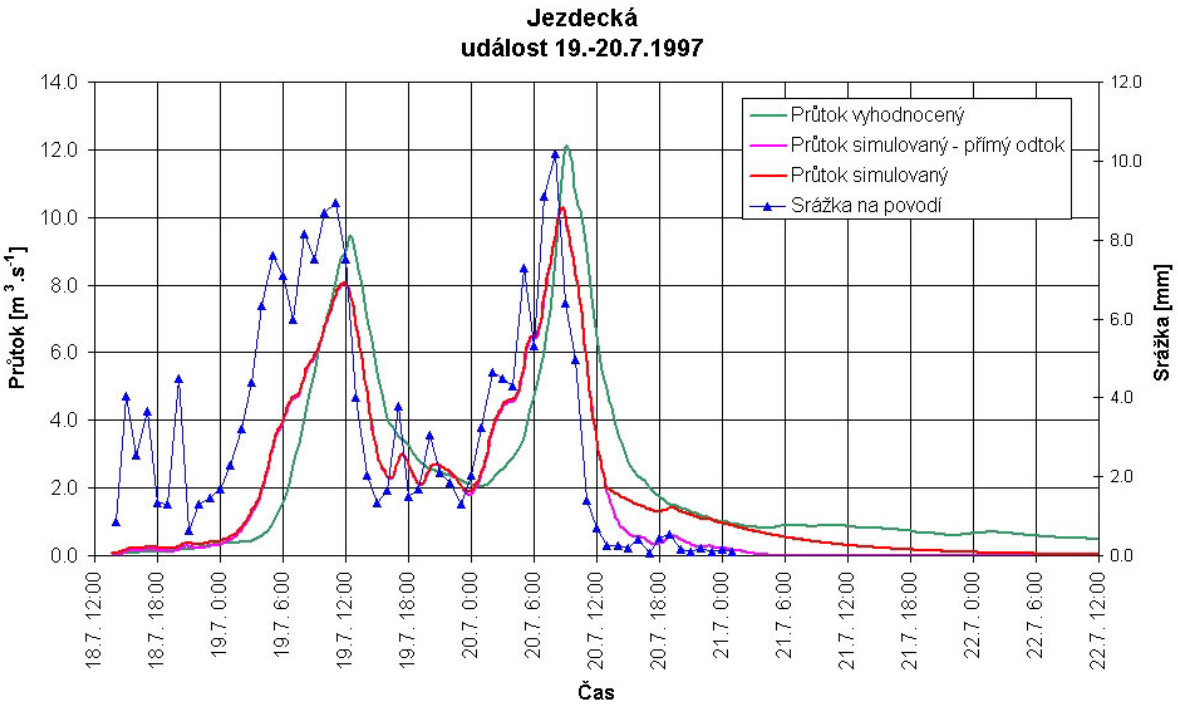
Obr. 3 Hydrologický model povodí Jezdecká po importu do prostředí HEC-HMS

Fig. 3 Hydrological model of Jezdecká catchment after the import into HEC-HMS environment



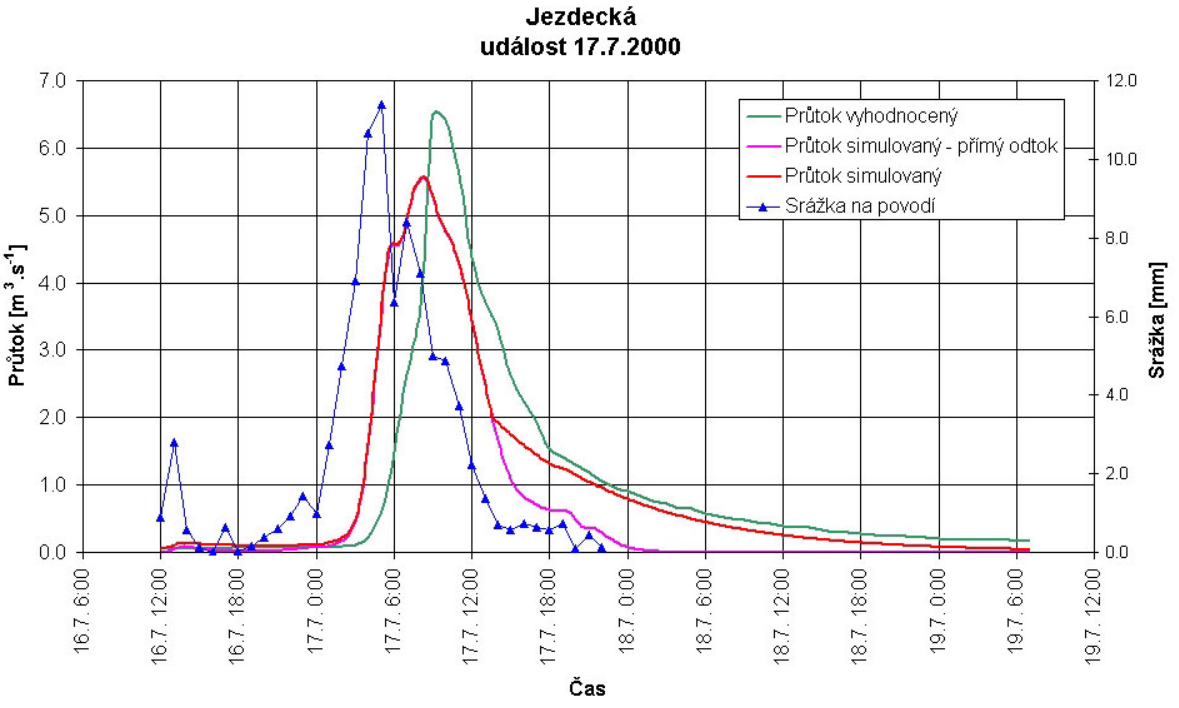
Obr. 4 Simulace povodňové události z 6. – 7. 7. 1997

Fig. 4 Simulation of the flood event 6–7 July 1997



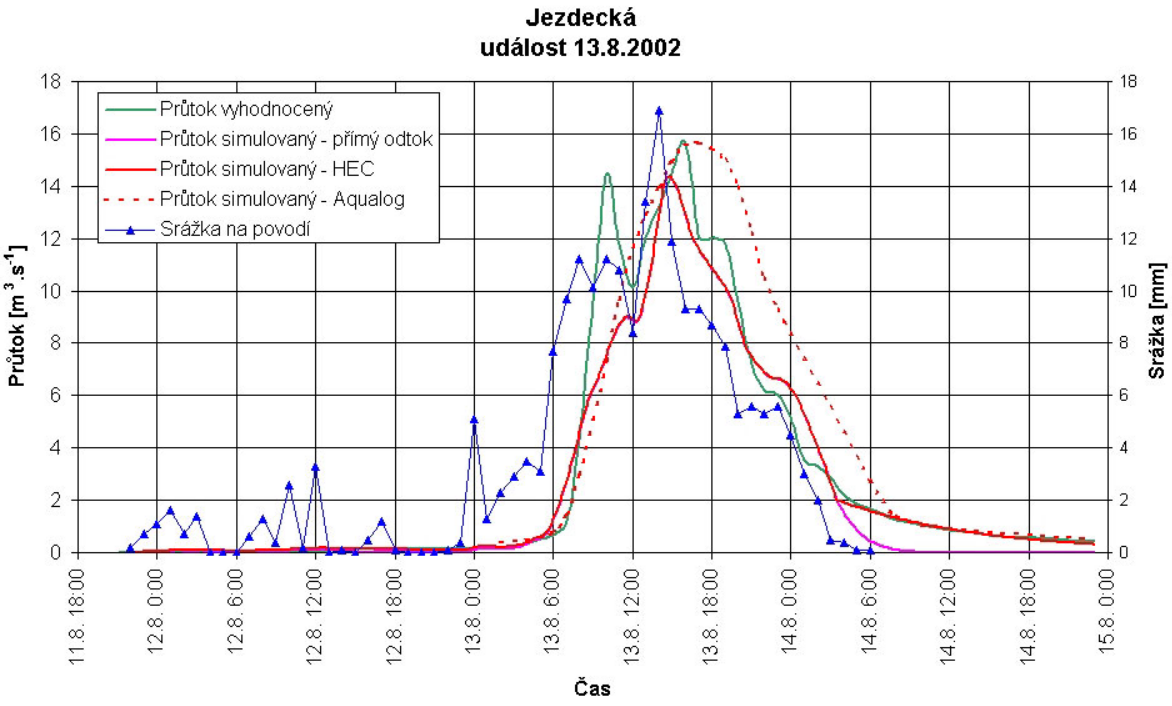
Obr. 5 Simulace povodňové události z 18. – 19. 7. 1997

Fig. 5 Simulation of the flood event 18–19 July 1997



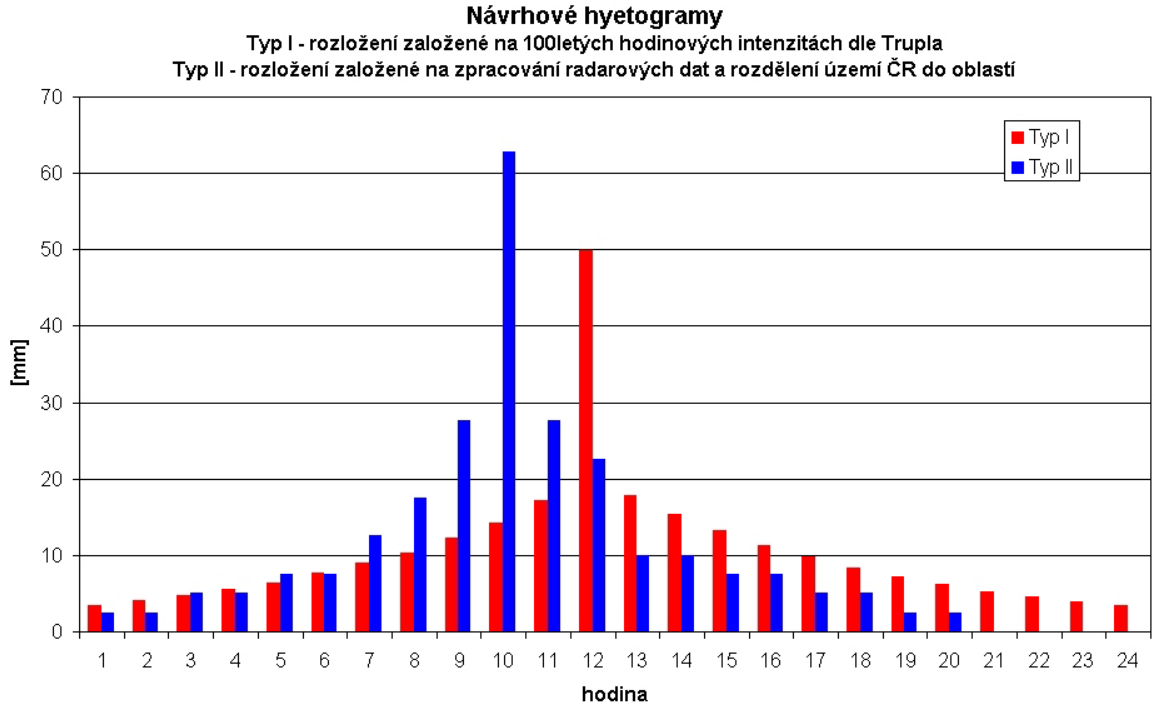
Obr. 6 Simulace povodňové události z 17. 7. 2000

Fig. 6 Simulation of the flood event 17 July 2000



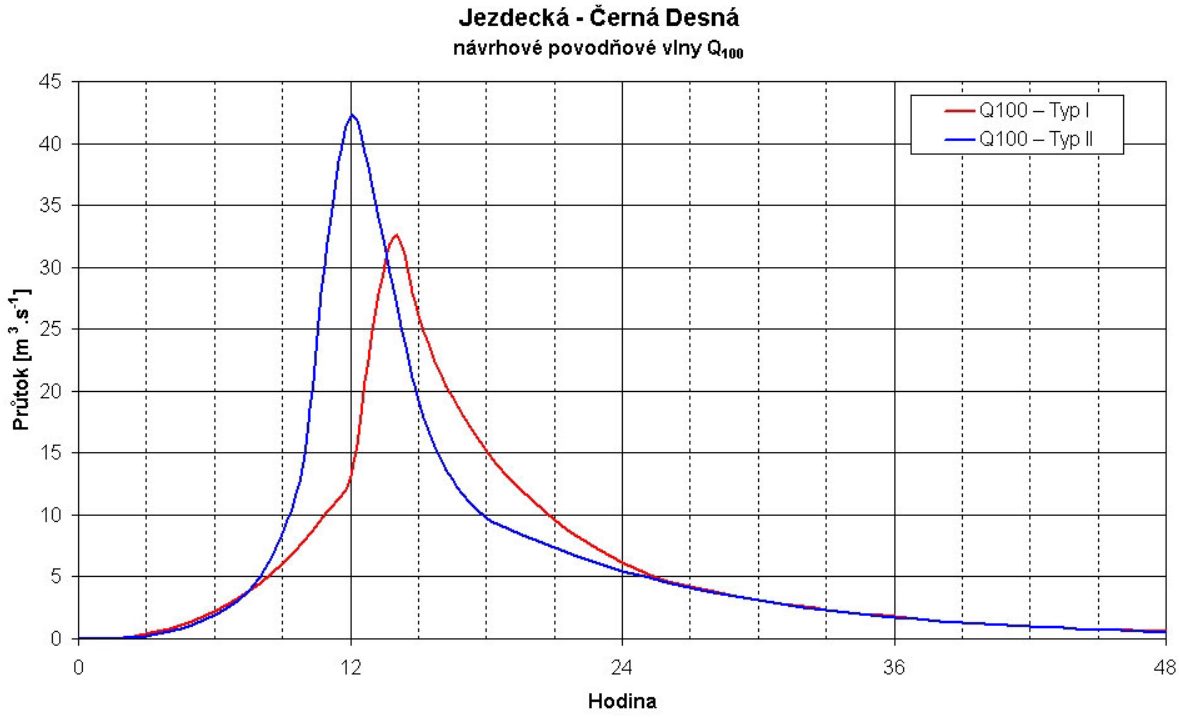
Obr. 7 Simulace povodňové události z 13. 8. 2002

Fig. 7 Simulation of the flood event 13 August 2002



Obr. 8 Návrhové hyetogramy 24hodinové 100leté srážky pro povodí Jezdecká

Fig. 8 Design hyetographs of 100year 24 hours precipitation for Jezdecká catchment



Obr. 9 Teoretické povodňové vlny s dobou opakování 100 let na povodí Jezdecká

Fig. 9 Design hydrographs with 100year recurrence interval for Jezdecká catchment

PŘÍKLAD 2 - NÁVRHOVÁ POVODŇOVÁ VLNA $Q_{10\,000}$ PRO VD ŽLUTICE NA STŘELE

Sestavení hydrologického modelu, odvození parametrů

Hydrologický model byl sestaven v prostředí HEC-GeoHMS, kde byly vypočteny po odvození průběhu rozvodnic na základě digitálního modelu terénu také potřebné fyzicko-geografické charakteristiky všech (pod)povodí a odhadnuty parametry modelu HEC-1.

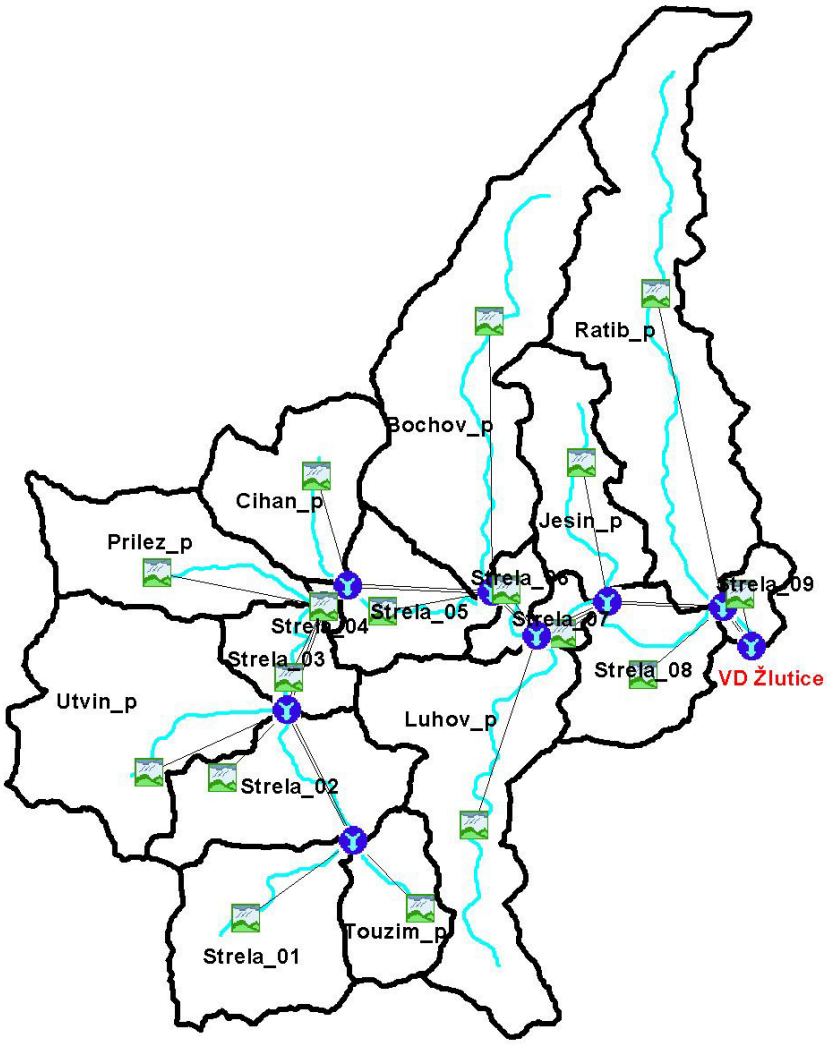
Tab. 1 Základní fyzicko-geografické a hydrologické charakteristiky povodí k hrázi VD Žlutice

Tab. 1 Basic physiogeographical and hydrological characteristics of Žlutice reservoir catchment

Charakteristika	Hodnota	Jednotka
Název	VD Žlutice	
Tok	Střela	
Číslo hydrologického pořadí	1-11-02-0190	
Plocha povodí	214.36	km^2
Průměrná nadm. výška	649	m n. m.
Sklon povodí	0.083	$m.m^{-1}$
Délka údolnice	29.42	km
Sklon údolnice	0.0095	$m.m^{-1}$
Srážka 1931–1980	650	mm
Odtok 1931–1980	188	mm

Charakteristika	Hodnota	Jednotka
Průměrný průtok 1931–1980	1.282	$m^3.s^{-1}$
$P_{10\,000}$ 1denní (korig.)	109	mm
$P_{10\,000}$ 2denní (korig.)	147	mm

Schematizovaný hydrologický model povodí je tvořen celkem 17 prvky představujícími povodí a dále 8 prvky představujícími říční úseky, viz obr. 10.



Obr. 10 Schéma hydrologického modelu povodí Střely po VD Žlutice

Fig. 10 Schema of the hydrological model of Žlutice reservoir catchment

Jako návrhové srážky byly použity plošné srážky trvání 1 den a doby opakování 10 000 let. Byly odvozeny z rastrových map o velikosti pixelu 1000×1000 metrů jako průměr z pixelů na ploše daného povodí. Na výsledné hodnoty srážek byla aplikována plošná redukce a korekce na plovoucí časový interval měření. Prostorové rozdělení srážky bylo uvažováno jako rovnoměrné pro celé povodí.

Návrhové hyetogramy byly odvozeny oběma přístupy uvedenými v předchozím textu a jsou znázorněny na obr. 11. V přístupu v odvození návrhového hyetogramu dle ÚFA AV ČR spadá povodí

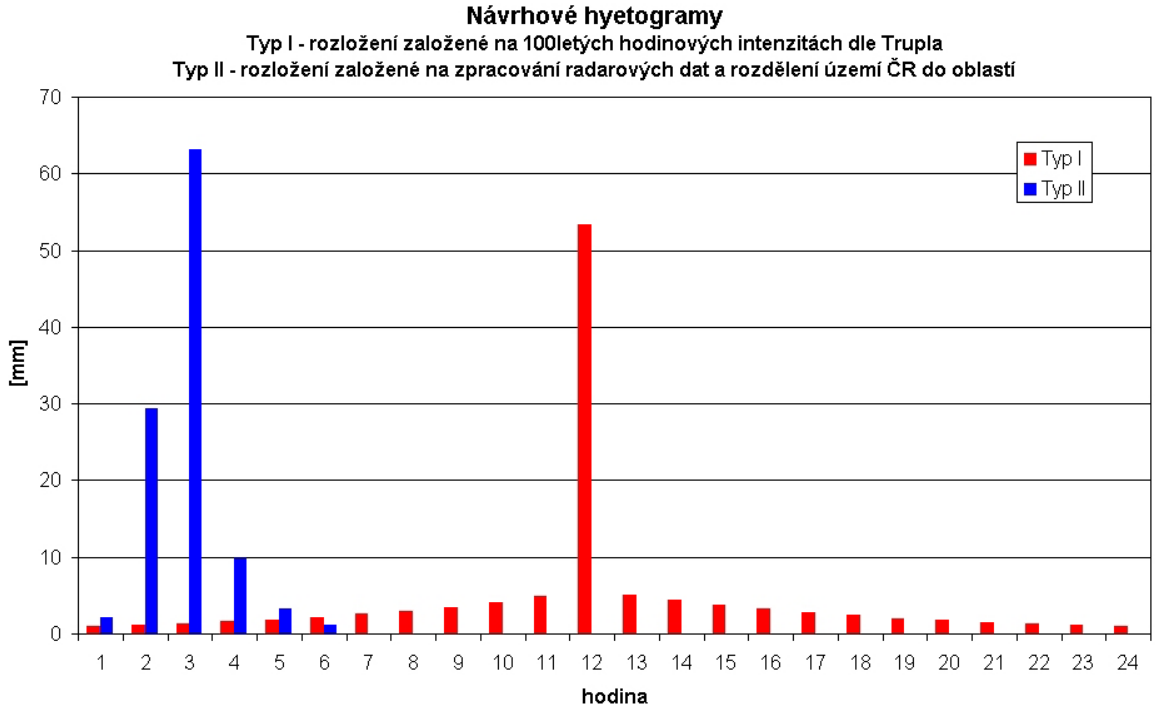
Střely po VD Žlutice do oblasti s výrazným vlivem konvektivních srážek na formování odtoku z malých a středních povodí.

Pro odvození parametrů odtokových ztrát byla použita rastrová mapa hodnot CN, získaných na základě využívání území (projekt Corine Land Cover) a hydrologických charakteristik půd (propustnost, max. retenční kapacita). Byly vždy určeny průměrné hodnoty CN na každé (pod)povodí s tím, že nebyly uvažovány počáteční ztráty.

Parametry jednotkového hydrogramu, tj. doba koncentrace povodí TC a tzv. „storage“ koeficient R charakterizující dobu zdržení vody v povodí (Clarkův model) byly určeny na základě fyzicko-geografických charakteristik povodí. Pro výpočet časového posunu a odhad transformace povodňové vlny v říčních úsecích byla použita metoda Muskingum.

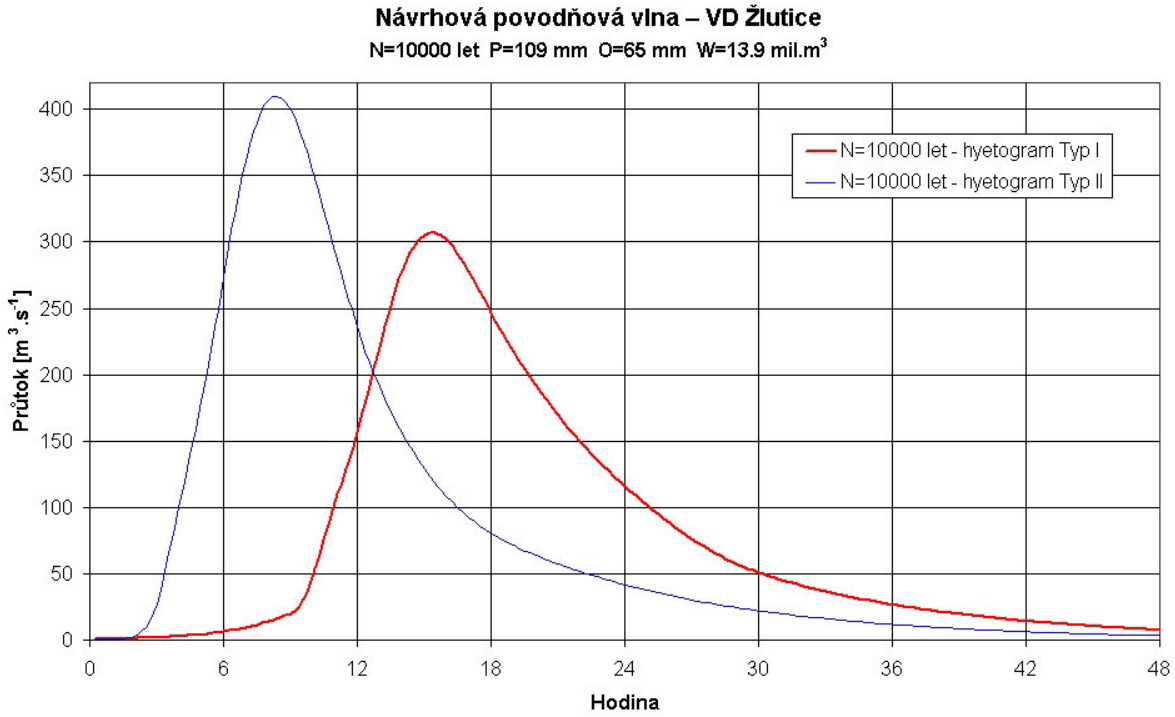
Odvození teoretických návrhových povodňových vln

Na základě obou typů hyetogramů (obr. 11) byly odvozeny teoretické návrhové povodňové vlny s dobou opakování N=10 000 let. Jejich průběh je znázorněn na obr. 12. Obě návrhové povodňové vlny mají shodný objem (vychází ze shodného celkového objemu srážek), liší se však výrazně v tvaru hydrogramu, přičemž vlna odvozená z hyetogramu dle metody ÚFA AV ČR má vyšší kulminaci a rychlejší nástup, což je dáno tvarem návrhového hyetogramu.



Obr. 11 Návrhové hyetogramy 24hodinové srážky s periodicitou 0.0001 pro povodí VD Žlutice

Fig. 11 Design hyetographs of 24 hours precipitation with 0.0001 periodicity for Žlutice reservoir catchment



Obr. 12 Teoretické povodňové vlny s peridicitou 0.0001 pro profil VD Žlutice

Fig. 12 Design hydrographs with 0.0001 periodicity for Žlutice reservoir catchment

ZÁVĚR

Kulminační průtok výsledné teoretické povodňové vlny stanovené na základě zatěžovacího hyetogramu návrhové srážky o době opakování N nemusí být nutně charakterizován stejnou dobou opakování N. Objem povodňové vlny by však u srážek s malou pravděpodobností výskytu měl mít shodnou dobu opakování jako návrhová srážka. Tvar výsledné vlny je silně determinován tvarem hyetogramu, je tudíž snahou stanovit co nejnepříznivější hyetogram.

Metodický postup založený na modelu HEC-1 lze zhodnotit takto:

a) Obecně je použitelný spíše pro menší povodí (cca do 500 km^2) horského a podhorského typu, příp. všude tam, kde jsou velikost a tvar povodňové vlny formovány morfologií terénu v povodí a hydraulicko-morfologické charakteristiky koryt a inundací hrají spíše podružnou roli.
b) V otázce návrhových srážek je nejsložitější otázkou definice vhodného návrhového hyetogramu pro dané povodí. V textu jsou zmíněny dvě metody odvození návrhového hyetogramu, které bude ale ještě třeba více prověřit v praxi.
c) Ke stanovení přímého odtoku (odtokových ztrát) byla i přes její nedostatky doporučena metoda CN-křivek, neboť je dobře aplikovatelná na nepozorovaná povodí a veškerá vstupní data jsou dnes již k dispozici. Otázkou zůstává další prověření hodnot CN odvozených empiricky z dat využívání území a hydrologických skupin půd, a to na konkrétních pozorovaných událostech, a jejich případná korekce.
d) Pro odhad parametrů jednotkového hydrogramu pro transformaci přímého odtoku jsou k dispozici regresní vztahy s vazbou na fyzicko-geografické charakteristiky povodí, které se zatím plně osvědčily.

Celkově je nutné konstatovat, že zmíněný metodický postup je založen na odvozování teoretických povodňových vln z přívalových či silně orograficky zesílených srážek, tedy se jedná o povodně vyskytující se převážně v letní polovině roku. Pro odvozování teoretických povodní zimního typu by bylo nutné zpracovat maximální srážky zvlášť za obě poloviny roku (zimní, letní), revidovat a

případně doplnit údaje o výšce a vodní hodnotě sněhové pokrývky a připravit metodický postup pro výpočet odtoku z tání sněhové pokrývky. Otevřenou otázkou dále zůstává metoda odvození návrhových hyetogramů, jejíž aktualizace závisí na okamžiku ukončení revize ombrografických pozorování v ČHMÚ a zpracování N-letých maximálních srážek kratšího trvání.

Literatura:

Janeček, M. (1998): Použití metody čísel odtokových křivek CN k navrhování protierozních opatření. Praha, VÚMOP.

Kulasová B., Šercl P., Boháč M. (2004): Projekt QD1368 „Verifikace metod odvození hydrologických podkladů pro posuzování bezpečnosti vodních děl za povodní". Závěrečná zpráva. Praha, ČHMÚ.

Straub T. D., Melching C. S., Kocher K. E. (2000): Equations for Estimating Clark Unit-Hydrograph – Parameters for Small Rural Watersheds in Illinois. Water-Resources Investigations Report 00-4184. Urbana, Illinois, U.S. Geological Survey.

Trupl, J. (1958): Intensity krátkodobých dešťů v povodích Labe, Odry a Moravy. Praha, VÚV.

US Army Corps of Engineers (1990): HEC-1 - Flood Hydrograph Package, User Manual.

US Army Corps of Engineers (1994): Flood-Runoff Analysis. Engineer manual EM 1110-2-1417. Washington, DC 20314-1000.

US Army Corps of Engineers (2000): Geospatial Hydrologic Modeling Extension HEC-GeoHMS, user's manual, http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-hms/hechms-geohms.html.

US Army Corps of Engineers (2000): Hydrologic Modeling System HEC-HMS, technical reference manual, http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-hms/hechms-document.html.

US Army Corps of Engineers (2001): Hydrologic Modeling System HEC-HMS, user's manual, http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-hms/hechms-document.html.

Autor

Ing. Petr Šercl, Český hydrometeorologický ústav, Na Šabatce 17, Praha 4 – Komořany, sercl@chmi.cz

BIOTICKÝ A ABIOTICKÝ HYDROLOGICKÝ CYKLUS

Miloslav Šír, Ľubomír Lichner, Miroslav Tesař

V příspěvku je vyhodnocena produkce entropie v hydrologickém cyklu na lokalitě Zábrod – louka na Šumavě v období 27.5. až 30.9.1992. V případě, kdy je uvažována potenciální transpirace (biotický cyklus), je produkce entropie vyšší o 2,2 % než produkce entropie v podmínkách silně omezené transpirace vlivem nedostatku vody (abiotický cyklus). Toto zjištění je v souladu s teorií, že transpirace rostlin se podílí na celoplanetární autoregulaci klimatu a hydrologického cyklu tím, že maximalizuje produkci entropie. Produkce entropie v hydrologickém cyklu (0,81 $W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$) je blízká hustotě entropického toku Země (1,05 $W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$) stanovené z astrofyzikálních výpočtů.

Klíčová slova: hydrologický cyklus, transpirace rostlin, produkce entropie

Biotic and abiotic hydrologic cycle. *Production of an entropy in the hydrologic cycle was evaluated in the locality Zábrod – louka meadow (Bohemian Forest, Czech Republic) in the period from 27 May till 30 September 1992. Two contrast cases are analysed: (1) Plant transpiration is equal to the potential one – it is a case of biotic cycle. (2) Plant transpiration is strongly limited due to a water shortage – it is a case of abiotic cycle. The entropy produced in the biotic cycle was higher by 2.2 % than that produced in the abiotic cycle. This fact indicates that the dissipative processes within the hydrologic cycle (e.g., plant transpiration) are aimed to the states in which the production of entropy is maximal.*

Key words: hydrologic cycle, plant transpiration, entropy production

ÚVOD

Dosud ne zcela poznané mechanismy vyrovnávají teplotu Země v čase a prostoru tak, že ji udržují daleko od rovnováhy se zdrojem tepla ze Slunce a s ochlazováním Země do vesmíru. Součástí těchto pochodů je i pohyb vody na planetě. Voda slouží jako chladivo v evaporačně kondenzačním cyklu. Při výparu vody z teplých míst se teplo spotřebovává na výpar – uschovává do latentního výparného tepla, čímž se Země chladí. Při kondenzaci vodní páry na chladných místech se latentní teplo naopak uvolňuje a Země se ohřívá (Pokorný, 1997, 2001, Rippl, 1995). Oběh tepla je tedy provázen oběhem vody – hydrologickým cyklem. Podstatnou složkou výparu na pevninách ve vegetační sezóně je transpirace rostlin.

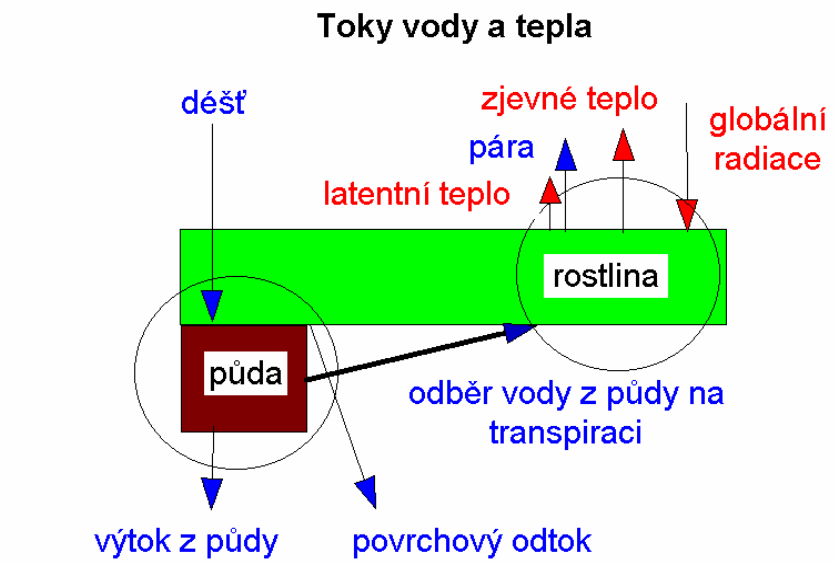
Kondenzačně-evaporační cyklus přiklání malý hydrologický cyklus většinou do podoby typických, jen málo odlišných, ročních cyklů. Přesto se však občas vyskytne rok se zcela netypickým průběhem srážkové činnosti. Tomu pak odpovídá i pozměněný průběh odtoku. V hydrologickém cyklu pevnin lze rozlišit dva odlišné režimy: (1) biotický režim ovlivněný transpirující vegetací, (2) abiotický režim, který nastupuje ve třech typických situacích: (1) nedostatek vody v cyklu způsobuje zastavení transpirace rostlin, (2) nedostatek tepla v cyklu způsobuje snížení transpirace rostlin, (3) přebytek vody v cyklu vede k hydraulickému kolapsu retence vody v půdě.

Pohyb atmosféry a hydrologický cyklus Země pohání sluneční radiace, která dopadá na Zemi plošně a časově nerovnoměrně. Celkový zářivý příkon Země je v průměru $1{,}23 \cdot 10^{17}$ W. V okolí vlnových délek odpovídajících záření těles s teplotou Slunce a Země je atmosféra Země dobře propustná, a proto je tento výkon opět vyzářen, takže se průměrná teplota Země nemění. Země je v dynamicky rovnovážném stavu, kdy vyzařuje tolik energie, kolik pohltí. V důsledku odlišnosti teploty dopadající energie ze Slunce 5800 K a teploty energie vyzařované Zemí 290 K dochází k produkci entropie při transformaci slunečního záření na teplo. Vztaženo na 1 m^2 Země je hustota entropického toku 1,05 $W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$. Lidstvo spotřebovává energii přibližně 10^{13} W, čímž produkuje entropii $6 \cdot 10^{-5}$ $W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$ (Maršík, Dvořák, 1998).

Na Zemi jsou podstatným zdrojem entropie fázové přeměny vody. Jedna z těchto přeměn, výpar v důsledku transpirace rostlin, je biologickým procesem. To zásadně odlišuje transpiraci od prostého výparu z vody nebo půdy. V našem příspěvku studujeme rozdíly v biotickém a převážně abiotickém hydrologickém cyklu na lokalitě Zábrod – louka na Šumavě. Důvodem abiotického chování je nedostatek vody pro transpiraci. Měřítkem odlišnosti cyklů je produkce entropie.

RETENČNĚ-EVAPOTRANSPIRAČNÍ JEDNOTKA

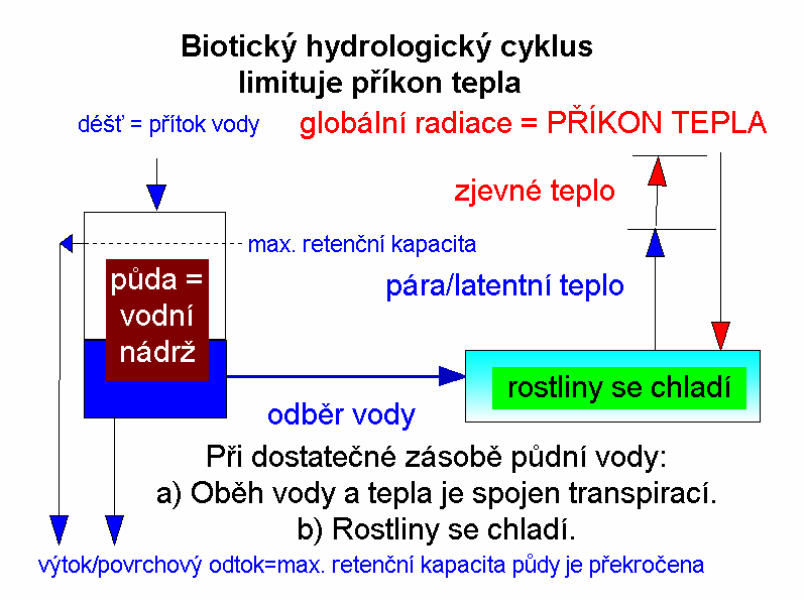
Výměna vody mezi půdou a rostlinami je studována na základě úvah o transformaci slunečního záření v latentní a zjevné teplo. Vazby oběhu vody a tepla mezi atmosférou, půdou a rostlinami ukazuje obr. 1. Hybatelem oběhu vody je příkon globální radiace na rostlinný kryt. Ten v kombinaci s teplem ve vzduchu způsobuje ohřívání rostlin. Z ohřátých rostlin vyzařuje do atmosféry zjevné teplo. Pokud odvod zjevného tepla z porostu není dostatečný, brání se rostliny přehřátí nad určitou optimální teplotu transpirací (Pražák a kol., 1994). Při ní dochází k ochlazení rostlin a přízemní vrstvy vzduchu vlivem odběru skupenského výparného tepla (latentního tepla). Rostliny čerpají vodu pro transpiraci z kořenové zóny půdy. Je-li vody v půdě nedostatek, k transpiraci nedochází, rostliny se nechladí, a dochází proto k zahřívání atmosféry. Toto těsné spojení oběhu vody a tepla mezi atmosférou, půdou a rostlinami – retenčně-evapotranspirační jednotka RETU – tvoří základ hydrologického cyklu pevnin v teplé části roku (Eliáš et al., 2000, 2002, Šír et al., 2004a).



Obr. 1 Oběh vody a tepla mezi atmosférou, půdou a rostlinami
Fig. 1 Water and heat circulation in the atmosphere – plant – soil system

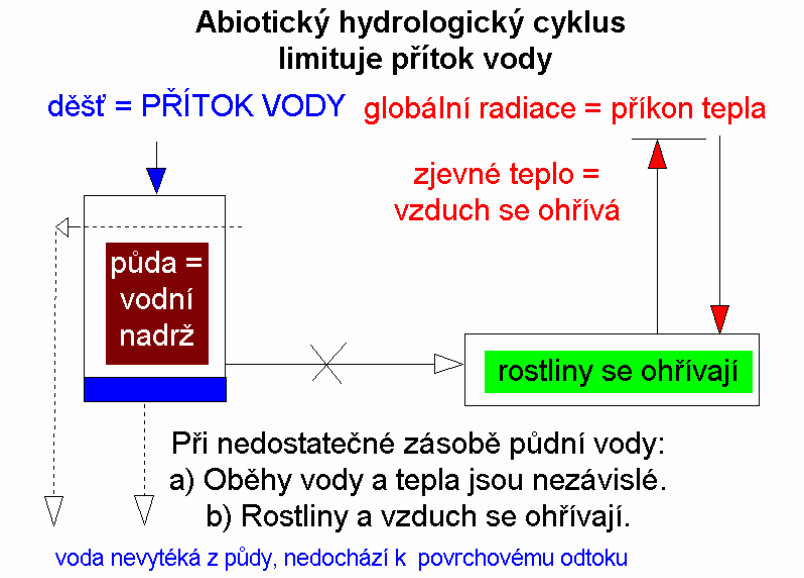
Obr. 1 ukazuje, že v RETU je jediná vazba oběhu vody a tepla, a to odběr vody z půdy na transpiraci rostlin. Je-li v půdě dostatek vody, mohou rostliny transpirovat dle svých potřeb. Půda slouží jako nádrž chladiva a rostliny se chovají jako chladič, kterým se snižuje teplota listů. Potřeba transpirační vody je určována fyziologickými nároky rostlin. Oběh vody je tedy úplně určen reakcí rostlin na příkon tepla ze slunečního záření. V takovém případě se jedná o biotický hydrologický cyklus (obr. 2). Naproti tomu, pokud je vody v půdě málo, rostliny netranspirují, takže jejich životní aktivita se v hydrologickém cyklu nijak neprojevuje. Jedná se tedy o abiotický hydrologický cyklus (obr. 3). Příkon slunečního záření nezpůsobuje oběh vody, takže oběhy tepla a vody jsou navzájem nezávislé. Veškeré pohlcené sluneční záření se mění ve zjevné teplo. Hydrologický cyklus v přechodovém klimatu, typickém pro přírodní podmínky ČR, se skládá z úseků biotických (v půdě je dostatek vody) a abiotických (půda je proschlá). Z hlediska vodního režimu půd koincidují biotické úseky hydrologického cyklu s perkolačními fázemi a abiotické úseky s výsušnými oddíly akumulačních fází (Tesař et

al., 2001). Vodní režim půd spoluurčuje rovněž vodní režim celého povodí a formování odtoku (Tesař et al., 2004a, b). Životní aktivita rostlin tedy prostřednictvím transpirace a chlazení/ohřívání atmosféry určuje podobu vodního hospodářství krajiny (Šír et al., 2004b).



Obr. 2 Biotický hydrologický cyklus

Fig. 2 The biotic hydrologic cycle



Obr. 3 Abiotický hydrologický cyklus

Fig. 3 The abiotic hydrologic cycle

EXPERIMENTÁLNÍ PLOCHA

Experimentální plocha Zábrod – louka se nachází v oblasti Vimperské vrchoviny, která svou jihovýchodní částí zasahuje do CHKO a NP Šumava. Území je součástí moldanubického masivu. Lokalita je využívána jako trvalý travní porost, v roce 1976 byla odvodněna systematickou trubní drenáží, genetický půdní představitel je hnědá půda kyselá slabě oglejená. Poloha: 13º 41´ 45´´ východní délky, 49º

04´ 15´´ severní šířky, 788 m n. m. Na experimentální ploše jsou osazeny automatické monitorovací stanice pro kontinuální měření teploty vzduchu, půdy, tenzometrických tlaků v půdě, vlhkosti půdy a chodu srážek. Globální radiace se měří v blízké meteorologické stanici ČHMÚ na Churáňově.

VÝSLEDKY

Ve vegetační sezóně 27.5. až 30.9.1992 na experimentální ploše Zábrod – louka byla vypočtena produkce entropie pro převážně abiotický a zcela biotický hydrologický cyklus. Charakteristiky sezóny přináší tab. 1. Celá sezóna byla vyjimečně teplá a suchá. Při výpočtu biotického hydrologického cyklu byl ignorován nedostatek půdní vody, takže výpočet zjevného tepla, latentního tepla a teploty rostlinného krytu vycházel z potenciální transpirace. V převážně abiotickém hydrologickém cyklu se uvažovala skutečná transpirace. Zdrojem transpirační vody byly převážně srážky. V tab. 2 jsou výsledky výpočtu pro typický den 3.8. 1992. Tab. 3 přináší souhrnné výsledky za celé období 27.5. až 30.9.1992. Produkce entropie je počítána pro denní období od 5 do 20 hodin.

Tab. 1 Charakteristiky studovaného časového období (27.5. až 30.9.1992) na ploše Zábrod – louka

Tab. 1 Characteristics of the studied time period (27.5. – 30.9.1992) in the locality Zábrod – louka meadow

sezóna	1992
trvání	27.5. – 30.9.
počet dní	127
srážky (mm)	204
průměrná teplota vzduchu (°C) od 5 do 20 hod	14,3
globální radiace ($MJ \cdot m^2$)	2210
pohlcená globální radiace ($MJ \cdot m^2$)	1658
odražená globální radiace ($MJ \cdot m^2$)	552

Celková entropie je součtem entropie latentního tepla (skupenské přeměny vody v páru) a entropie zjevného tepla (přeměny slunečního záření na zjevné teplo). Produkce entropie, vznikající transformací slunečního záření na zjevné teplo, se stanovuje jako podíl zjevného tepla vyzařovaného z rostlinného porostu do atmosféry a teploty porostu. Produkce entropie, vznikající skupenskou přeměnou vody v páru při transpiraci rostlin, se určuje jako podíl latentního tepla a teploty porostu. Zjevné teplo, latentní teplo a teplota porostů se stanovuje pomocí teorie chlazení rostlin (Pražák a kol., 1994). Pro výpočet se užívají měřené hodnoty teploty přízemní vrstvy vzduchu, globální radiace a tenzometrického tlaku půdní vlhkosti v kořenové zóně. Je-li tenzometrický tlak v kořenové zóně menší než –60 kPa, transpirace se zastavuje v důsledku nedostatku vody.

Tab. 2 Produkce entropie dne 3.8.1992 na ploše Zábrod – louka

Tab. 2 Entropy production in the locality Zábrod – louka meadow on 3 August, 1992

3.8.1992 od 5 do 20 hodin	biotický cyklus	abiotický cyklus
transpirace (mm)	7,8	0
latentní teplo ($MJ \cdot m^{-2}$)	14,61	0
zjevné teplo ($MJ \cdot m^{-2}$)	3,29	17,90
celková entropie ($Wh \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$)	17,05	15,84
entropie latentního tepla ($Wh \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$)	16,34	0
entropie zjevného tepla ($Wh \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$)	0,71	15,84

Tab. 3 Produkce entropie v studovaném časovém období (27.5. až 30.9.1992) na ploše Zábrod – louka

Tab. 3 Entropy production in the locality Zábrod – louka meadow in the studied time period (27.5. – 30.9.1992)

27.5. – 30.9.1992 od 5 do 20 hodin	biotický cyklus	abiotický cyklus
transpirace (mm)	310	121
latentní teplo ($MJ \cdot m^{-2}$)	698	274
zjevné teplo ($MJ \cdot m^{-2}$)	958	1382
celková entropie ($W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$)	0,81	0,80
entropie latentního tepla ($W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$)	0,34	0,14
entropie zjevného tepla ($W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$)	0,47	0,66

DISKUSE

Země je zřejmě globálním autoregulačním systémem. Autoregulace Země je umožněna disipací nízkoentropické energie ze Slunce. O povahu autoregulačních mechanismů se vedou zásadní vědecké spory (Kirchner 2002, 2003, Lovelock, 2003, Volk, 2002, 2003a, 2003b). Lovelock formuloval teorii (Lovelock, 1979, 2001, 2003), že autoregulace v planetárním měřítku je emergentní vlastností bioty (Gaia). Vyšel z poznatku, že zemská atmosféra je biologického původu. Kyslík, dusík, oxid uhličitý a další atmosférické plyny jsou totiž reaktivní, složení atmosféry se navzdory vzájemným reakcím udržuje vysoce přesně regulovanou biologickou produkcí plynů. Podnětem pro formulaci teorie Gaia byl fakt, že biologická produkce plynů reaguje na zvětšující se svítivost Slunce (za 3,4 miliardy let o asi 30 %) tak, že se úměrně snižuje skleníkový efekt atmosféry. V důsledku této proměny složení atmosféry je regulována i zemská teplota tak, že v průběhu života na Zemi nikdy nevybočila z mezí vhodných pro život.

Teorie Gaia podnítila širokou diskusi, která vyústila ve formulaci nulových hypotéz. Jedna z nich je, že autoregulační funkce bioty se musí projevovat zvýšením produkce entropie oproti poměrům bez života, příp. bez autoregulační funkce života (Kleidon et al., 2000, Kleidon, 2002, 2004, Lenton, 2002, Lenton, Wilkinson., 2003). V naší práci jsme dokázali, že biotický hydrologický cyklus vede k větší produkci entropie než cyklus abiotický a to v rámci jednoho dne (tab. 2) i vegetační sezóny trvající 127 dní (tab. 3). Je proto pravděpodobné, že autoregulační funkce bioty v měřítku povodí je tím potvrzena, a to metodicky nezávisle na pracích, ve kterých byla formulována.

V práci (Chlebek, Jařabáč, 1988) byla experimentálně potvrzena autoregulační funkce lesních porostů v hydrologickém cyklu v měřítku povodí (přírodní kompenzační tendence) již v roce 1988: „Výzkum srážkově odtokových vztahů v beskydských experimentálních povodích poskytl poznatek, že postupné obnovní zásahy na méně jak 50 % plochy povodí roční odtoková množství neovlivnily. Teprve při překročení této plochy je možné pozorovat tendenci k mírnému zvýšení odtoků (...), ale o příčinách těchto změn zatím není možné jednoznačně rozhodnout. Pravděpodobné je vysvětlení, že potlačení (...) výparů ve prospěch odtoku vody nastává, je-li nárazově postižen celý ekosystém. Při postupné obnově porostů se může dlouhodobě uplatňovat přírodní kompenzační tendence podporující stálost vodní komponenty lesního prostředí."

ZÁVĚRY

Produkce entropie ve zcela biotickém hydrologickém cyklu v období 27.5. až 30.9.1992 na lokalitě Zábrod – louka je vyšší o 2,2 % než produkce entropie v téměř abiotickém hydrologickém cyklu na téže lokalitě ve shodném období. V extrémně teplém dni byla větší dokonce o 6,8 %. Což podporuje teorii, že životní aktivita rostlin se podílí na celoplanetární autoregulaci klimatu a hydrologického cyklu. Celková entropie biotického hydrologického cyklu 0,81 $W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$ je blízká hustotě entropického toku Země 1,05 $W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$ stanovené z astrofyzikálních výpočtů (Maršík, Dvořák, 1998).

Poděkování

Výzkum podporuje AVČR (IBS2060104, AV0Z20600510). Za dlouholetou a podnětnou diskusi autoři děkují A. Chlebkovi a M. Jařabáčovi.

Literatura

Eliáš, V., Kubík, F., Lichner, Ľ., Pražák, J., Syrovátka, O., Šír, M., Tesař, M. (2000): Retenčně evapotranspirační jednotka. In: Bucek, J., Tesař, M. (eds.) Sborník konference Hydrologické dny 2000 – Nové podněty a vize pro příští století, Plzeň 18. – 21. září 2000. ČHMÚ, Praha, 299 – 306.

Eliáš, V., Tesař, M., Šír, M., Syrovátka, O. (2002): Stabilita a extremalizace hydrologického cyklu pramenných oblastí. In: Patera, A., Váška, J., Zezulák, J., Eliáš, V. (eds.): Povodně: prognózy, vodní toky a krajina. Fakulta stavební ČVUT v Praze a Česká vědeckotechnická vodohospodářská společnost, Praha, 363 – 385.

Chlebek, A., Jařabáč, M. (1988): Důsledky porostních obnov na odtok vody z beskydských experimentálních povodí. Zprávy lesnického výzkumu, 4, 7 – 12.

Kirchner, J. W. (2002): The Gaia hypothesis: Fact, theory, and wishful thinking. Climatic Change, 52, 391 – 408.

Kirchner, J. W. (2003): The Gaia hypothesis: Conjectures and refutations. Climatic Change, 58, 21 – 45.

Kleidon, A., Fraedrich, K., Heimann, M. (2000): A green planet versus a desert world: Estimating the maximum effect of vegetation on the land surface climate. Climatic Change, 44, 471 – 493.

Kleidon, A. (2002): Testing the effect of life on Earth's functioning: How Gaian is the Earth system? Climatic Change, 52, 383 – 389.

Kleidon, A. (2004): Beyond Gaia: Thermodynamics of life and Earth system functioning. Climatic Change, 66, 271 – 319.

Lenton, T. M. (2002): Testing Gaia: The effect of life on Earth's habitability and regulation. Climatic Change, 52, 409 – 422.

Lenton, T. M., Wilkinson, D. M. (2003): Developing the Gaia theory. Climatic Change, 58, 1 – 12.

Lovelock, J. E. (1979): Gaia. Oxford University Press. Oxford.

Lovelock, J. E. (2001): Gaia – nový pohled na život na Zemi. Abies, Tulčík.

Lovelock, J. (2003): Gaia and emergence. Climatic Change, 57, 1 – 3.

Maršík, F., Dvořák, I. (1998): Biotermodynamika. Academia, Praha.

Pokorný, J.(1997): Opomíjená makroenergetika krajiny. Ekologie a společnost, VII(6), 5 – 7.

Pokorný, J. (2001): Dissipation of solar energy in landscape – controlled by management of water and vegetation. Renewable Energy, 24, 641 – 645.

Pražák, J., Šír, M., Tesař, M. (1994): Estimation of plant transpiration from meteorological data under conditions of sufficient soil moisture. J. Hydrol., 162, 409 – 427.

Ripl, W. (1995): Management of water cycle and energy flow for ecosystem control – the energy-transport-reaction (ETR) model. Ecological Modelling 78, 61 – 76.

Šír, M., Lichner, Ľ., Tesař, M., Syrovátka, O. (2004a): Retention – evapotranspiration unit. XXIInd Conference of the Danubian Countries of the Hydrological Forecasting and Hydrological Bases of Water Management, 30 August – 2 September 2004, Brno, Czech Republic, Conference Abstracts and CD ROM.

Šír, M., Tesař, M., Lichner, Ľ., Syrovátka, O. (2004b): Vegetační porost krajiny a vodní hospodářství. Vodní hospodářství, 8, 234 – 237.

Tesař, M., Šír, M., Dvořák, I. J., Lichner, Ľ. (2004a): Influence of vegetative cover changes on the soil water regime in headwater regions in the Czech Republic. In: Herrmann, A., Schroeder, U. (eds.) Studies in Mountain Hydrology. IHP/HWRP-Berichte, Heft 2, Koblenz, 57 – 72.

Tesař, M., Šír, M., Pražák, J., Lichner, Ľ. (2004b): Instability driven flow and runoff formation in a small catchment. Geologica Acta, 2(1), 147 – 156.

Tesař, M., Šír, M., Syrovátka, O., Pražák, J., Lichner, Ľ., Kubík, F. (2001): Soil water regime in headwater regions – observation, assessment and modelling. J. Hydrol. Hydromech., 49(6), 355 – 375.

Volk, T. (2002): Toward a future for Gaia theory. Climatic Change, 52, 423 – 430.

Volk, T. (2003a): Seeing deeper into Gaia theory. Climatic Change, 57, 5 – 7.

Volk, T. (2003b): Natural selection, Gaia, and inadverted by-products. Climatic Change, 58, 13 – 19.

Autoři

Miloslav Šír, Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Pod Paťankou 30/5, 166 12 Praha 6, msir@mereni.cz
Ľubomír Lichner, Ústav hydrológie SAV, Račianska 75, 83102 Bratislava, lichner@uh.savba.sk
Miroslav Tesař, Ústav pro hydrodynamiku AVČR, Pod Paťankou 30/5, 166 12 Praha 6, miroslav.tesar@iol.cz