

**ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE**

KATEDRA BIOTECHNICKÝCH ÚPRAV KRAJINY



**Fakulta životního  
prostředí**

**MOŽNOSTI SNIŽOVÁNÍ DOPADŮ**

**HYDROLOGICKÝCH EXTRÉMŮ**

Disertační práce typu „Soubor prací“

**Doktorand:** Ing. Hana Bačinová

**Školitel:** Prof. Ing. Pavel Kovář, DrSc.

PRAHA 2017

### **Prohlášení**

Prohlašuji, že jsem disertační práci vypracovala samostatně s použitím výsledků vlastní práce nebo společné práce s kolegy a s pomocí dalších zdrojů, které jsou uvedeny v seznamu literatury.

V Praze dne:

Ing. Hana Bačínová

### **Poděkování**

Děkuji svému školiteli prof. Ing. Pavlu Kovářovi, DrSc. za odbornou podporu v průběhu doktorského studia, za jeho velmi cenné rady, připomínky a konzultace během celého doktorského studia. Dále děkuji všem spoluautorům za jejich odborný přínos a spolupráci.

## Obsah

1.	ÚVOD A TÉZE DISERTAČNÍ PRÁCE .....	4
2.	CÍLE PRÁCE.....	5
3.	METODIKA DISERTAČNÍ PRÁCE .....	6
4.	PŘÍNOSY ŘEŠENÍ A OČEKÁVANÉ VÝSLEDKY.....	7
5.	LITERÁRNÍ REŠERŠE.....	8
5.1.	Odvození náhradních intenzit dešťů.....	9
5.2.	Hydrologické modely.....	11
5.2.1.	Modely srážko-odtokových epizod .....	11
5.2.2.	Modely bilanční.....	19
5.2.3.	Modelová bilance suchých období modelem fourier.....	20
5.3.	Hydrologické extrémy .....	24
5.3.1.	Vodní eroze.....	24
5.3.2.	Povrchový odtok.....	25
5.3.3.	Protierozní a protipovodňová opatření.....	26
6.	VLASTNÍ PRÁCE - SOUBOR VĚDECKÝCH STUDIÍ.....	28
6.1.	Stručný popis vědeckých studií .....	29
6.2.	Využití výsledků studií pro možnosti snižování dopadů hyd. extrémů .....	41
7.	PŘÍNOS PRÁCE A ZÁVĚREČNÉ SHRUTÍ.....	56
8.	SUMMARY .....	58
9.	LITERATURA.....	61
10.	PUBLIKAČNÍ ČINNOST.....	71
11.	ODBORNÝ ŽIVOTOPIS.....	73
12.	SEZNAM A TEXT PŘÍLOH - STUDIE .....	75

## 1. Úvod a téze disertační práce

Struktura krajiny je jedním z nejvýznamnějších faktorů, které ovlivňují biodiverzitu, ekologickou hodnotu krajiny či prostorovou rozmanitost. Krajina se stále mění. Je nezbytné vnímat změny v krajině v souvislosti s předchozím nebo současným vývojem společnosti. Krajina se formuje kulturními a přírodními procesy, které se navzájem ovlivňují a prolínají, ale také zůstávají na sobě nezávislé (*Lokoč et al., 2010; Kovář et al., 2011a; Sklenička, 2011*).

Většina zemědělské půdy ve světě je v současnosti ohrožována některým druhem degradace půd. Mezi hlavní náleží vodní eroze. Regulace odtoku vody v povodí je u nás uplatňována již celá staletí. Například je zde potřeba regulovat extrémní přítoky vody při zemědělském hospodaření vzhledem k značným rozdílům v úhrnu a rozdělení srážek. Hydrologickou odezvou srážkových výkyvů jsou na straně jedné velmi vodná období, doprovázená povodněmi, a na straně druhé období sucha (*ČSKI et ČSSI, 2002*).

Voda má dominantní vliv na celkový charakter krajiny, rozmanitost ekosystémů, vytváření retenčních zón, akumulčních zásob a je důležitým transportním médiem v koloběhu životního prostředí. Postupná ztráta hydroekologických schopností krajiny kvůli špatnému hospodaření člověka v krajině a postupující klimatické změny se na vodním režimu krajiny projevují stále častějšími extrémy, povodněmi, vodní erozí půdy a neopominutelně i suchem. K nejzávažnějším projevům počasí patří tedy výskyty extrémních hodnot meteorologických prvků a s nimi spojené projevy. Extrémy hydrologického režimu na vodních tocích zahrnují periody sucha, na druhé straně povodňové situace, což znamená problém nejen pro Českou republiku, ale i pro celou Evropu. Registrované změny, či trendy a také častější výskyty extrémních hydrologických situací vyžadují nové metodické i odborné přístupy pro analýzu hydrologických a klimatologických dat. To platí i pro formulaci závěrů důležitých pro společnost. Vše při respektování legislativních požadavků českého právního řádu či legislativy Evropské unie.

V důsledku výskytu několika velkých povodní v posledních patnácti letech byla pozornost vodohospodářů a správních orgánů soustředěna na problematiku ochrany před povodněmi, kdežto sucho bylo spíše mimo centrum jejich zájmu. Přesto nám sucho v roce 2003 hned po povodňovém roce připomnělo, že jde o neméně závažný a nebezpečný jev s potenciálně velkými důsledky u nás i ve světě. V posledních letech je patrný nárůst výskytu období sucha a povodní.

## 2. Cíle práce

Cílem celé mé práce je zjistit, jak se dá dojít k závěrům, které pomohou ke snížení dopadů hydrologických extrémů. Jedním z cílů je také potvrdit (popř. vyvrátit) hypotézu o výrazných rozdílech hydro-fyzikálních vlastností na historických přírodních či agrárních terasách a jejich hydro-fyzikální charakteristiky půdy na území mimo ně. Dále je žádoucí potvrdit protierozní a protipovodňový účinek stávajících teras jako biotechnické opatření. Jejich funkcí je zpomalit průtok povrchového odtoku a snížit erozní účinek vody.

Cílem je tedy provést měření návrhových srážkových hyetogramů a jimi způsobených hydrogramů včetně působení tangenciálních napětí a dalších hydraulických jevů (hloubky, rychlosti vody,...). Pro účely analýzy je použit **model KINFIL**, který je založen na kombinaci teorie infiltrace deště a transformace přímého odtoku „kinematickou vlnou“ a který se osvědčil na řadě experimentálních povodí při rekonstrukci historických povodňových případů. Další analýza je provedena srážko-odtokovým **modelem HEC-HMS**, což je simulační program vyvinutý americkým (U. S.) hydrologickým centrem HEC. Aplikace tohoto modelu lze rozdělit na úpravu schematizací podle ukazatele předchozích srážek, kalibrace parametrů modelu, konverze schematizací (např. schematizace s **metodou NRCS CN** (Natural Resources Conservation Service, Curve-Number) na metodu Green-Ampt apod.), hodnocení a statistiku výsledků. K výpočtu objemu odtoku bude použita metoda NRCS CN, využívající k výpočtu odtokové ztráty metodou CN křivek. Důvodem jejího využití bude především jednoduchost a nenáročnost na vstupní data. Tato metoda stanovuje efektivní srážku jako funkci úhrnu srážek, půdních vlastností, vegetačního krytu a předchozího nasycení. Dalším modelem, který bude využit,

je **FOURIER Model**. Tento model perspektivně simuluje vliv aktuální evapotranspirace na průtokový režim 24 hodinového cyklu, zejména v letních měsících kdy rozdílné podmínky den/noc zásadně mění cyklus průtoků. V dnešní době systém měření průtoků citlivými čidly (typu „high resolution“) odpovídá právě tvaru křivky Fourierova rozvoje. K uplatnění tohoto modelu jsou k dispozici měřená data průtoků, data výparu z volné vodní hladiny a data půdních vlhkostí. Tento model byl původně odvozen pro účely srážko-odtokových procesů, a to již v 70. letech minulého století. Ale pro dnes aktuálnější problémy, tj. sucha, se začíná používat až nyní. Tento dosud podceňovaný hydrologický extrém „sucho“ je třeba brát vážně. Větší pozornost by měla být věnována jeho škodlivým dopadům. Retence a akumulace vody v krajině je velmi problematická. Bude vyžadovat zvýšenou pozornost, šetření s vodou a nutnost výstavby vodních nádrží, včetně vodárenských, podzemních nádrží svádějících relativně čistou vodu ze střech objektů a zajišťování rozvoje závlah.

Hlavními nástroji pro analýzu účinnosti opatření prováděných za účelem úpravy vodního režimu krajiny a snížení škod způsobených hydrologickými extrémy jsou matematické modely, vytvářené rovněž katedrou biotechnických úprav krajiny FŽP ČZU v Praze. Cílem mé práce je analyzovat vstupní data pomocí již zmiňovaného modelu KINFIL, HEC-HMS, FOURIER a aplikací metody CN křivek na území České republiky. Přednostně se zabýváme možnostmi snižování dopadů hydrologických extrémů.

Podobné projekty jsou řešeny na katedře biotechnických úprav krajiny FŽP ČZU v Praze, a to například v rámci projektu TAČR – TA02020402 „Optimalizace vodního režimu krajiny ke snižování dopadů hydrologických extrémů“ a NAZV – QI91CCC8 „Optimalizace postupu navrhování technických protierozních opatření“. Byla jsem členkou autorského týmu TAČR při řešení tohoto projektu v letech 2014 – 2015.

### **3. Metodika disertační práce**

Disertační práce je zpracována formou komentovaného souboru prací. Tento komentovaný soubor prací je členěn do následujících kapitol:

- Úvod do problematiky - literární rešerše,
- Vlastní práce - rozbor jednotlivých článků,
- Komentář k pracím:
  - logická provázanost jednotlivých článků,
  - diskuze vlastních publikovaných výsledků s jinými vědeckými prameny,
  - formulace závěrů.

Prvním krokem k vypracování modelu odtokového procesu je nezbytné shromáždit hydropedologické, hydrologické a případně geodetické charakteristiky zájmových oblastí, které mají na srážko-odtokové reakce povodí zásadní vliv. Na jejich základě se poté vytvoří model příčného profilu, např. modelem KINFIL. Proces proudění vody v půdních horizontech je třeba popsat Richardsovou rovnicí pomocí deterministického modelu, do kterého vstupují měřené srážkové hodnoty. Je řešeno vzájemné porovnání a hodnocení určitých, konkrétně vymezených, ohraničených zájmových ploch s řešenými hydrologickými extrémy se zaměřením na vodní režim krajiny.

Relativně nejdůležitějším a nejvíce vypovídajícím procesem v hydrologii jsou průtoky vody, které poskytují pohled na dynamiku odtoků z povodí a jsou poměrně přesně měřitelné (Kirchner, 2009). Proto řada příspěvků využívá těchto zkušeností (Beven, 2001; Tallaksen, 1995; aj.). Pomocí výpočtu různých modelových případů založených na základě odlišných modelů je výsledkem návrh na zmírnění negativních jevů, které by mohly být vyvolány hydrologickými extrémy, jako jsou povodně a sucho. Je to spíše popis aktuálního stavu opatření na dané lokalitě, zda ovlivňuje vodní bilanci a povrchový odtok a dále zjištění vhodnosti dvou modelů na různých lokalitách při hydrologických výpočtech.

#### **4. Přínosy řešení a očekávané výsledky**

Jeden z možných přínosů bude poskytnutí nejnovějších poznatků o metodách prevence hydrologických extrémů s využitím technických a biotechnických opatření a získávání znalostí o způsobech preventivních opatření (Kovář et al., 2015b; Kovář et al., 2016). V dnešní době mají podobné



projekty, které mohou ochránit vodní zdroje a vodní režim v krajině, nezanedbatelný význam, a to z důvodu současných hrozeb častějších výskytů hydrologických extrémů. Tuto práci bude možno uplatnit při návrhu prevence hydrologických extrémů. Znalosti z této práce se mohou využít při projektových a realizačních řešeních při realizačních plánech v krajině. Výsledky mohou být uplatněny zejména na úrovni státní správy: v podnicích povodí, zemědělských vodohospodářských správách, pozemkových úřadech, orgánech ochrany půdy a v projekčních, výzkumných a realizačních organizacích.

Výstupem jsou publikace, zejména články ve vědeckých časopisech, a to například v *Journal of Hydrology Engineering* (Kovář *et al.*, 2017), *Soil and Water Research* (Kovář *et al.*, 2015a; Kovář *et Bačínová*, 2015; Gregar *et al.*, 2017; Bačínová *et Kovář*, 2017; Fedorova *et al.*, 2017) a *Plant, Soil and Environment* (Kovář *et al.*, 2016), které jsou součástí disertační práce. Dále to jsou prezentace na konferencích jako je HydroEco ve Vídni 2015 a konference tématicky blízké danému tématu. Kompletní seznam publikovaných článků jsou uvedeny v kapitole 14.

Disertační práce je zpracována formou komentovaného souboru vědeckých studií, jejichž výsledky byly prezentovány formou publikovaných článků ve vědeckých časopisech (celé texty prací jsou v přílohách 1 - 7).

## **5. LITERÁRNÍ REŠERŠE**

Disertační práce se věnuje možnostem snižování dopadů hydrologických extrémů. V dnešní době mají podobné projekty, které mohou ochránit vodní zdroje a vodní režim v krajině, nezanedbatelný význam, a to z důvodu současných hrozeb častějších výskytů hydrologických extrémů. Nepříznivé důsledky změny klimatu přináší taktéž stále častější důsledky, a to v podobě hydrologických extrémů, tj. povodní a sucha. V současné době vzrůstajících hydrologických extrémů, jakými jsou již zmiňované přívalové srážky, je využívání například systému teras a parcel s trvalým travním porostem mezi nimi naprosto pozitivním trendem, směřujícím k ochraně krajiny a jejího vodního režimu. Pro optimální využití území, výběr plodin, jejich rotaci a ochranu pozemků byl v nedávné době (2009 – 2011) vypracován pro členské

země EU Systém GAEC („Good Agricultural and Ecological Conditions“), dnes standardy Dobrého zemědělského a environmentálního stavu půdy (DZES). Tento systém a i manuál pro získání dotací pro zemědělce dbá o zajištění podmínek „dobrého“ zemědělského a environmentálního stavu pro zemědělské a lesnické hospodaření ve shodě s ochranou životního prostředí. Podmínky DZES jsou definovány pro členské státy EU na základě rámce stanoveného v příloze č. III nařízení Rady (ES) č. 73/2009.

### 5.1. Odvození náhradních intenzit dešťů

Významnou studii s výsledky zpracování intenzit krátkodobých dešťů v povodích Labe, Odry a Moravy publikoval již koncem padesátých let Trupl (1958). Zpracoval ombrografické záznamy v 98 srážkoměrných stanicích a odvodil pro ně náhradní intenzity dešťů pro dobu trvání  $t = 5 - 120$  minut a periodicitu  $p = 5 - 0,025$  (podle doby pozorování v jednotlivých stanicích). Studie obsahuje i metodiku odvození náhradních intenzit dešťů v libovolném místě uvedených povodí. Tato metoda navázala na zmíněné práce Trupla a jeho pokračovatelů (Kulasová *et al.*, 1983; Kašpárek *et Krejčová*, 1993; Hrádek *et Kovář*, 1994; Kovář *et Štibinger*, 2006) a vycházela ze stejného principu:

$$P_{t,N} = \varphi_t \cdot P_{1d,N} \quad (1)$$

$$P_{t,N} = A \cdot t^{1-c} \quad (2)$$

kde  $P_{t,N}$  srážkový úhrn pro dobu trvání deště  $t$  a prům. dobu opakování  $N$ ,

$P_{1d,N}$  jednodenní maximální srážkový úhrn pro dobu opakování 1x za  $N$  let,

$\varphi_t$  koeficient redukce pro dobu trvání deště  $t$ ,

$t$  doba trvání výpočtového deště,

$A, c$  oblastní parametry závislé na periodicitě.

Pro odvození rovnice pro výpočet hodnot koeficientu redukce  $\varphi_t$  byly dále využity vztahy (1) a (2):

$$A \cdot t^{1-c} = \varphi_t \cdot P_{1d,N} \quad (3)$$

$$\varphi_t = \frac{A \cdot t^{1-c}}{P_{1d,N}} \quad (4)$$

Jestliže označíme  $a = A/P_{1d,N}$ , pak rovnice (3) přejde do tvaru:

$$\varphi_t = a \cdot t^{1-c} \quad (5)$$

Předpokládá se, že hodnoty  $\varphi_t$  jsou reprezentativní pro velké regionální oblasti. Při dostupných hodnotách  $P_{t,N}$  a  $P_{1d,N}$  v reprezentativních stanicích určité oblasti lze odvodit hodnoty  $\varphi_t$  dle vztahu:

$$\varphi_t = \frac{P_{t,N}}{P_{1d,N}} \quad (6)$$

S použitím rovnice (5) a odvozených hodnot  $\varphi_t$  dle rovnice (6) lze odvodit parametry  $a, c$  analytického vztahu pro vyjádření srážkového úhrnu  $P_{t,N}$  a intenzity srážky  $i_{t,N}$  pro libovolné místo (dílčí povodí) v příslušné regionální oblasti reprezentované hodnotou  $P_{1d,N}$ :

$$P_{t,N} = P_{1d,N} \cdot a \cdot t^{1-c} \quad (7)$$

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

Rovnice (7) a (8) lze využít v hydrologických modelech (*Hrádek et Kovář, 1994*). Hodnoty koeficientů redukce  $\varphi_t$  byly odvozeny dle rovnice (5) s využitím průměrných hodnot  $P_{t,N}$  odvozených Truplem (*1958*) a hodnot jednodenních maximálních srážkových úhrnů  $P_{1d,N}$ , odvozených dle metodiky ČHMÚ (*Kulasová et al., 1983*).

Hodnoty  $P_{1d,N}$  mohou být stanoveny buď z materiálů Trupla (*1958*), nebo jiných údajů – např. z denních maximálních srážek podle Gumbelovy statistiky extrémů (*Šamaj, et al., 1983*). Pro krátké přívalové deště spadlá na malá povodí od doby trvání 10–60 min do trvání 2–3 hodiny to však není příliš na závadu, protože ani další úprava hyetogramu celkového deště není obvykle zpracována nelineárně s fyzikálně založenou teorií ztrát (zejména infiltrací) do reálného

tvaru hyetogramu efektivního deště. Většinou se tento postup v praxi ČHMÚ provádí lineárním způsobem, tj. s konstantním koeficientem odtoku v celém průběhu trvání deště. U návrhových dešťů je možné přerozdělení do variabilních intenzit podle syntetického hyetogramu, navrženého Ústavem fyziky atmosféry (*Kalvova et Metelka, 2010*).

Tento software slouží k výpočtu výšek přívalových dešťů různých dob trvání s pravděpodobností opakování jednou za  $N$  let a náhradních intenzit těchto dešťů metodou redukce jednodenních maximálních srážkových úhrnů. Deště, které trvají déle než několik málo minut, již nemívají konstantní intenzitu v době svého trvání, byly proto přerozděleny do variabilních intenzit podle syntetického hyetogramu.

## **5.2. Hydrologické modely**

Matematické modelování hydrologického chování povodí je základem pro pochopení dynamických vztahů mezi klimatickým, pedologickým, litologickým a hydrosférickým systémem.

Klasifikace hydrologických modelů se provádí na základě několika kritérií, např.:

- způsob popisu procesu transformace srážky na odtok (modely fyzikálně založené, konceptuální a empirické,
- prostorové měřítko (modely celistvé a prostorově distribuované),
- časové měřítko (modely epizodní a kontinuální).

### **5.2.1. Modely srážko-odtokových epizod**

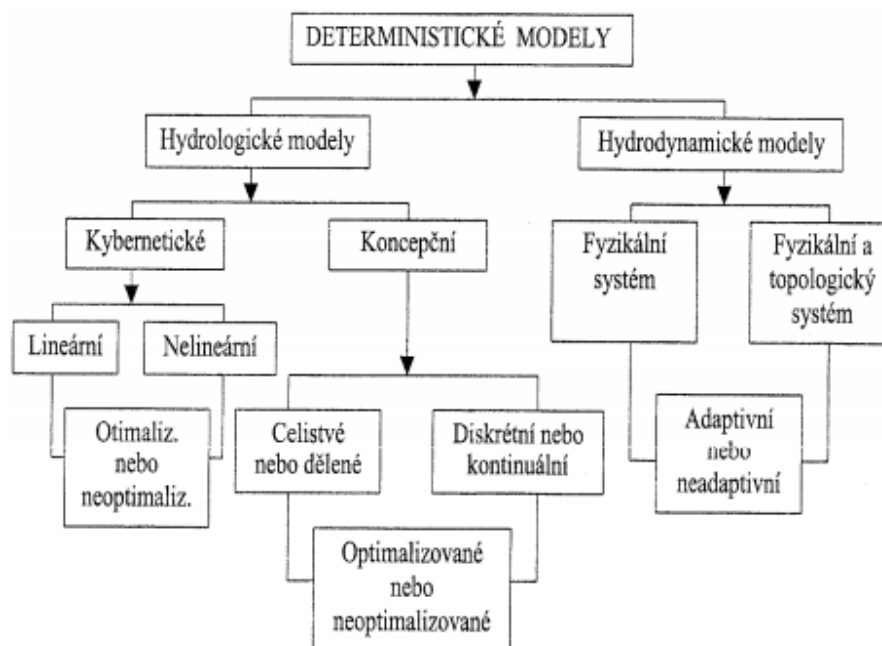
I když je každý model pouhým zjednodušením hydrologického či jiného procesu a jeho výsledné simulace budou vždy zatíženy nějakou chybou, je nepostradatelným nástrojem pro získání rámcové představy o chování sledovaného systému. Pod tímto pojmem se rozumí komplexní reakce systému na vstup neboli transformační funkce povodí, podle níž se transformuje efektivní dešť na povrchový odtok. Pro účel vymezení transformační funkce je nutné pomocí řady parametrů popsat fyzikálně geometrické vlastnosti systému jako jsou plocha, hydraulická drsnost, sklon, půdní vlastnosti, retence a mnoho

dalších (Hrádek et Kuřík, 2008; Kovář, 1990). Obecně platí, že čím komplikovanější model, tím více parametrů používá, a je třeba si dát pozor na přeparametrizování modelu, které vede k větším možným neurčitostem ve výsledku (Beven, 2001).

Matematické modely zcela zastoupily „čisté“ fyzikální modely, které se ve vodohospodářské praxi uplatňují už jen okrajově v některých speciálních odvětvích hydrauliky. Rozvoj matematických modelů nastal zcela přirozeně s rozvojem výpočetní techniky, která přináší kvalitnější měření dat a potřebný prostor pro časově náročné výpočty numerické matematiky, jejímž prostřednictvím se výrazně zpřesnily výsledky matematických modelů a mohlo tak dojít k jejich implementaci.

Za jedno ze základních rozdělení hydrologických modelů považuje Zeman (1994) hledisko kauzality stochastické a deterministické. Jestliže kterákoliv proměnná vystupující v modelu je nahodilá, to znamená, že má nějaké pravděpodobnostní rozdělení, jedná se potom o model stochastický (Kovář, 1990). Parametry jsou tedy náhodně generovány a dva shodné soubory vstupních dat mohou dát rozdílné výsledky. Stochastické modely dále dělíme na pravděpodobnostní modely a na modely pro generování časových řad (Zeman, 1994). Používají se při extrapolaci časových řad nebo hydrologických parametrů při zachování základních statistických charakteristik. Klasickým příkladem je model ARIMA (Daňhelka, 2003). U deterministických modelů je každá proměnná reprezentována jednou hodnotou a jejich vztahy mezi sebou i k parametřům jsou pouze příčinné, tedy deterministické. Účelem deterministických modelů v hydrologické aplikaci je popsat co možná nejpřesněji matematickými rovnicemi vztahy určité fyzikální představy, které jsou předmětem našeho zájmu. Čím je popis fyzikálních vztahů lepší, tím je pochopitelně přesnější. V praxi však vyšší stupeň přesnosti matematického popisu klade náročnější požadavky na vstupní data. S ohledem na omezenou kvalitu i kvantitu pozorovaných proměnných a tím i odvozených parametrů se vyvinuly dvě hlavní větve deterministických modelů (Kovář, 1990): hydrodynamické modely („white box“) a hydrologické (parametrické) modely.

Pro hydrologické modely jsou typické dva přístupy: kybernetický (“black box”) a koncepční (“grey box”).



Oobr. č. 1: Rozdělení deterministických modelů (Kovář, 1990)

Podrobné rozdělení deterministických modelů dle Kováře (1990) (obr. 1). Ve vodohospodářské praxi se uplatňují ve všech oblastech. Obecně se dá říci, že jsou uživatelům přístupnější, neboť se svým vnitřním uspořádáním snaží přiblížit jednotlivým procesům hydrologického cyklu a jsou tak fyzikálně i matematicky srozumitelnější. Nemají požadavky na existenci extrémně dlouhých řad (Daňhelka et al., 2003).

### **Model KINFIL (INFILTRATION AND KINEMATIC WAVE)**

Tento model patří do kategorie modelů distribuovaných, fyzikálně založených na teorii infiltrace přívalových dešťů a transformace přímého odtoku na svazích povodí a v korytě. Využívá fyzikálně-geografických charakteristik povodí a hydraulických vlastností půdy, které mohou být získány buď přímým měřením nebo analýzou mapových podkladů. Počítají se kvalitativní a kvantitativní faktory, které determinují náchylnost povodí k extrémům povrchového odtoku, a možnosti ochrany pozemků protipovodňovým a protierozním opatřením. Model může být aplikován i v nepozorovaných povodích. Je primárně určen k odvození kulminačních

průtoků při variantních simulacích s různými vstupními podmínkami, například změna landuse (odlesnění, urbanizace, atd.).

Model KINFIL je založen na kombinaci teorie infiltrace (INFIL) transformace přímého odtoku pomocí "kinematické vlny" (KIN). K výpočtu infiltrace deště model používá fyzikálně založenou metodu Green-Ampt (INFIL) a nepřímo také využívá konceptu CN křivek. Stanovují se návrhové průtoky ovlivněné antropogenní činností, jako např. odlesnění, urbanizace a změna kultur, a simulace významných odtokových procesů. Byl použit v řadě experimentálních povodí při rekonstrukci historických povodňových případů nebo různých scénářových situací. (Jeníček, 2005; Jeníček, 2010; Kovář et al., 2011a; Kovář et al., 2011c; Kovář et Vaššová, 2011; Kovář et al., 2015a).

Současná verze modelu KINFIL je založena na infiltrační teorii Greena a Ampta se zavedením koncepce výtopy podle Meina a Larsona (1973) a Morel-Seytoux (Morel-Seytoux et Verdin, 1981; Morel-Seytoux, 1982):

$$K_s \left( \frac{z_f + H_f}{z_f} \right) = (\theta_s - \theta_i) \frac{dz_f}{dt} \quad (9)$$

$$S_f = (\theta_s - \theta_i) \cdot H_f \quad (10)$$

$$t_p = \frac{S_f}{i \left( \frac{i}{K_s} - 1 \right)} \quad (11)$$

kde  $K_s$  je nasycená hydraulická vodivost (m/s),  $z_f$  hloubka infiltrační fronty (m),  $\theta_s$  nasycená půdní vlhkost (-),  $\theta_i$  počáteční půdní vlhkost (-),  $H_f$  sací tlak pod infiltrační frontou (m),  $i$  intenzita deště (m/s),  $S_f$  retenční součinitel sacího tlaku (m),  $t_p$  doba výtopy (s) a  $t$  čas (s).

Základním úkolem je vždy určit parametry nasycené hydraulické vodivosti  $K_s$  a retenčního součinitele sacího tlaku  $S_f$ , a to při stavu plní vodní kapacity. Řešením je využití vztahu mezi těmito vstupními parametry hodnotami čísel odtokových křivek CN. Indexové hodnoty CN korespondují s konceptuálními hodnotami půdních parametrů  $K_s$  a  $S_f$ :  $CN = f(K_s, S_f)$ .

Řešení infiltračního procesu vychází z teorie Greena a Ampta v úpravě Morel-Seytoux, založené na výpočtu tzv. doby výtopy  $t_p$ . V rovnicích se uplatňují dva parametry nasycená hydraulická vodivost  $K_s$  (m/s) a retenční součinitel sacího tlaku  $S_f$  (m):  $S_f = (\theta_s - \theta_i) \cdot H_f$ , kde  $\theta_s$  je vlhkost půdy při nasycení (-),  $\theta_i$  počáteční vlhkost (-),  $\theta_{FC}$  vlhkost při polní vodní kapacitě (-) a  $H_f$  sací tlak na infiltrační frontě. Sorptivita půdy při polní vodní kapacitě (m/s<sup>0,5</sup>) je pak dána vztahem:

$$S(\theta_{FC}) = \sqrt{2K_s \cdot S_f} \quad (12)$$

Z rovnice Greena a Ampta:

$$v_f = K_s \cdot \left[ i + \frac{(\theta_s - \theta_i) \cdot H_f}{W} \right] \quad (13)$$

kde  $W$  je kumulativní infiltrace (m), a z teorie Meina a Larsona (1973) o stanovení doby výtopy byly Morel-Seytouxem odvozeny infiltrační rovnice (Morel-Seytoux, 1976). Druhým komponentem modelu KINFIL je tedy jeho část, která simuluje propagaci a transformaci přímého odtoku. Řešená parciální diferenciální rovnice popisuje neustálený pohyb, aproximovaný kinematickou vlnou po zadaných plochách, které mohou být různě uspořádány, a dle topografických podmínek jsou to různě nakloněné rovinné "desky". Tato konečná rovnice je převedena do tvaru konečných diferencí a je řešena explicitním numerickým schématem. Pro vytvoření modelu je povodí geometrizováno rozdělením do tří komponentů (kaskáda desek, konvergentní a divergentní segmenty a poslední úsek koryta toku) (Kovář et Vaššová, 2011). Kinematickou vlnu lze definovat jako neustálený pohyb, kdy nedochází ke zpětnému vzduť vody. Model kinematické vlny je model s rozdělenými parametry (distributed model), je možné ho použít na různých geometrických útvarech, jako kaskáda rovinných desek, konvergentní nebo divergentní segmenty či soustředěný odtok v úsecích říčních koryt.



Proudění vody po přímém nepropustném svahu simulovaného širokou rovinnou deskou (resp. konvergentním segmentem) je možné vyjádřit rovnicí kinematické vlny jako

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = i_e(t) \quad (14)$$

$$q = \alpha \cdot y^m \quad (15)$$

kde  $q$  je průtok na jednotkovou šíři svahu ( $\text{m}^2/\text{s}$ ),  $i_e(t)$  je přítok povrchové srážky, neboli intenzita efektivního deště ( $\text{m/s}$ ),  $\alpha$ ,  $m$  jsou hydraulické parametry,  $L$  je poloměr konvergentního segmentu,  $t$  a  $x$  jsou souřadnice času (s) a polohy (m). Spojením rovnic dostáváme:

$$\frac{\partial y}{\partial t} + m\alpha y^{m-1} \frac{\partial y}{\partial x} = i_e(t) \quad (16)$$

Model kinematické vlny podle explicitního numerického schématu má následující řešení (*Lax et Wendroff, 1960*) pro hloubky vodního proudu:

$$\begin{aligned} y_j^{i+1} = & y_j - \frac{\Delta t}{2\Delta x} \cdot (\alpha y_{j+1}^m - \alpha y_{j-1}^m - 2\Delta x (i_e)_j) \\ & + \frac{(\Delta t)^2}{4(\Delta x)^2} \cdot (\alpha y_{j+1}^{m-1} + \alpha y_j^{m-1})(\alpha y_{j+1}^m - \alpha y_j^m - \Delta x \cdot (i_e)_j) \\ & - \frac{(\Delta t)^2}{4(\Delta x)^2} \cdot (\alpha y_j^{m-1} + \alpha y_{j-1}^{m-1} - \Delta x \cdot (i_e)_j) \\ & + \frac{\Delta t}{2} [(i_e)_j^{i+1} - (i_e)_j] \end{aligned} \quad (17)$$

V této rovnici jsou všechny proměnné, které nejsou označeny horním indexem  $i + 1$ , považovány za probíhající v časovém kroku  $i$  ( $i + \Delta t = t + \Delta t$ ). Dolní index  $j$  označuje plošný krok  $x$  ( $j + \Delta x = x + \Delta x$ ).

Kromě řešení následných hloubek  $y_j^{i+1}$  řeší model KINFIL i ostatní proměnné procesu tvorby a transformace povrchového odtoku, především hydraulické rychlosti  $v_j^i$ :

$$v_j^i = \alpha_j \cdot (y_j^i)^{m_j-1} \quad (18)$$

dále třecí rychlosti  $(v^*)_j^i$ :

$$(v^*)_j^i = \sqrt{g \cdot Y_j \cdot y_j^i} \quad (19)$$

a tangenciální napětí  $\tau_j^i$ :

$$\tau_j^i = \rho \cdot g \cdot Y_j \cdot y_j^i \quad (20)$$

kde  $\alpha_j$ ,  $m_j$  jsou hydraulické parametry,  $Y_j$  sklon pozemku (-),  $g$  gravitační zrychlení ( $\text{m/s}^2$ ) a  $\rho$  hustota vody ( $\text{kg/m}^3$ ).

KINFIL se hodí jako hydrologicky orientované nástroje spíše pro určování hydrologických charakteristik při navrhování prvků TPEO (*Dostál et al., 2014; Kovář et al. 2015b*). Matematický model povodňových odtoků KINFIL je k dispozici na webových stránkách ČZU:

(<http://fzp.czu.cz/vyzkum/software.html>) ve zdrojovém jazyce Fortran (*Kovář et al., 2011d*).

### **Model HEC - HMS**

Program HEC-HMS (Hydrologic Modeling System) byl vyvinut Hydrologic Engineering Center of the US Army Corps of Engineers. Byl vytvořen pro simulaci srážko-odtokového procesu. Je to tedy hydrologický srážko-odtokový model, který umožňuje provádět simulace extrémních srážko-odtokových epizod v přírodních i antropogenně ovlivněných povodích. To vše včetně vlivu vodohospodářských soustav. Na základě naměřených či predikovaných hydrometeorologických dat, údajů o manipulacích v rámci vodohospodářské soustavy a schematizace zkoumaného povodí je možné nasimulovat odtok z povodí a stanovit tak jeho kulminační průtok, nástup a průběh povodňové vlny (*Ponížilová, 2014*).

Podle klasifikace se model řadí mezi deterministické a konceptuální modely, neboť části hydrologického procesu jsou v programu počítány matematickými vztahy. Jde především o celistvý model, některé komponenty mohou být řešeny distribuovaně jako např. metoda Green a Ampt při stanovení

přímého odtoku či ModClark u problematiky přímého odtoku. Většinou je HEC-HMS používán jako událostní model, jelikož umí dobře simulovat přívalové srážky, má-li k dispozici vhodná data (*Feldman, 2000*).

Tento program HEC-HMS je pokročilým srážko-odtokovým modelem, který se stal komerčním standardem. Je akceptován jako validovaný hydrologický model v rámci agentury Federal Emergency Management Agency / National Flood Insurance Program, kde mezi dalšími nalezneme např. modely HSPF, SWMM nebo MIKE 11 se svým s-o modulem NAM. Srážko-odtokový model HEC-HMS ve své aktuální verzi 4.1 je bezesporu jedním s nejvíce používaných srážko-odtokových modelů v celosvětovém měřítku.

Možnosti této jedinečné aplikace lze v zásadě rozdělit do 3 skupin: 1. úprava schematizací podle ukazatele předchozích srážek, kalibrace parametrů modelu 2. konverze schematizací (např. schematizace s metodou SCS-CN na metodu Green-Ampt a opačně apod.) a jako poslední 3. zhodnocení a statistiky výsledků (Nash-Sutcliffe koeficient respektovaný WMO) (*Říhová et al., 2011*).

Jednou z nejpodstatnějších výhod modelu je jeho dostupnost jako freeware na internetu. HEC-HMS obsahuje tzv. sněhový model, model transformace vlny v nádrži či vodohospodářské soustavě, umožňuje také několika metodami výpočet evapotranspirace. Dále umožňuje výpočet přímého odtoku, podzemního odtoku a odtoku v korytech. Pro stanovení objemu odtoku je používána také metoda SCS CN křivek, která vychází ze závislosti na hydrologických vlastnostech půd. Před samotnou simulací srážko-odtokového procesu je nezbytná příprava vstupních dat modelu preprocessing. Tento proces je mimo jiné důležitý pro přípravu geologicky korektní vrstvy reliéfu terénu, odstraněním terénních depresí v prostředí ArcGIS aplikací HECGeoHMS, která umožňuje přípravu dat jako je např. vymezení povodí, tvar terénu, fyzicko-geografické charakteristiky povodí v tomto prostředí. Model HEC-HMS také umožňuje automatickou kalibraci parametrů, ideálně prováděné na kratších časových řadách (*Ponížilová, 2014*).

Tento software byl vytvořen tak, aby dokázal simulovat srážko-odtokové procesy v rozvětvených vodních systémech. Model je použitelný v širokém spektru geografických procesů. Konkrétně umí řešit problematiku povodňové hydrologie, zásoby vody z velkých povodí, ale i odtok vody z malých či městských území.

Tento program reflektuje modelovací systém, který je schopný hodnotit odlišná povodí a území. Každá část modelu je schopna pracovat v rozdílných prostředích za jiných podmínek (*Maindment et Djokic, 2000; USACE, 2009*).

Aktuální verze programu HEC-HMS 4.1 (stav k 23. 9. 2015) umožňuje sestavit model povodí z několika různých komponent, aby struktura co nejlépe odpovídala požadovanému účelu: subpovodí (Subbasin), říční koryto (Reach), nádrž (Reservoir), pramen (Source), soutok (Junction), bifurkace (Diversion), ponor (Sink) (*USACE, 2015*).

Prvními softwarovými balíčky byl HEC-1, který se zabýval problematikou odtoku vody v povodí, HEC-2 řešící říční hydrauliku, HEC-3, který již umožňoval analýzy chování vody v nádržích či HEC-4. Během let docházelo k neustálému zdokonalování programů, rozšiřování jejich působnosti a komunikace s jinými softwary. Předním úspěchem byla podpora s GIS programy (*Correia et al., 1998*). Model patří v současné době mezi nejrozšířenější programy svého druhu. Jeho přednostmi jsou volná dostupnost na internetu, přehlednost, nenáročné požadavky na vstupní data a možnost propojení s prostředím GIS.

### **5.2.2. Modely bilanční**

Modelování hydrologické bilance je podstatné pro všechny komponenty bilanční rovnice. Bilanční model umožňuje ověřit a popsat základní relace mezi srážkami, evapotranspirací, celkovým odtokem a poskytuje i výpočet dotace podzemní vody (průsak ze zóny aerace) i výpočet základního odtoku.

#### **Model WBCM (Water Balance Conceptual Model)**

Tento model patří mezi deterministické, celistvé a nelineární modely, s pravděpodobnostním rozložením parametrů po ploše povodí dle reprezentativních měření. Automatická optimalizace modelu řeší 3 nejdůležitější parametry. Časový krok je 1 den, optimalizační krok je 10 dnů

(dekáda). Parametry modelu jsou pravděpodobnostně rozděleny po ploše povodí tak, že je zachována jejich plošná variabilita. Každý kapacitní element modelu reprezentuje přirozenou zásobu vody v jednotlivých vertikálních hydrologických subsystémech.

Aplikační verze modelu používá denních hydrometeorologických dat a optimalizuje zmíněné 3 parametry: SMAX, GWM a BK, které jsou popsány jako (Kovář *et al.*, 2010):

SMAX: parametr max. kapacity nenasycené zóny (mm),

GWM: parametr max. kapacity nasycené zóny (mm),

BK: parametr transformace základního odtoku (mm).

Princip optimalizace těchto parametrů je stejný, jako u předchozích verzí modelu WBCM-5 a WBCM-6, podle kritériální funkce (dekádní odtoky WBCM-5 až 6, nebo hladina podzemní vody u verze WBCM-7 (Rosenbrock, 1960).

Model byl navržen pro studium jednotlivých komponent hydrologické bilance v závislosti na změnách hospodářského využití povodí. Simuluje denní bilanční hodnoty ve vegetačním období (kritickém období pro vznik vláhových deficitů) a uvažuje všechny podstatné interakce mezi jednotlivými zónami, tj. vegetační, nenasycenou a nasycenou zónou. Kritériem optimalizace modelu je kolísání hladiny podzemních vod v transektech (Kovář *et al.*, 2013). Řešenými procesy jsou tedy potenciální evapotranspirace, intercepce, tvorba přímého odtoku a jeho transformace, dynamika kořenové zóny, nenasycené zóny a aktuální evapotranspirace. Dále dynamika nasycené zóny, základní odtok a celkový odtok.

### **5.2.3. Modelová bilance suchých období modelem Fourier**

Extrémní sucha jsou často určována podle trendu výtokové čáry povodí. Tato čára svými výkyvy v denních a nočních hodinách vykazuje časovou harmonickou řadu způsobenou aktuální evapotranspirací obvykle menšího řádu než u středně velkých povodí (Kirchner, 2006 *et* 2009; Deutscher *et* Kupec, 2014; Langhammer *et* Vilimek, 2008). U malých povodí, obvykle do 10 km<sup>2</sup>, jsou tyto vlny dobře řešitelné Fourierovou řadou, založenou na systémové teorii a na

teorii ortogonálních goniometrických řad. Interakce mezi vegetací a hypodermickou zónou nebo zónou mělkých podzemních vod tvoří důležité vztahy dynamiky ekosystému (Balek, 2006). První příznaky kolísání stavů průtoků vody na malém povodí byly výborně popsány pro suchý rok 1976 (Burt, 1979). Zpoždování základního odtoku za přímým odtokem s rozlišením režimů dne a noci bylo rovněž detailně popsáno (Bond et al., 2002). Další hydrologové (Loheide et al., 2005) uveřejnili podobná data kolísání průtoků režimu den/noc, jiní sledovali tvary výtokových čar na malých povodích (Fenicia et al., 2006; Winsemius et al., 2006; Mul et al., 2007; Dvořáková et Zeman, 2010; Dvořáková et al., 2012).

Hydrologické procesy v povodí byly analyzovány a popsány moderním systémovým přístupem krátce potom, kdy byly objasněny vztahy systémového inženýrství koncem 60. let minulého století (Kraijenhoff et al., 1966). Ke vztahům mezi vstupními (děšť) a výstupními (odtok) procesy řadíme také goniometrické Fourierovy řady popisující harmonické periodické procesy (hyetogram – hydrogram). Model Fourier byl původně odvozen pro účely srážko-odtokových procesů již v 70 letech minulého století, ale pro řešení opačného problému, tj. sucha, se začíná používat až nyní. Namísto vztahu srážka-odtok je použit vztah odtok-evapotranspirace, tj. do jaké míry ovlivní (zvláště v suchém období) aktuální evapotranspirace průtoky. Harmonické funkce vlastní vztahu srážka-odtok se v důsledku matematicky podobných vztahů evapotranspirace-odtok, neboli harmonické snižování odtoku územním výparem v cyklu den/noc dají řešit analogicky. Fourierova řada je popsána jako funkce ortogonální (Hardy et Rogisinski, 1971) a matematicky přesně popisuje délku periody (obvykle  $L = 24$  hod) a skutečnou výšku redukováného průtoku evapotranspirací. Funkce  $g(t)$  v intervalu  $0 \leq t \leq L$ , může být představována v každém  $t$  tohoto intervalu přesně Fourierovou řadou:

$$g(t) = a_0 + \sum_{r=1}^{\infty} \left( a_r \cdot \cos r \frac{2\pi t}{L} + b_r \cdot \sin r \frac{2\pi t}{L} \right) \quad (21)$$

Kosinové a sinové funkce této řady jsou navzájem ortogonální pro kteroukoliv dvojici, mimo  $L$ ; poskytující hodnotu  $K$ , rovnou  $L/2$ . Tudíž součinitelé v rovnici (21) jsou dány:

$$a_r = \frac{2}{L} \int_0^L g(t) \cdot \cos r \frac{2\pi t}{L} dt, \text{ avšak } a_0 = \frac{1}{L} \int_0^L g(t) dt$$

$$b_r = \frac{2}{L} \int_0^L g(t) \cdot \sin r \frac{2\pi t}{L} dt \tag{22}$$

Jestliže jsou dále časové funkce vstupu  $x(t)$ , výstupu  $y(t)$  a transformační funkce  $u(t)$  představovány Fourierovým rozvojem, a to nad stejnou časovou základnou  $L$ , použijeme-li součinitelů  $[a, b]$  pro  $x(t)$ , což je výtoková čára,  $[A, B]$  pro  $y(t)$  jsou evapotranspirační zvlněné průtoky a  $[\alpha, \beta]$  pro  $u(t)$  je reciproční funkce, transformovaná ve tvaru evapotranspirace. Dostaneme dosazením do konvolučního integrálu, což je vyjádření výstupu, potřebné algebraické součinitele.

Tento postup platí pro lineární systémy, za který je formace odtoku z efektivního deště považována. Je samozřejmě otázkou, jestli je možno takto formulovat náš problém vyjádření výtokové čáry bezdešťového období ( $x(t) = 0$ ), kdy dochází k jejímu zvlnění periodicky v době trvání evapotranspiračního procesu. V průběhu 24 h se vyskytnou vždy 2 vlny, konkávní s kulminací nahoře (v noci) a konvexní s kulminací dole (ve dne).

Z klasické metody srážko-odtokových epizod pro simulaci hydrogramu jsme alternovali metodu Fourierových řad, vstupní funkcí je přímá výtoková čára  $x(t)$ , buď přímka, nebo exponenciála, tvaru dle Boussinesqa, aproximovaná Fourierovým rozvojem s koeficienty  $a_r, b_r$ , kde  $r$  je počet harmonických koeficientů (viz rov. (22)).

Výstupní funkcí  $y(t)$  je harmonická (vlnová) funkce transformovaná evapotranspirací s koeficienty  $A_r, B_r$ :

$$A_r = \frac{L}{2} (a_r \alpha_r - b_r \beta_r), \text{ avšak } A_0 = L a_0 \alpha_0$$

$$B_r = \frac{L}{2} (a_r \beta_r - b_r \alpha_r) \quad (23)$$

Transformační proces byl opět lineární s použitím Fourierova rozvoje pro funkci  $u(t)$  s koeficienty  $\alpha_r, \beta_r$ . Řešíme-li pro tyto koeficienty:

$$\alpha_r = \frac{2}{L} \cdot \frac{a_r A_r + b_r B_r}{a_r^2 + b_r^2}, \text{ avšak } \alpha_0 = \frac{1}{L} \cdot \frac{A_0}{a_0}$$

$$\beta_r = \frac{2}{L} \cdot \frac{a_r B_r - b_r A_r}{a_r^2 + b_r^2} \quad (24)$$

V zásadě tedy, je-li dáno  $x(t)$  a odpovídající  $y(t)$  v  $n$  údajových bodech stejně od sebe vzdálených (o interval  $\Delta t$ ) a budiž  $L = n \cdot h$ , mohou být  $x(t)$  a  $y(t)$  představovány  $g(t)$  diskrétně v těchto bodech, v rozmezí  $0 \leq t \leq L$ . Z údajů o vstupu a výstupu v  $n$  bodech můžeme pak sestavit přesně konečnou harmonickou řadu obsahující  $n$  členů:

$$g(t) = a_0 = \sum_{r=1}^{n-1} \left( a_r \cos r \frac{2\pi t}{n} + b_r \sin r \frac{2\pi t}{n} \right) \quad (25)$$

Ve skutečnosti rovnice (25) představuje řadu  $n$  rovnic, s  $(n - 1)$  neznámými koeficienty  $a_0, a_1, \dots, a_p; b_1, b_2, \dots, b_p$ . Ortogonalita rovnice (25) umožňuje nalezení všech těchto koeficientů:

$$a_r = \frac{2}{n} \sum_{r=0}^{n-1} g(t) \cos r \frac{2\pi t}{n}, \text{ avšak } a_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^{n-1} g(ih), \quad b_r = \frac{2}{n} \sum_{i=0}^{n-1} g(ih) \sin r \frac{2\pi i}{n} \quad (26)$$

Řešení rovnic (26) poskytuje Fourierovy koeficienty (přesněji harmonické koeficienty) vstupu  $[a, b]$  a výstupu  $[A, B]$  takové míry přesnosti, jak přesně je v diskrétních bodech vstupní a výstupní funkce určena měřením. Záleží zde samozřejmě na rozumné volbě časového intervalu  $\Delta t$ , uvnitř kterých jsou vstupní a výstupní data považována za konstantní, což je ovšem běžné pro veškeré výpočty v oblasti diskrétních hodnot. Nyní je možno použít rovnice (24) pro výpočet koeficientů chování systému, tj. transformační funkce  $[\alpha, \beta]$ ,



definovaného rovnicemi (25) pro vstup i výstup. Jestliže jsme vypočetli harmonické koeficienty  $\alpha, \beta$  potom můžeme vypočítat pořadnice transformační funkce:

$$u(t) = \alpha_0 + \sum_{r=1}^{n-1} \left( \alpha_r \cos r \frac{2\pi t}{n} + \beta \sin r \frac{2\pi t}{n} \right) \quad (27)$$

Dále pak lze vypočítat průtokové pořadnice v každém časovém intervalu  $\Delta t$  dosazením známých harmonických koeficientů  $[\alpha, \beta]$  do rovnice (24). Tím vypočteme harmonické koeficienty modelovaného výstupu (odtoku) a z nich potom přímo pořadnice odtoků  $y_c(t)$ :

$$y(t) \cong y(c) = A_0 + \sum_{r=1}^{n-1} \left( A_r \cos r \frac{2\pi t}{n} + B_r \sin r \frac{2\pi t}{n} \right) \quad (28)$$

Tento metodický postup vyžaduje dobré charakteristiky sucha, výrazné podmínky výparu i fyziologické podmínky transpirace (Kovář et Bačínová, 2015).

### 5.3. Hydrologické extrémy

V našich podmínkách mezi největší přírodní ohrožení patří povodně a meteorologické extrémy. Mezi ně patří teplé a studené vlny, vydatné srážky, časné a pozdní mrazy, a suchá období, námraza, ledovka a náledí, vysoké sněhové úhrny. Proto je studium takovýchto extrémních projevů počasí velmi důležité (Brázdil, 2002). Dosud podceňovaný hydrologický extrém sucho, který má nesporně obtížnější řešení, než je tomu u povodní, je třeba brát vážně a věnovat maximální pozornost jeho škodlivým dopadům. Například retence a akumulace vody v krajině je problematika, která bude vyžadovat zvýšenou pozornost. Stejně tomu bude i u šetření vodou a nutnost výstavby vodních prostor nádrží, včetně vodárenských, podzemních nádrží svádějících relativně čistou vodu ze střech objektů a zajišťování rozvoje závlah (Kovář et al., 2015b).

#### 5.3.1. Vodní eroze

Většina zemědělské půdy ve světě je v současnosti ohrožována některým druhem degradace půd. Mezi hlavní náleží větrná a vodní eroze. Regulace

odtoku vody v povodí je u nás uplatňována již celá staletí. Například je zde potřeba regulovat vodu při zemědělském hospodaření vzhledem k značným rozdílům v úhrnu a rozdělení srážek. Hydrologickou odezvou srážkových výkyvů jsou na straně jedné velmi vodná období, doprovázená povodněmi, a na straně druhé období sucha (ČSKI et ČSSI, 2002). „Vodní eroze se projevuje smyvem půdy vlivem unášecí síly vody a jejím ukládáním v nižších partiích povodí. Příčinou vodní eroze jsou nejčastěji přívalové deště, tání sněhu nebo stálý (kolísavý) průtok vody v korytech vodních toků“ (Sklenička, 2003). Je tedy vyvolávána destruktivní činností dešťových kapek povrchovým odtokem a následným transportem uvolněných půdních částic povrchovým odtokem dále do povodí (Janeček et al., 2012). Eroze půdy je závažným problémem, který vyplývá z kombinací intenzifikace v zemědělství, půdní degradace a intenzivních bouřkových období. Je to proces, při kterém dochází k odstranění materiálu půdy vodou. Tento proces může být přírodní nebo urychlen lidskou činností z krajiny. Rychlost eroze může být velmi pomalá až velmi rychlá, a to v závislosti na půdě, krajině, počasí a ostatních podmínkách. Je to tedy jeden z nejvýznamnějších degradačních procesů půdy v České republice. Je vyvolána destruktivní činností dešťových kapek a pozdějším povrchovým odtokem. Intenzita je dána charakterem srážek, povrchovým odtokem, půdními poměry, morfologií území (to je sklon, délka a tvar svahů), vegetačními poměry a způsobem využití pozemků, a to včetně používaných agrotechnologií (Amore et al., 2004; Vopravil et al., 2013).

### **5.3.2. Povrchový odtok**

Povrchový odtok na svahu probíhá nejprve plošně jako svahový odtok (overland flow). Postupně dochází dále vlivem nerovností půdního povrchu ke koncentraci odtékající vody (rill flow). Plošný odtok se mění v odtok soustředěný. Voda stékající po půdním povrchu se postupně soustřeďuje, až dojde k odtoku do vodních toků. V protierozní ochraně nás zajímá především odtok do koryt bystřin. Ten je příčinou pohybu značného množství splavenin, jež jsou bystřinami dopravovány do nižších poloh. Splaveniny se dostávají do pohybu při určité vymílací rychlosti vody. Ta závisí především na povaze, velikosti splavenin a na jejich součiniteli tření. V posledním období se vzhledem

k rozvoji výpočetní techniky stále častěji přistupuje k modelování povrchového odtoku, a to jak z povodí, tak i z jednotlivých svahů. Modely se dělí na 4 druhy: stochasticko–konceptuální, stochasticko–empirické, deterministicko–konceptuální, deterministicko–empirické. A všechny tyto modely lze dále rozdělit na lineární a nelineární. Stochastické modely se vyznačují tím, že některá z jejich proměnných je považována za náhodnou veličinu, jíž přísluší určité rozdělení pravděpodobnosti. Deterministické modely jsou naopak charakterizovány předpokladem, že žádná z proměnných veličin nepodléhá náhodným změnám. Konceptuální modely jsou založeny na teoretických zákonech, empirické modely na experimentu nebo pozorování (Holý, 1994).

### **5.3.3. Protierozní a protipovodňová opatření**

Povodně a erozní činnost představují od nepaměti značné ohrožení. Dříve uplatňovaný centralizovaný přístup k protipovodňové ochraně znamenal většinou realizaci technických opatření bez ohledu na přírodní specifika krajiny, vegetaci, hospodaření na pozemcích, nevyužívání jednoduchých retenčních a akumulacích opatření. Decentralizovaný přístup spočívá v možnosti vytváření opatření přírodě blízkých, jako jsou především hydrologicky přijatelné formy hospodaření na pozemcích, možnosti infiltrace srážkové vody do půdy systémem cestních příkopů, hrázkami a terasami, průlehy a dalšími přírodě blízkými biotechnickými opatřeními na ploše povodí i na vodních tocích. Komplexnost je základním požadavkem na protierozní opatření. Celý soubor těchto opatření je nutno dát dohromady s různými požadavky, aby se dosáhlo optimálního efektu i nezbytné ochrany půdního fondu a všech hydrografických zdrojů. Při návrhu protierozních opatření se vychází především ze sklonu a délky svahu. Mělo by dojít k zeslabení jejich nepříznivého vlivu na vznik a průběh erozních procesů spočívající v omezení tangenciálního napětí a rychlosti povrchově stékající vody na hodnotu, při níž nedochází k intenzivnímu rozrušování půdního povrchu. Tento proces je však poměrně nákladný. Lze ho uplatnit většinou jen na hodnotných půdách pro cenné kultury. Proto se ochrana půdy zaměřuje na snížení spíše jen nepříznivé délky svahu. Zajímá nás především kritická délka svahu. Definujeme ji jako vzdálenost, na níž dochází na nepřerušném svahu k přeměně povrchového plošného odtoku

v odtok soustředěný a na níž přechází plošná eroze ve výmlovou. Intenzita eroze na svahu, kde délka svahu není kritická, se nepokládá pro zemědělskou výrobu za nebezpečnou (*Holý, 1978; Kiepe, 1995; Sinclair, 1997*).

## 6. Vlastní práce - soubor vědeckých studií

Disertační práce je zpracována formou komentovaného souboru vědeckých studií, jejichž výsledky byly prezentovány formou publikovaných článků ve vědeckých časopisech (celé texty prací jsou v přílohách 1 - 7). Všechny práce jsou zaměřené na možnosti snížení hydrologických extrémů. V práci je využita široká škála hydrologických modelů, jedná se o modely KINFIL, HEC-HMS a WBCM. V rámci disertační práce jsou tyto studie propojeny doplňujícím komentářem.

**STUDIE 1** (vlastní podíl 50 %): BAČINOVÁ H., KOVÁŘ P., 2017: Impact of overland flow on soil characteristics in experimental plots Trebsin. Soil and Water Research, Accepted.

**STUDIE 2** (vlastní podíl 25 %): KOVÁŘ P., BAČINOVÁ H., LOULA J., FEDOROVA D., 2016: Use of terraces to mitigate the impacts of overland flow and erosion on a catchment. Plant, Soil and Environment, Vol. 62, No. 4: 171–177, doi: 10.17221/786/2015-PSE.

**STUDIE 3** (vlastní podíl 33 %): FEDOROVA D., BAČINOVÁ H., KOVÁŘ P., 2017: Use of terraces to reduce overland flow and soil erosion by the HEC-HMS model and a comparison with the KINFIL model. Soil and Water Research, Accepted.

**STUDIE 4** (vlastní podíl 50 %): KOVÁŘ P., BAČINOVÁ H., 2015: Impact of Evapotranspiration on Diurnal Discharge Fluctuation Determined by the Fourier Series Model in Dry Periods. Soil and Water Research, roč. 10, č. 4, s. 210-217. ISSN: 1801-5395, doi: 10.17221/122/2015-SWR.

**STUDIE 5** (vlastní podíl 16 %): KOVÁŘ P., PEŠKOVÁ J., DOLEŽAL F., BAČINOVÁ H., KŘOVÁK F., MIHÁLIKOVÁ M., 2017: Study of the evapotranspiration impact on diurnal discharges in a small catchment. Journal of Hydrologic Engineering (ASCE). Review process.

**STUDIE 6** (vlastní podíl 14 %): KOVÁŘ P., HRABALÍKOVÁ M., NERUDA M., NERUDA R., ŠREJBER J., JELÍNKOVÁ A., BAČINOVÁ H., 2015: Choosing an Appropriate Hydrological Model for Rainfall-Runoff Extremes in Small

Catchments. Soil and Water Research, roč. 10, č. 3, s. 137-146. ISSN: 1801-5395, doi: 10.17221/16/2015-SWR.

**STUDIE 7** (vlastní podíl 25 %): GREGAR J., KOVÁŘ P., BAČINOVÁ H., BAŽATOVÁ T., 2017: A comparison of water regimes using the hydrological balance of two dump catchments in dry years in the Krusne Mountains. Soil and Water Research, Accepted.

Formát citací je u jednotlivých studií vždy na základě instrukcí dané redakce časopisu.

### **6.1. Stručný popis vědeckých studií**

**STUDIE 1** (vlastní podíl 50 %): BAČINOVÁ H., KOVÁŘ P., 2017: **Impact of overland flow on soil characteristics in experimental plots Trebsin.** Soil and Water Research, Accepted.

Tato první studie popisuje pokračování simulací výsledků z článku publikovaného v Soil and Water Research Vol. 7, No. 3. popisující vyhodnocení odtoku při extrémních deštích. Pro výpočty byl použit model KINFIL, což je fyzikálně založený, parametricky distribuovaný 3D model již zmiňovaný a popsáný v literární rešerši. Tento model byl využit poprvé v roce 2012 na simulaci vlivu povrchového odtoku způsobeného deštěm nebo simulátorem deště. Nyní po 4 letech jsme aplikovali původní měření na plochách č. 4 a č. 5, které ještě nebylo publikováno. Měření dešťovým simulátorem při vysoké intenzitě deště vyžaduje také znalosti a hodnoty hydraulické nasycené vodivosti, sorptivity, rozměrů obou parcel a granulometrické křivky, které jsou použity pro další výpočty. Od roku 2012 je model KINFIL pozměněn a dnes využívá efektivnější porovnání naměřených a vypočítaných výsledků. Používá nové parametry, jako je retenční součinitel sacího tlaku a polní vodní kapacita.

Experimentální plocha z této studie je situována 40 km jihovýchodně od Prahy v blízkosti vesnice Třebsín. Průměrný sklon na pozemcích je 7° až 8°. Za použití dešťového simulátoru jsme měřili odtokové simulace na ploše  $S = 30 \text{ m}^2$  (při délce 10,0 m a šířce 3,0 m), a to na obou pokusných plochách (vše znázorněno na obr. 1 a 2 v příloze č. 1). Tabulka jedna a dva v příloze č. 1

popisují použité informace o srážkoodtokových simulovaných akcích a charakteristiky výzkumných ploch.

Efektivní srážky byly vypočteny s použitím modelu KINFIL, do kterého byly zadány tyto vstupní informace: nasycená hydraulická vodivost, půdní sorptivita, srážky, čas a hodnota Curve Number (CN). Model KINFIL je založen na kombinaci teorie infiltrace (INFIL) a transformace povrchového odtoku kinematickou vlnou (KIN). Povrchový odtok byl vypočítán pomocí kinematické vlny s hydraulickými parametry ( $\alpha$ ,  $m$ ) a součinitelem drsnosti ( $n$ ) dle Manninga. Obrázky 3, 4, 6, 7 v příloze č. 1 popisují srážky za použití dešťového simulátoru. Křivka měřeného a simulovaného odtoku znázorněného v hyetogramech rychle stoupá v prvních minutách a posléze se obě dvě hodnoty stabilizují. Nástup povrchového odtoku je zpožděn o 2 minuty. Tento model poukazuje, jak efektivní srážky a odpovídající odtokové hydrogramy odrážejí současný stav půdy, a to zejména její schopnost propouštět dešťovou vodu. Na obrázcích 5 a 8 v příloze č. 1 jsou zaznamenány současné hodnoty hloubky, rychlosti a smykové rychlosti. Naměřené a vypočtené hodnoty znázorněné v hydrogramech byly porovnány s použitím Nash-Sutcliffe koeficientu (*Nash et Sutcliffe, 1970*), viz rov. (8). Podle naměřených a počítaných hodnot odtoků v posledních dvou sloupcích tabulky 1 v příloze č. 1 se zdá, že jejich rozdíly jsou zanedbatelné. Nicméně, v případě s porovnáním obrázků 3, 4, 6 a 7 jsou naměřené hodnoty zubatější než je tomu u vypočtených hodnot.

**STUDIE 2** (vlastní podíl 25 %): KOVÁŘ P., BAČINOVÁ H., LOULA J., FEDOROVA D., 2016: **Use of terraces to mitigate the impacts of overland flow and erosion on a catchment**. *Plant, Soil and Environment*, Vol. 62, No. 4: 171–177, doi: 10.17221/786/2015-PSE.

Tento příspěvek popisuje zmírnění povrchového odtoku a erozních smyvů v povodí, a to díky historickému systému teras vytvořenému v raném středověku majiteli pozemků, v Sudetské oblasti Krušnohoří, kteří se pak mohli lépe starat o svoji půdu. Použitím kamenů sesbíraných z místních zemědělských polí vznikl materiál na tvorbu právě těchto teras. Jejich vliv na povrchový odtok byl simulován již zmiňovaným a popsáním modelem KINFIL. Tento model

ukazuje, do jaké míry může systém teras zmírnit výsledky povodní a půdní eroze.

Zájmová odtoková plocha se nachází 9 km severně od Ústí nad Labem a severovýchodně od intravilánu obce Knínice a západně od dálnice D8. Rozkládá se na úpatí krušnohorského zlomového svahu v Nakléřovské hornatině. Experimentální odtoková plocha Knínice je zřejmě historicky nejlépe chráněná lokalita s terasami na území Českého středohoří s plochou 2,207 ha (se sedmi terasami a šesti terénními pásy mezi nimi) viz obr. 1 v příloze 2. Terasy zarůstají souvisle pokryty dřevinami a především stromy. Přítomnost této liniové vegetace vytváří v krajinné scéně vysoké estetické hodnoty. Tato vegetace a stejně tak další typy rozptýlené zeleně, plošná či bodová, plní celou řadu funkcí. Mezi ně patří například funkce hydrická, klimatická, produkční, biotická a v neposlední řadě krajnotvorná.

Zpracování  $N$ -letých srážek bylo opět provedeno metodickým postupem redukce 1-denních srážek (Hrádek et Kovář, 1994) s určením lokálních parametrů  $a$ ,  $c$  ze srážkoměrné stanice Ústí n. L., Kočkov a dále softwarem, který je součástí navrhovaného softwaru DES\_RAIN (Vaššová et Kovář, 2011). Měření půdních hydraulických parametrů nasycené hydraulické vodivosti  $K_s$  a sorptivity  $S$  při hodnotě polní vodní kapacity PVK bylo poměrně náročné, zejména na terasách, kde skladba kamenů vyžadovala nejen jejich stabilitu, ale i homogenitu. Záleželo také na průměrné velikosti mezer mezi kameny. Rekognoskace a měření probíhalo na jaře roku 2015. Měření bylo provedeno v povrchových vrstvách a jeho cílem bylo zjistit hodnoty infiltračních a hydrofyzikálních charakteristik na území mezi terasami a na nich. Tyto agrární terasy lze považovat za prvek s drenážními a vsakovacími schopnostmi, jež zachycuje potenciální povrchový odtok a působí tak jako protierozní opatření. Terasy disponují výrazně vyšší propustností ve smyslu proudění vody v pórovitém prostředí než povrchové vrstvy pozemků ležící mimo ně. Je to tím, že terasy kromě kamene obsahují také organické zbytky rostlin, z větší části již mineralizované.

Hydraulické parametry teras byly měřeny infiltrometrem třikrát na každé terase, pásy travalého travního porostu mezi nimi pouze dvakrát pro



poměrnou shodu výsledků z obou parametrů  $K_s$  a  $S$ . Softwarový program počítal retenční součinitele sacího tlaku  $S_f$  (Verdin et Morel-Seytoux, 1981). Výsledky poskytuje tabulka 1 a 2 viz příloha 2.

Simulační výpočty modelem KINFIL opět prokázaly, že v důsledku příznivých infiltračních vlastností půd na povodí Knínice jsou výšky povrchových odtoků (efektivní deště) opět  $N = 2, 5$  a  $10$  letých dešťů, stejně jako u experimentální plochy Verneřice či Libouchec a Adofov, zanedbatelné. U dešťů s dobou opakování  $N = 20, 50$  a  $100$  let by již tyto deště a průtoky z nich bez ochranného účinku teras byly nebezpečné, ale terasy je svou infiltrační kapacitou a hydraulickou drsností efektivně redukují. U nejnebezpečnějších průtoků  $Q_{100}$  (10', 20') je průtok z návrhového deště redukován terasami z hodnoty  $3,0 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  na  $1,8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  (tj. pro  $N = 10$  let je průtok s terasami snížen o cca 60 %, u  $N = 20$  a  $N = 50$  let je průtok nižší o 40 % a u  $N = 100$  let je to o 20 %). Tab. 4 viz. příloha č. 2 obsahuje hlavní parametry příčinných i efektivních dešťů a kulminační průtoky, podle kterých jsou zpracovány modelem KINFIL grafy viz příloha 2, dokazující stupeň ochrany proti erozi půdy. Do  $N = 10$  let je současná ochrana, kdy se již nepěstují na ploše okopaniny, vlastně zaručena a TTP snáší tangenciální napětí proudící vody až do cca 60 Pa, kdy jsou už kulminační průtoky v hodnotách  $50 \text{ let} < N < 100 \text{ let}$ . Redukce průtoků takto navrženými a zhotovenými terasami poskytuje velmi dobrý historický příklad ochrany půdy. Pokud by se tyto pozemky měly změnit zpět na ornou půdu, v důsledku změny kritických tangenciálních napětí půdy nekryté trvalým travním porostem, bylo by to jen těžko možné bez dalšího ochranného opatření.

**STUDIE 3** (vlastní podíl 33 %): FEDOROVA D., BAČINOVÁ H., KOVÁŘ P., 2017: **Use of terraces to reduce overland flow and soil erosion by the HEC-HMS model and a comparison with the KINFIL model.** Soil and Water Research, Accepted.

V současné době probíhají diskuse o charakteru a použitelnosti modelu kinematické vlny. U této publikace byla největší pozornost věnována otázce, zda kinematická vlna může nahradit jiné metody generování odtoku. Například jednodušším prostředkem může být jednotkový hydrogram pro výpočet

povrchového odtoku v horských oblastech s historickým systémem teras. Terasy zde fungují jako účinná bariéra pro povrchový odtok, a to díky své kamenité konstrukci s různými průměry mají vysokou propustnost pro vodu, čímž dochází ke snížení hydraulické rychlosti. Tyto terasy mají obvykle velkou vegetační rozmanitost.

Vybraná lokalita Knínice je stejná se Studií 2. Povrchový odtok byl vypočten s využitím dvou různých metod, a to metodou kinematické vlny a SCS (Soil Conservation Service) jednotkovým hydrogramem. Jednou ze základních syntetizovaných charakteristik povodí je právě tento hydrogram odvozený s použitím typové S-křivky (*US SCS, 1992*). Tato metoda je založena na předpokladu rovnoměrného plošného rozložení jednotkového příčinného deště vysoké intenzity a krátké doby trvání na relativně malém povodí s lineárním srážko-odtokovým procesem, kdy platí tzv. princip superpozice. Tento princip předpokládá platnost lineárního vytváření odtoku, který lze popsat soustavou odtokových rovnic, majících obecné řešení ve známém „konvolučním integrálu“ (*Beven, 2001*). Právě jednou ze základních syntetizovaných charakteristik povodí je výše zmíněný hydrogram. Pro simulaci kinematické metody vlny byl použit software KINFIL a pro jednotkový hydrogram byl použit software HEC-HMS. Výsledkem bylo srovnání výsledků hydraulických vlastností na terasách a na ploše mezi nimi. K výpočtu byly použity oba softwary. Výpočet simuluje tedy dva různé způsoby s využitím veškerých stejných naměřených dat včetně naměřených dat ohledně půdní hydrologie.

Oproti Studii 2 je v tomto článku přiložen i částečný podélný profil (ve směru odtoku vody) viz obr. 2 v příloze 3 se sklony 0,35–0,61 a sklonu pásů orné půdy 0,04–0,12. Je ukázkou intuitivního zabezpečení alespoň proti 20letým povrchovým odtokům z návrhových dešťů stejné periodicity. Otázka, zda metoda kinematické vlny může nahradit metodu jednotkového hydrogramu, zůstává stále otevřenou vzhledem k obrovským zásadním rozdílům těchto dvou metod. Model kinematické vlny pro povrchový odtok je založen na deterministické a fyzikální bázi, distribuovaných parametrech a hydraulicky náročné metodě získání dat (vyžadující geometrických a třecích parametrů). Oproti tomu jednotkový hydrogram byl původně vytvořen pro

velké povodí (*Sherman, 1932*), ale později bylo zjištěno, že primární použití je pro středně velké povodí. Model využívající kinematickou vlnu se používá především pro malé povodí a jednotkový hydrogram především pro středně velké povodí. Zdá se tedy, že by mezi těmito dvěma způsoby měl být malý přesah (*Ponce et al., 1996*).

V závěru se nedá říct, který způsob je lepší, nebo přesnější. Výsledek nemá jednoduchou odpověď. Obě metody mají odlišné datové potřeby a mají odlišný charakter a nejsou snadno srovnatelné. Software HEC-HMS bez jakýchkoliv pochybností je jednodušší pro použití i pro nezkušené uživatele. Jeho rozhraní je zjednodušené a může být použit intuitivně, což je jeho velká výhoda. Rozhraní modelu KINFIL není tak uživatelsky přívětivé, výpočet kinematické vlny vyžaduje více dat, ale díky tomu má přesnější výsledky, které lze vidět na obr. 3 viz příloha 3. Jak je na tomto obrázku zřejmé, hydrogramy vypočtené metodou kinematické vlny mají ostřejší tvar, který je přirozenější za daných podmínek pro malé povodí. Zato jednotkový hydrogram vykazuje lepší výsledky v případě bez teras, avšak rozdíly v průtocích nejsou příliš velké, a to zejména u  $n = 10$  a 20 let. Tato hodnota je menší než  $0,1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ .

Významnou výhodou způsobu výpočtu kinematické vlny je, že lze popsat koeficient drsnosti a dešťovou variaci. Model kinematické vlny zvyšuje přesnost při snižování velikosti povodí, avšak u jednotkového hydrogramu dochází ke zvýšení použitelnosti při zvyšující se velikosti povodí. Velký rozdíl nepozorujeme. Je to ale tím, že model kinematické vlny je aplikován ve značných sklonech, kdy nedochází ani zdaleka ke zpětnému vzduť proudící vody.

**STUDIE 4** (vlastní podíl 50 %): KOVÁŘ P., BAČINOVÁ H., 2015: **Impact of Evapotranspiration on Diurnal Discharge Fluctuation Determined by the Fourier Series Model in Dry Periods**. Soil and Water Research, roč. 10, č. 4, s. 210-217. ISSN: 1801-5395, doi: 10.17221/122/2015-SWR.

V této studii byl použit model Fourier, který byl původně odvozen pro účely srážko-odtokových procesů již v 70. letech minulého století. Pro řešení opačného problému, tedy sucha, se začíná používat až dnes. Tento model byl v tomto případě využit k hodnocení vlivu evapotranspirace na odtok v malém

povodí, a to během suchých období. Povodí jsou považována za dynamický systém, kde potenciální evapotranspirace může být řešena z měřených klimaticko-meteorologických dat a následným výpočtem bilančních dat (Penman, 1963). Pokud ale máme k dispozici velmi přesná data měřeného Starosuchdolského potoka, průtoku (high resolution) v uzávěrovém profilu povodí, aplikujeme druhou možnost řešení modelem Fourier.

Měření průtoku v období sucha má trend výtokové čáry povodí, která cyklicky v rámci 24 hod vykazuje křivku tvaru Fourierových řad. Vlastnosti této křivky jsou známé z teorie goniometrických ortogonálních řad. Jejich harmonické koeficienty platí nejen pro vztah srážka-odtok, ale i pro vztah odtok-evapotranspirace. Extrémní sucha jsou právě často určována podle trendu výtokové čáry povodí. Tato čára svými výkyvy v denních a nočních hodinách vykazuje časovou harmonickou řadu způsobenou aktuální evapotranspirací obvykle menšího řádu než u středně velkých povodí (Kirchner, 2006 et 2009; Deutscher et Kupec, 2014; Langhammer et Vilímek, 2008). U malých povodí, obvykle do 10 km<sup>2</sup>, jsou tyto vlny dobře řešitelné právě Fourierovou řadou.

Vybraný Starosuchdolský potok dobře splňuje podmínky pro využití modelu Fourier. Jsou to dobré charakteristiky sucha a výrazné podmínky výparu i fyziologické podmínky transpirace. Tento potok pramení v severní části starého Suchdola. Délka toku k uzávěrovému profilu je zhruba 580 m. Plocha povodí činí 2,95 km<sup>2</sup>. Pozemky jsou z 53 % užívány jako orná půda, 36 % zastavěná plocha a zbytek (11 %) lesní vegetace, zejména v nejnižších polohách povodí v okolí uzávěrového profilu povodí z obou stran toku. Terén povodí je převážně rovinného charakteru o sklonitosti do 5 %, pouze v severní zalesněné části v okolí toku se vyskytují svahy s průměrným sklonem až do 36 %. Z pedologického hlediska je povodí rozděleno zhruba do tří základních geomorfologických formací: půdy rozlehlých plošin, niva toku a svažité pozemky přikloněné k toku potoka. Klimaticky se řadí povodí Starosuchdolského potoka do teplého, mírně suchého regionu. Průměrná roční teplota je 8,8 °C. Průměrný roční úhrn srážek pro povodí je pod 500 mm. V zimním období je úhrn srážek v rozmezí 200 – 300 mm.

Současně jsou v uzávěrovém profilu povodí Starosuchdolského potoka měřeny dalšími dvěma sensory teplota vzduchu (°C) a vlhkost půdy v hloubce kořenové zóny (cca 30 cm pod povrchem). Taktéž je cca 1,5 km od plošného těžiště povodí v areálu ČZU Praha kontinuálně měřen výpar z volné hladiny. Měření je prováděno automatickým zařízením EWM. Ke stanovení polní vodní kapacity bylo využito definice (Romano et Santini, 2002): objem vody v půdě odpovídá průměru  $0,371 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  se standardní odchylkou  $0,063 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  za použití přístroje HYPROP (Schindler et al., 2010).

Obrázek 2 v příloze 4 představuje zajímavé údaje ukazující, co se stane, když evapotranspirace ovlivňuje vodní tok. Je to vše realizováno Fourierovým modelem na základě Fourierovi řady, kde vstupními koeficienty jsou  $(a_r, b_r)$  a výstupními  $(A_r, B_r)$ . Byly použity pro výpočet transformačních funkčních koeficientů  $(\alpha_r, \beta_r)$ . Pro interpretaci výsledků by mělo být zřejmé, že tvorba odtoku má vliv také na hydraulický odpor, který zpomaluje vodní perkolaci. Ve srovnání evapotranspirace s vlivem hydraulického odporu je daleko menší. Náš výpočet ukazuje, že přínos hydraulické odolnosti i proti snižování spádového odtoku je nižší než 10%. Hlavním účinkem hydraulického odporu je vliv na zpoždění evapotranspirace na povodí. Koeficienty Fourierova modelu mohou být také použity pro výpočet chybějících dat při selhání měření. Pro tento případ můžeme použít vstupní koeficienty a transformační koeficienty z časových řad těsně před výpadem měření. Závěrem můžeme konstatovat následující:

- Metodologie může jasně ukázat, jak moc aktuální evapotranspirace ovlivňuje povrchový odtok z malých povodí.
- Fourierovi transformační koeficienty  $\alpha(\mathbf{rr})$  a  $\beta(\mathbf{rr} - \mathbf{1})$  lépe vyhovují výpočtu odtoku u malých vodních toků v případě zvýšení konstanty  $(n)$ .
- Pro dopočet chybějících údajů o odtoku způsobeném výpadkem při nehodě.
- Metoda proof-control potvrzuje správnost výpočtu na konvolučním procesu. Může být použit postup sumace (rov. 13). Transformační funkce  $u(t)$  poskytuje spolehlivé výsledky.

**STUDIE 5** (vlastní podíl 16 %): KOVÁŘ P., PEŠKOVÁ J., DOLEŽAL F., BAČINOVÁ H., KŘOVÁK F., MIHÁLIKOVÁ M., 2017: **Study of the evapotranspiration impact on diurnal discharges in a small catchment.** Journal of Hydrologic Engineering (ASCE). Review process.

Tento článek popisuje aplikaci Fourierovy řady pro podrobnou simulaci odtoku na povodí v suchých obdobích, kdy je průtok proudu významně ovlivněn evapotranspirací, a to zvláště během denních hodin. Povodí mohou být považována za dynamické systémy, kde evapotranspirace má vliv na denní a noční kolísání průtoků. Článek popisuje tři epizody v suchých obdobích. Zaměřuje se na možnost využití modelu Fourierových řad, jako již bylo zmíněno ve studii 4. Tento článek je rozšířenou verzí právě zmíněné studie 4. Oproti Studii 4 byly vybrány tři epizody:

- EPISODE 1: 24/6 (20 h) – 29/6 (05h) 2011 ( $n = 106$  h)
- EPISODE 2: 22/5 (09h) – 29/5 (02h) 2012 ( $n = 162$  h)
- EPISODE 3: 08/8 (02h) – 16/8 (20h) 2012 ( $n = 211$  h)

Jedním z cílů na Starosuchdolském potoce bylo určení aktuální evapotranspirace na malém povodí. Je možné ji určit takto:  $AE(i) = FWE(i) \cdot (SMC(i)/FC)$ .  $AE(i)$  je vypočtená aktuální evapotranspirace (územní výpar) ( $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ )  $FWE(i)$  reprezentuje měřený výpar z volné vodní hladiny ( $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ),  $SMC(i)$  je měřená půdní vlhkost (-) a  $FC$  je měřená polní vodní kapacita PVK (-). Vliv evapotranspirace na odtok z povodí je velmi zajímavým úkazem. Spotřeba vody břehovým porostem je úzce spojena právě s denní dynamikou průtoků v povodí. Použitý model využívá harmonických funkcí, konvolučních principů a silné konvergence. Rovnice 2 – 9 (uvedené v příloze 5) je možné využít jedině s měřicími přístroji s vysokým rozlišením, které jsou dostupné až v posledních desetiletích. Závěrem je možno konstatovat, že využití Fourierových řad pro aproximace funkce srážko-odtokového procesu je evidentní, že s využitím transformace quasi-lineární konvolucí je výpočet jednodušší než řešení vlivu evapotranspirace na odtok. Proces srážka – odtok se dá v řadě případů řešit některou z lineárních metod. V procesu odtok – výpar, kde byla využita stejná metoda aproximace průtokové řady Fourierovým rozvojem, jsou důsledky nelinearity procesu více viditelné, a výsledky tudíž

horší. Tento fakt tedy přináší sice o něco horší výsledky, ale ty jsou stále ještě dobře použitelné.

**STUDIE 6** (vlastní podíl 14 %): KOVÁŘ P., HRABALÍKOVÁ M., NERUDA M., NERUDA R., ŠREJBER J., JELÍNKOVÁ A., BAČINOVÁ H., 2015: **Choosing an Appropriate Hydrological Model for Rainfall-Runoff Extremes in Small Catchments**. Soil and Water Research, roč. 10, č. 3, s. 137-146. ISSN: 1801-5395, doi: 10.17221/16/2015-SWR.

Rychle se zvyšující počet katastrofických situací způsobených extrémními srážkoodtokovými epizodami se často nachází u malých horských povodí, kde změna z odtoku k ustálení režimu může být obrovská. Konvektivní srážky s vysokou intenzitou na relativně malém povodí s velkým sklonem podélného profilu řeky často způsobí velké škody. Reálná prognóza a scénář v inženýrské hydrologie často zahrnuje použití simulačních technik matematického modelování srážkoodtokových procesů u malých povodí. Tato povodí jsou často větší než 30 km<sup>2</sup>, jejich charakter je bystrinný a typ proudění vody je super-kritický.

Smědá, naše experimentální horské povodí v Jizerských horách, bylo zvoleno jako modelový prostor pro simulaci extrémních srážkoodtokových procesů s využitím dvou různých modelů. Fyzicko-geometrické charakteristiky povodí poskytuje tabulka 1 v příloze 6. Plocha povodí (profil Bílý Potok) měří 26,13 km<sup>2</sup>. Na povodí Smědé a jejím limnigrafickém profilem Bílý Potok se prováděla měření od konce padesátých let 20. století. Intravilán obce Bílý Potok trpí záplavami poměrně často, i když přirozená retence povodí vegetací, půdou a bezodtokovými depresiemi může dosahovat místy 3 - 5 mm. Je to stále málo z hlediska porovnání s navrhovanou ochranou terasami i s jinými biotechnickými opatřeními. Pro účely hodnocení a simulaci významných srážkoodtokových epizod jsme zvolili model KINFIL a ANN (artificial neural network). Neuronová síť je model nelineární funkční závislosti mezi vstupy a výstupy s volnými parametry, které jsou vytvořeny interaktivním učením algoritmů s využitím kalibračních dat. Tyto dva modely jsou zcela odlišné. Jsou založeny na odlišných principech, ale oba vyžadují stejnou časovou řadu dat. Nicméně parametry modelu jsou odlišné, KINFIL je 3D hydraulický model

a ANN je "fuzzy" model. Přednost modelu KINFIL je, že existují fyzikálně jasné parametry pro adekvátní hydrologické procesy rovnic, zatímco přednost ANN spočívá ve "fuzzy" učícím se postupu. Jejich společnou charakteristikou je pravidlo, že čím větší počet měřených srážkoodtokových údajů, tím se dají očekávat přesnější výsledky.

**STUDIE 7** (vlastní podíl 25 %): GREGAR J., KOVÁŘ P., BAČINOVÁ H., BAŽATOVÁ T., 2017: **A comparison of water regimes using the hydrological balance of two dump catchments in dry years in the Krušné Mountains**. Soil and Water Research, Accepted.

Po ukončení povrchové těžby hnědého uhlí nastává dlouhodobá fáze rekultivací. Jedním ze základních procesů je optimalizace vodního režimu. Dvě výsypková povodí v Krušných horách v České republice byla vybrána pro studii. Snaží se odhalit, zda je jejich hydrologická bilance v těchto povodích adekvátní, aby život v nich měl dostatečně přirozenou úroveň. Výsypková území se potýkají s touto problematikou především v klimaticky suchých obdobích. Tato studie je zaměřena na povodí dvou výsypek Radovesické a Loketské. Obě dvě se nacházejí v oblasti Krušných hor a jsou vzdálené od sebe asi 90 km. Povodí Radovesické výsypky spadá do srážkového stínu Krušných hor. Dlouhodobý srážkový deficit v tomto povodí je cca 100 mm ročně. Hydrologická bilance je základním prostředkem pro hodnocení výskytu a distribuci vody v povodí.

Pro analýzu bilance povodí byl vybrán bilanční model WBCM-6. Bilanční modely jsou vytvářeny zejména pro simulaci nejen povrchového odtoku, ale také dalších procesů probíhajících v povodí v dlouhém časovém intervalu. Pro výpočet byl použit model WBCM (Kulhavý et Kovář 2002; Kovář et Štibinger, 2006; Kovář et al., 2015b). Je to deterministický model patřící do kategorie modelů koncepčních, celistvých a nelineárních s pravděpodobnostně rozdělenými parametry po ploše modelovaného povodí tak, aby mohla být zachována jejich plošná variabilita. Tato práce srovnává hydrologickou bilanci výsypek ve vegetačním období roku 2003 (suchý rok) se srážkově průměrným rokem (tzv. normálním) 2004 (Radovesická výsypka) a rokem 2006 (Loketská výsypka) kvůli posouzení vhodnosti návrhů biotechnického opatření. Jako



indikátor změn slouží data srážkových úhrnů, rozdíl v potenciální a aktuální evapotranspiraci a změn hladin podzemní vody.

Náš zájem byl zaměřen na suché roky a pro simulace vodní bilance vegetačních období v suchém roce 2003 byla právě nejdůležitější epizoda v naší studii. Tab. 1 v příloze 7 uvádí přehled dekády (10 dní) hodnot v roce 2003 na Radovesické výsypce spádové oblasti a tab. 2 ve stejné příloze představuje hodnoty na Loketské výsypce. Obrázky 4 a 5 v příloze 7 představují hlavní grafy, které představují výsledky studie. Poslední složkou, DGWR, vyjadřuje skladování podpovrchové vody jako součet vody jak v nesaturované zóně tak i v saturované zóně. Zanedbatelné nerovnováhy lze pozorovat během několika desítek let, pokud jsou považovány za zvláštní. Rozdíly ve vodní bilanční rovnici na Radovesické výsypce v roce 2003 jsou následující:  $SDIF = 0,90 \text{ mm}$  (0,37%) a na Loketské výsypce:  $SDIF = -0,27 \text{ mm}$  (-0,05%). Tyto srážky jsou o 23% vyšší u Loketské výsypky než na Radovesické výsypky. Ostatní složky vodní bilance jsou tedy jen stěží schopny zlepšit vodní režim na Radovesické výsypce. Je zapotřebí vytvořit biotechnická opatření ke zlepšení retence a akumulace.

## 6.2. Využití výsledků studií pro možnosti snižování dopadů hydrologických extrémů

Půda je jedním ze základních pilířů lidského života. Také patří mezi hlavní zdroje biosféry a je jedním z neobnovitelných přírodních zdrojů, bez kterého by život neexistoval. V současné době dochází bohužel k jejímu znehodnocování a k pozdějšímu nenávratnému poškození. Prvotní příčinou ztráty půdy je lidský faktor ve většině případů (*eAGRI, 2015; Holý, 1994*). Lidský faktor porušil intenzivním využíváním půdy pro zemědělskou výrobu a realizací výstavby postupně přirozený kryt půdy a vystavil její povrch působení erozních sil (*Holý, 1970; Holý, 1978; Holý, 1994*).

Většina zemědělské půdy ve světě je v současnosti ohrožována některým druhem degradace půd. Mezi hlavní náleží větrná a vodní eroze. Regulace odtoku vody v povodí je u nás uplatňována již celá staletí. Například je zde potřeba regulovat vodní cyklus při zemědělském hospodaření vzhledem k značným rozdílům v úhrnu a rozdělení srážek. Hydrologickou odezvou srážkových výkyvů jsou na straně jedné velmi vodná období, doprovázená povodněmi, a na straně druhé období sucha (*ČSKI et ČSSI, 2002*). „Vodní eroze se projevuje smyvem půdy vlivem unášecí síly vody a jejím ukládáním v nižších partiích povodí. Příčinou vodní eroze jsou nejčastěji přívalové deště, tání sněhu nebo stálý (kolísavý) průtok vody v korytech vodních toků“ (*Sklenička, 2003*). Je tedy vyvolávána destruktivní činností dešťových kapek povrchovým odtokem a následným transportem uvolněných půdních částic povrchovým odtokem dále do povodí (*Janeček et al., 2012*).

Erozní jevy vedou k výraznému poškození základních přírodních zdrojů, a to půdy a zároveň i vody. V současné době se dostaly do popředí pozornosti světové veřejnosti, která se snaží nezbytnému poškození půdy předcházet, snaží se půdu a vodu chránit (*Holý, 1978*). Všechny zemědělské systémy jsou ohroženy do určité míry erozí. Hrozba může být jak v krátkých, tak v delších časových intervalech. Ty s delším časovým intervalem jsou ale obzvláště obtížné pro zemědělce. Velmi nepříznivé důsledky nastávají při dlouhodobém procesu tvorby nové půdy, při kterém může nastat intenzivní srážka a dochází k smyvu mělké půdní vrstvy a tím se obnaží půdní podklad.

Erozní jevy jsou výsledkem velice složitých přírodních procesů. Stanovení průběhu těchto procesů, matematické vyjádření a předvídání erozních jevů určité intenzity je závažným hydrologickým problémem. K řešení je nutno podrobně zhodnotit veškeré erozní faktory, které působí na vznik a průběh erozních procesů. Dále je nutné provést rozbor jejich vlivu a na základě tohoto rozboru učinit správné závěry o jejich komplexním působení (Holý, 1970; Janeček et al., 2008).

Ochrana půdy a vodních zdrojů má zásadní význam pro zemědělství. V současné době je eroze půdy a usazování sedimentů jsou procesy, které jsou studovány pomocí měřicích přístrojů, modelování a managementu (Collins et Owens, 2006). Dřívější modely nebyly vyvinuty pro předpověď či pro zjištění erozních případů, ani pro posouzení ztráty půdy pomocí univerzální rovnice ztráty půdy (Wischmeier et Smith, 1965). Současný výzkum v oblasti modelování eroze se zabývá půdními fyzikálními parametry, které odrážejí jejich vlastnosti v nehomogenním prostoru. Erozně simulační modely, jako WEPP (Flanagan et Livingston, 1995), AGNPS (NRCS, 2017), EUROSEM (Morgan et al., 1998) a mnoho dalších vyžadují značné množství dat a fungujících na základě srážkoodtokových událostí. Na simulaci eroze způsobené extrémními krátkodobými přívalovými epizodami bude mít zcela jistě vliv zastoupení zrnitosti půdy (zrnitostních frakcí), působící na vytváření plošné (mezirýžkové) a rýžkové eroze. Na krátkých experimentálních svazích předpokládáme, že proudová a výmolová eroze zatím nebude vznikat. Hlavním odtokovým jevem je transport deštěm uvolněných půdních částic. Odnos těchto půdních částic do sítě rýžek je funkcí charakteristik deště, zejména jeho intenzity, půdních vlastností, rostlinného pokryvu a dále délky a sklonu svahu, který významně ovlivňuje odtokový proces. Odlišení plošné (mezirýžkové) a rýžkové eroze je problémem, který s výraznou heterogenitou zrnitosti půdy nekryté vegetačním pokryvem, roste. Proto bude třeba v další fázi řešení pečlivě provádět granulometrické měření pro konstrukci zrnitostních křivek (Holý, 1994; Boardman et al., 2009).

Jedním z modelů, který se používá pro výpočty je již zmiňovaný a popsáný model KINFIL. V roce 2011 (Kovář et Vaššová, 2011) byl tento model

použit poprvé pro simulaci vlivu svahového odtoku v důsledku přírodních nebo uměle simulovaných dešťů na různých pokusných plochách. Právě tento model byl použit skoro u všech studií prezentovaných v této dizertační práci. V rámci **první studie** byly prezentovány výsledky za použití dešťového simulátoru a modelu KINFIL. Je tedy zřejmé, že model KINFIL je velmi citlivý na přesnost hydraulických parametrů hydraulické vodivosti a sorptivity. Odchytky ve výstupech při modelování srážkoodtokových situací oproti skutečnému stavu jsou výhradně vztaženy ke kvalitě vstupních dat nebo k jejich zadávání. Závěrem lze konstatovat, že model KINFIL je vhodným nástrojem pro modelování povrchového odtoku, ale je také vhodný pro hodnocení ohroženosti půd vodní erozí. Mnoho dalších autorů řeší podobné studie, které se snaží vyřešit problém s erozí, a to dokonce i na stejné lokalitě Knínice (*Kovář et al., 2011b; Kořínek et Kovář, 2013; Hrabalíková et Janeček, 2017*).

Eroze půdy je závažným problémem, který vyplývá z kombinací intenzifikace v zemědělství, půdní degradace a intenzivních bouřkových období. Je to proces, při kterém dochází k odstranění materiálu půdy vodou. Tento proces může být přírodní nebo urychlen lidskou činností. Rychlost eroze může být velmi pomalá až velmi rychlá, a to v závislosti na půdě, krajině, počasí a ostatních podmínkách. Je to tedy jeden z nejvýznamnějších degradačních procesů půdy v České republice. Je vyvolána destruktivní činností dešťových kapek a pozdějším povrchovým odtokem. Intenzita je dána charakterem srážek, povrchovým odtokem, půdními poměry, morfologií území (to je sklon, délka a tvar svahů), vegetačními poměry a způsobem využití pozemků, a to včetně používaných agrotechnologií (*Amore et al., 2004; Vopravil et al., 2013*). Vodní eroze je u nás velmi rozšířeným jevem. Povrchový odtok může také vznikat z přívalových nebo dlouhotrvajících srážek a ze sněhových vod při jarním tání. Nebo vzniká koncentrací vody v přirozené i umělé hydrografické síti (*Holý, 1994*).

Cílek et al., (2004) ve své knize napsal, že „Krajina je určitý výsek souše, který má nějaký střed, určitou hranici či okraj a uvnitř té hranice leží pole nějakých víceméně jednotných vlastností. Všichni máme zkušenost, že existují různé krajiny, ale že rozdíly mezi nimi spíš cítíme, než abychom je uměli

pojmenovat“. Struktura krajiny je jedním z významných faktorů ovlivňujících geomorfologickou diverzitu, biodiverzitu a tím ale i ekologickou hodnotu krajiny (Langlois et al., 2001). Tyto faktory krajiny se mění v čase a prostoru. Mění se jak přírodními vlivy, tak i hospodářskou činností. V některých příhraničních oblastech České republiky (zejména v Podkušnohoří a v Krušných horách) je možno pozorovat v krajině prvky s převládajícím parametrem délky. Jejich původ je antropogenní a sahá od středověku (Low et Michal, 2003). Příkré svahy, které jsou opatřeny terasami vytvořenými snosem kamene z polí po dobu života řady generací. Rozměry těchto teras se pohybují v různých hodnotách výšky, šířky a délky. Jsou závislé zejména na sklonu a délce svahu. Všechny tyto historické pozůstatky středověké krajiny však mají důležité krajnotvorné a stabilizační vlastnosti (Merot, 1999; Marshal et Moonen, 2002). Bohužel tyto zajímavé a důležité prvky z dnešní krajiny poměrně rychle mizí a jejich estetická, ekologická a stabilizační funkce krajiny se tak rychle vytrácí (Sklenička, 2003).

V rámci **druhé studie** byl použit stejný model KINFIL (Kovář et Vaššová, 2011) s úkolem potvrdit či vyvrátit hypotézu o výrazných rozdílech hydro-fyzikálních vlastností agrárních teras a hydro-fyzikálních charakteristik zemin na území mimo tyto terasy. Velmi podobné téma bylo řešeno i v článku Kovář et al. (2011b), ale na experimentální ploše Verneřice. Pomocí modelu KINFIL byl simulován tedy odtok ze zájmové lokality Knínice v současném stavu s terasami a také pro variantu bez teras, aby mohl být stanoven vliv tohoto opatření na velikost povrchového odtoku, a tedy i vodní eroze. Dále potvrdit protierozní a protipovodňový účinek stávajících teras jako biotechnické opatření. Pro vyšetření účelů protierozní ochrany půdy je nutné zjistit zejména výskyt, rozdělení a intenzitu srážek. Erozní účinek je zesílen účinky kinetické energie dešťových kapek na půdním povrchu, kde nastává rozpad půdních agregátů a dochází k odnosu materiálu. Tyto srážky jsou charakterizovány značnou intenzitou, krátkou dobou trvání a omezeným plošným rozsahem (Toman et al., 1993). Přívalové deště jsou charakteristické svojí vysokou intenzitou, kratší dobou trvání a omezeným plošným rozsahem. Z charakteristik hydrologického režimu toku a povodí jsou zvláště závažné jeho extrémy, což jsou maximální,

minimální průtoky a vodní stavy. Závažnost těchto charakteristik vyplývá z jejich důsledků pro hospodářskou činnost a také z jejich často katastrofálních následků (*Dub et Němec, 1969*).

Existuje několik hydrologických modelů, které mohou simulovat infiltrace a proces povrchového odtoku na agrárních terasách, valech či hrázkách (e.g. *Amore et al., 2004; Aksoy et Kavvas, 2005*). Jednodušší geomorfologický systém erozní kontroly obvykle poskytuje lepší modelování (*Maidment, 1993*). Právě zmiňovaný systém teras na lokalitě Knínice v okrese Ústí nad Labem je velmi dobrým příkladem pro analýza vlivů teras na kulminační průtok a na zpožděný kulminační průtok na neprušeném svahu. Získané informace mohou také poskytnout informace vedoucí k lepšímu hospodaření s půdou (e.g. *Hallema et Moussa, 2014*). Cílem této analýzy bylo tedy znázornění a porovnání funkce ochranných teras při extrémních srážko-odtokových případech pro různou dobu opakování. Je to současně scénář protipovodňové a protierozní účinnosti těchto teras jako biotechnických opatření.

Způsob využití krajiny (land use) je významnou charakteristikou a značně ovlivňuje její hydrologické vlastnosti, zvláště retenci a akumulaci vody i retardaci odtoku. V případě výstavby a údržby teras, vytvářených snosem kamenů a balvanů z vlastních i přilehlých pozemků jde o historický proces, vyvolaný nutností obživy rodin majitelů pozemků, podporujících zemědělskou činnost, bez které by tehdejší obyvatelstvo nemohlo přežít. Například význam zvolených teras je popsán ve studijních pracích Machové a Elznicové (*2009 et 2010*), kde je hodnotí velmi pozitivně. Jejich výskyt zaznamenávají zejména v Krušnohoří (Adolfov, Fojtovice, Knínice, Libouchec, rovněž v okrese Ústí nad Labem aj.) a v severní části Českého středohoří (Oblík, Verneřice, aj.), kde taktéž v minulosti probíhalo měření a zpracování výsledků srážko-odtokových případů (*Kovář et al., 2011b; Bačínová 2014, Kovář et al., 2014; Kovář et al., 2015b; Kovář et al., 2015c*). Ve všech těchto pracích bylo zjištěno, že mají zejména několikanásobně vyšší hodnoty infiltrace, což dokazují právě zmíněné výsledky ve všech publikovaných studiích. Tato biotechnická opatření fungují při snižování povrchového odtoku a dá se předpokládat předpokládat, že mají i příznivý vliv

na vodní režim v období sucha. Tyto výsledky byly předmětem závěrečné zprávy (2015c) a současně i Certifikované Metodiky TAČR (2015b). Ze zajímavých terasových území jsme se inspirovali také pro Závěrečnou zprávu (2015c) lokalitou Verneřice, která má nižší a užší terasy spíše hrázky, vzájemně dále od sebe.

Štibinger (2011) uvádí, že experimenty pro odhad hydrologických, a zejména infiltračních charakteristik na území s agrárními opatřeními, nebyly dosud na území ČR prováděny ani ve starší či relativně novější literatuře není zmínka o vlivu těchto útvarů na vodní režimy, snad jen nějaké poznámky o zmírňování negativních jevů povrchových odtoků a případné vodní eroze.

Elznicová a Machová (2009), Štibinger (2011) a Machová et al. (2012) popisují historii vzniku agrárních opatření, které vznikaly zejména sběrem kamenů z obdělávaných polí a jejich ukládáním na meze a také ukládáním kamenů na hranice pozemků. Jsou to tedy skeletovité agrární formy reliéfu v krajině, většinou svažité. Je možné je chápat jako soubor či systém agrárních kamenných a štěrkových krajinných prvků (valů, teras, hald), vzniklých dlouholetou lidskou činností. Tyto druhy reliéfu byly vytvořeny zemědělskou činností člověka záměrně nebo spontánně s využitím tradičních zemědělských nástrojů a postupů. Po staletí prováděná orba svažitých polních parcel, jejichž hranice vedou po vrstevnici či šikmo k ní, vedla k tvorbě těchto prvků v krajině. Dle Machová et al., (2012) tyto formy reliéfu plní řadu funkcí: zvyšují geodiverzitu, jsou specifickým ekotopem pro rozmanitá rostlinná a živočišná společenstva, v nezalesněných i zalesněných oblastech jsou indikátorem někdejšího rozsahu plužiny, vypovídají o horninovém složení lokality, plní protierozní funkci, mají vysokou estetickou hodnotu, spoluutvářejí krajinný ráz a jsou hmotnými doklady lidské práce v minulosti za zcela odlišných technických, ekonomických i sociálních podmínek. Z toho vyplývá jejich veliký význam a především nutnost jejich ochrany (Machová et al., 2012). Tyto valy vznikaly skládáním kamení sběrem, snosem z vlastních i přilehlých pozemků a jejich navršením do linií. Jako důsledek změn v hospodaření, což se projevilo například ukončením sběru a ukládání kamenů na valy, nastalo postupné zarůstání valů vegetací. V průběhu desetiletí se na těchto místech vyvinula

společenstva dřevin, která tvoří významný krajinný prvek (*Elznicová et Machová, 2009*). Mají také příznivé drenážní a vsakovací schopnosti. Do značné míry snižují povrchový odtok, čímž dochází ke snížení vodní eroze půdy, a to zejména pokud jsou orientovány ve směru vrstevnic (*Kovář et al., 2011b*). Molnářová et al. (2008) uvádí, že v mnoha tradičních kulturních krajinách měli agrární opatření pevné místo v zemědělských systémech, které sloužilo taktéž jako hranice mezi pozemky, přístřeší a zdroje dřeva. V současné době tyto funkce jsou nejvíce ceněny spíše pro jejich ekologickou a kulturní funkci, které jsou stále více studovány ekology, zahradními architekty, historiky krajiny či krajinnými archeology v Evropě (*Burel et Baudry, 1995; Oreszczyn, 2000; Oreszczyn et Lane, 2000; Kristensen et Caspersen, 2002; Deckers et al., 2005*) a jinde (e.g., *Rao et al., 1999; Schmucki et al., 2002; Tangya et al., 2003, Zuría et Gates, 2006*). V dnešním intenzivně využívané krajině, agrární opatření mají zásadní význam pro zachování biologické rozmanitosti krajiny (*Boutin et al., 2002*), včetně některých lesních druhů (*Wehling et Diekmann, 2007*). Slouží jako prostředí pro mnoho živočišných druhů (*Forman et Godron, 1986; Burel et Baudry, 1995*).

*Kovář et al. (2011a)* učinili také podobné závěry v lokalitě Verneřice, v okrese Ústí nad Labem. Zde terasy (mají podobný charakter, pouze se nacházejí v lokalitách s mírnějším sklonem) mají odlišné hydro-fyzikální vlastnosti než území mimo ně a mají zejména několikanásobně vyšší hodnoty infiltrace. Terasy fungují při snižování povrchového odtoku a dá se předpokládat, že mají i příznivý vliv na vodní režim v období sucha. Při měření pomocí modelu KINFIL bylo prokázáno například, že při nejnebezpečnějším  $Q_{100}$  (10') je průtok z návrhového deště redukován terasami až o 60%. U odtoků při opakování častějším než  $N = 10$  let jsou terasy chráněny i trvalým travním porostem před erozí.

Závěrem studií je prokázáno, že pokud by pozemky mimo terasy byly zpětně změněny například na ornou půdu, mohlo by dojít ke zvýšení tangenciálních napětí ve využití půdy, čímž by povrchy nekryté trvalým travním porostem a nebo bez jiného ochranného opatření, mohly přinést problémy s vodní erozí. Dnes vzrůstají hydrologické extrémny, jakými jsou extrémní srážky,



a proto terasy a parcely mezi nimi s trvalým travním porostem mohou směřovat k ochranné krajiny a především jejího vodního režimu (Kovář *et al.*, 2011b).

**Studie 3** v plynulosti navazuje na Studii 2, kde využívá stejných vstupních dat a stejného experimentálního povodí, ale snaží se porovnat zjištěné vstupní data i s využitím jiného modelu. Studie porovnává výpočet povrchového odtoku dvěma metodami a to jednotkovým hydrogramem a kinematickou vlnou. Model KINFIL (Kovář *et Vaššová*, 2011) je založen na kombinaci teorie infiltrace a transformace přímého odtoku “kinematickou vlnou” (Beven, 2001; Overton *et Meadows*, 1976; Stephenson *et Meadows*, 1986), což se osvědčilo na řadě experimentálních povodí při rekonstrukci historických povodňových případů.

Jednotkový hydrogram SCS je bezrozměrný hydrogram s jednou kulminací. Je to pravděpodobná odezva povodí na efektivní déšť za určitou dobu jeho trvání. Umožňuje určit hodnoty odtoku z údajů o množství srážek v daném povodí. Jako první tuto metodu navrhl Leroy Sherman v roce 1932. Od té doby je dále rozvíjena a aplikována. Povodí je jako celek považováno za systém. Uvnitř tohoto systému se srážkový vstup (pro nás efektivní déšť) transformuje na výstup (přímý odtok). To vše za předpokladu platnosti principu superpozice a principu časové invariance. Podle prvního principu závisí velikost výstupu lineárně na velikosti vstupu, časové rozložení výstupu není tvarem vstupu ovlivněno. Výsledný výstup je roven součtu výstupů vyvolaných jednotlivými vstupy. Druhý princip zaručuje, že se vstupy lišící vzájemně pouze časem svého počátku transformují do výstupů, které se od sebe liší také pouze časem svého počátku. Příchozí odtok se konvolucí skládá s jednotkovým hydrogramem. Ten se následně tvaruje do výsledného hydrogramu. Metoda efektivně modeluje vliv intezity srážek na odtok z povodí v čase. Způsoby modelování pomocí jednotkového diagramu se dělí na konceptuální a empirické. Mezi konceptuální metody patří např. metoda lineární kaskády (Nashova kaskáda apod.). Mezi empirické metody, využívající zdroje GIS patří Snyderova metoda a SCS-UH metoda (Jeníček 2007; Máca, 2010; U. S. Army Corps of Engineers, 2000.).

Kinematická vlna je alternativní metoda pro stanovení přímého odtoku. Oproti zmiňovanému jednotkovému diagramu je tato metoda fyzikálně založená

na modelování vlastností povrchového odtoku vody. V praxi se tato metoda používá kromě modelování odtoku z ploch, tak i vlivu jednotlivých přítoků, které přispívají k odtoku z daného povodí. Metoda bere v potaz především podélný a příčný sklon, rozměry a drsnost odtokových ploch a koryt samotných. Pro popis drsnosti povrchu odtokových ploch se využívá již zmiňovaný Manningův koeficient. Jehož hodnota je pro různé typy povrchů určena hydrologickými tabulkami (*U. S. Army Corps of Engineers, 2000*).

Výsledkem porovnání těchto dvou metod pro výpočet povrchového odtoku ze zájmové lokality nemá jednoduchou odpověď. Obě metody mají odlišné datové potřeby a mají odlišný charakter a nejsou snadno srovnatelné. Menší povodí jsou náchylnější k výraznějším výkyvům (*Brutsaert et Nieber, 1977; Boronina et al., 2005*) jako je tomu i u našeho zvoleného povodí. Podobný výsledek byl zjištěn i pro dobu zdržení a pro vodu použitou se souvisejícími výkyvy způsobené evapotranspirací (*Kirchner, 2009*).

Jak již bylo řečeno, malá povodí jsou velmi náchylná na dnes velmi častější výkyvy počasí. Interakce mezi vegetací a hypodermickou zónou, nebo zónou mělkých podzemních vod tvoří důležité vztahy mezi dynamikou ekosystému. První příznaky kolísání stavů průtoků vody v důsledku sucha na malém povodí byly výborně popsány pro suchý rok 1976 (*Burt, 1979*). Zpoždování základního odtoku za přímým odtokem s rozlišením režimů dne a noci bylo rovněž detailně popsáno Bond et al. (*2002*). Další hydrologové (*Loheide et al., 2005*) uveřejnili podobná data kolísání průtoků režimu den/noc, jiní sledovali tvary výtokových čar na malých povodích (*Fenicia et al., 2006; Winsemius et al., 2006; Mul et al., 2007; Dvořakova et al., 2014*).

V poslední dekádě, díky extrémě přesnému tlakovému měřicímu zařízení vodní hladiny (na základě principu "high resolution", tj. vysoká rozeznatelnost) byla publikována řada článků, popisujících podle zvlněné výtokové čáry povodí průtoky, mění se ve 24 hodinách podle průběhu vlivu evapotranspirace na průtoky během den a noci (*Zhang et al., 2001; Brown et al., 2004; Loheide et al., 2005; Winsemius et al., 2006; Fenicia et al., 2006*). Zejména J. W. Kirchner (*2006 et 2009*) ve své studii "Catchment as simple dynamic systems", formuloval rovnici, vyjadřující změny bilance objemu vody v povodí. Hydrologické procesy

na malých povodích byly poprvé analyzovány a popsány moderními metodami systémového inženýrství až na konci dekády šedesátých let (1966) a jejich výsledky publikovány následně (*Kraijenhoff et al., 1966*). Systémové inženýrství v hydrologii v dnešní době ale nachází stále nové uplatnění. Nejsou to jen analýzy srážkoodtokových procesů jako v minulosti, ale vztahy mezi odtokem ovlivňovaným výparem (*Kirchner, 2009*), dnes velmi aktuální problematikou v době nastávající klimatické změny. Rozvoji této problematiky vděčíme, jak bylo již výše řečeno, měřicí přístrojové technice typu „high resolution“. Oba dva směry výzkumu, tj. měření citlivých dat průtoků, ovlivňovaných podmínkami evapotranspirace metodami matematického modelování hydrologických procesů jsou ve vzájemném analytickém vztahu tak, aby byla nalezena a použita adekvátní matematická metoda simulace vypočtených a měřených dat „do jaké míry“ můžeme kvantifikovat simulační shodu.

Touto metodou je nesporně aproximace Fourierova rozvoje, tj. Fourierových řad (*Hardy et Roginski, 1971*). Extremní sucha jsou často určována podle trendu výtokové čáry povodí. Tato čára svými výkyvy v denních a nočních hodinách vykazuje časovou harmonickou řadu způsobenou aktuální evapotranspirací obvykle menšího řadu než u středně velkých povodí (*Kirchner, 2006 et 2009; Deutscher et Kupec, 2014; Langhammer et Vilimek, 2008*). U malých povodí, obvykle do 10 km<sup>2</sup>, jsou tyto vlny dobře řešitelné Fourierovou řadou, založenou na systémové teorii a na teorii ortogonálních goniometrických řad.

Relativně nejdůležitějším a nejvíce vypovídajícím procesem v hydrologii jsou průtoky vody, které poskytují pohled na dynamiku odtoků z povodí a jsou poměrně přesně měřitelné (*Kirchner, 2009*). Proto řada příspěvků využívá těchto zkušeností (*Beven 2001; Tallaksen, 1995 aj.*) a jako autoři **studie 4 a 5** se k nim rádi připojujeme. Jak již bylo uvedeno výše, Starosuchdolský potok je monitorován od roku 2011. Data zde jsou získávána za pomoci Thomsonova přelivu prostřednictvím hladinoměru Vega Vegawell 71, k digitalizaci výsledků je používán AD konvertor DRAK3. Měřená data jsou na příslušných 3 katedrách ČZU k dispozici online. Důraz je dále kladen na relativní vlhkost půdy, která je využívána k výpočtům kontinuálního sledování vztahu k polní vodní kapacitě (FC) a tak využita ke stanovení aktuální evapotranspirace, což je jedním z cílů

tohoto výzkumu. Ke stanovení FC byla využita její definice, že objem vody v půdě odpovídá průměru  $0,371 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  se standardní odchylkou  $0,063 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  (Romano et Santini, 2002) a přístroje HYPROP (Schindler et al., 2010).

Velkou výhodou použití metody Fourierových řad však zůstává metoda substituce chybějících dat časové řady s harmonickými vlastnostmi (ortogonalita procesu). Tento výpočet je jednoduchý a doplňování řady často potřebné. Dokonce se zdá, že archivace dlouhých časových řad se dá, sice na úkor přesnosti, ale s úsporou kapacity medií zařídit nahrazením celé řady o vysokém počtu pořadnic  $n$ , hodnotou počtu harmonických koeficientů RR, kdy se pak dají zpětně vypočítat jednotlivé pořadnice, zatížené jen malou chybou ( $EC > 0,80$ ) (Nash-Sutcliffe, 1970). Trendem dalšího studia poměrů sucha je řešení aktuální evapotranspirace povodí Starosuchdolského potoka, vycházející nejen z měření průtoků, ale i výparu z vodní hladiny výparoměru.

Závěrem je možno konstatovat, že využití Fourierových řad pro aproximace funkce vlivu aktuální evapotranspirace na odtokový proces je jednodušší s využitím transformace quasi-lineární konvolucí, než fyto-fyziologická řešení kapilárního proudění stomaty rostlin, abychom postihli vliv evapotranspirace na odtok. V procesu odtok-výpar, kde byla využita stejná metoda aproximace průtokové řady Fourierovým rozvojem, jsou důsledky quasi-linearity procesu více viditelné. Tento fakt tedy způsobuje sice o něco horší výsledky, ale ty jsou stále ještě dobře použitelné, viz hodnoty shody měřených a vypočtených průtoků, vyjádřené koeficientem determinace EC. Záleží také, dle našeho názoru, na výrazných odtokových epizodách, tj. na malé vlhkosti povodí v důsledku sucha, kdy výtoková čára má již velmi malý sklon, jako tomu bylo v případě epizody 2 a 3.

Pro veškeré hydrologické výpočty je důležité vybrat ten správný model, kterým se dá simulovat pro nás důležitý povrchový odtok. Výběr vhodného hydrologický modelu pro srážko-odtokové extrémy v malých povodích popisuje právě **studie 6**.

Konvektivní srážky s vysokou intenzitou na relativně malém povodí, velký sklon podélného profilu koryta poničený příčný profil a jeho okolí

ovlivněno erozí často způsobuje velké škody (Kovář et Křovák, 2002). Zlepšení predikce průtoků a určování objemů povodňových vln jsou ekonomického stejně důležitosti jako životní prostředí (Čamrová et Jílková, 2006). Na povodí Smědé bylo využito dvou modelů KINFILu a modelu neuronových sítí. Druhým modelem použitý v tomto dokumentu je umělá neuronová síť, která se skládá z jednotek zvaných neurony. Přenos a zpracování informací je ve formě excitací. Výuku neuronové sítě si můžeme představit jako změny parametrů sítě takovým způsobem, že výstupní neurony jsou excitované jako kombinace vstupních signálů (Rumelhart et McClelland, 1986). Inspirací a vzorem modelů umělých neuronových sítí je nervový systém živých organismů. Jeho základní stavební jednotkou je neuron. Jde o samostatnou buňku specializovanou na přenos, zpracování a uchování informací. Neuronů je celá řada typů, ale jejich základní stavba je společná.

Pro různé výpočty lze aplikovat různé typy neuronových sítí lišící se například topologií, přenosovými funkcemi a způsoby učení. Používaných typů neuronových sítí je velká řada. Maier a Dandy (2000) provedli rozsáhlou rešerši zaměřenou na aplikaci umělých neuronových sítí na hydrologické problémy. Vývoj v hydrologii je velice rychlý a sedmnáct let od vydání tohoto článku je velmi dlouhá doba, ale stále nejpoužívanějším typem neuronových sítí na poli hydrologie jsou vrstevnaté sítě s dopředným šířením signálu.

Povodí Smědé v Jizerských horách má velmi nelineární srážkoodtokový proces. Mělké rašelin půdy jsou málo propustné a extrémní často způsobují erozi půdy a dokonce i smyvy půdy. Model KINFIL ve verzi s parametrem odvození nasycené hydraulické vodivosti  $K_s$  a sorptivity  $S$ , jako jednoduchý model se třemi parametry (spolu s Manningovou drsností  $n$ ), se neukázal jako moc spolehlivý pro simulaci extrémních událostí. Oproti tomu model umělé neuronové sítě ANN zahrnuje vztah mezi srážkami a odtokem díky zastoupení dostupných historických dat. V našem případě je kalibrační proces založen na trénování sítě na základě údajů z několika epizod.

Dle dosažených výsledků lze konstatovat, že umělé neuronové sítě jsou velice výkonným nástrojem pro předpověď průtoků. Přestože učení spolu s výběrem vstupních proměnných je značně časově náročné, samotný výpočet

naučenou neuronovou sítí je velmi rychlý - neuronové sítě lze tedy doporučit i pro operativní předpovědi, jestliže paralelně pokračujeme v tréninku neuronové sítě s novými srážko-odtokovými epizodami.

Dnes se velmi často střídají období rychlých a intenzivních záplav s obdobími výrazného sucha. Půda má velkou schopnost zmírňovat tyto negativní jevy. Je to dáno zejména díky její vysoké infiltrační a retenční schopnosti. V důsledku intenzivní lidské činnosti má půda některé své přirozené vlastnosti a funkce omezené a zhoršené. Zasakování a odtok vody v krajině je tedy závislé na infiltraci vody do půdy a na přirozené retenci. Výskyt povodní z intenzivních přívalových dešťů se dá očekávat u půd, které jsou málo propustné nebo utužené a mají omezenou schopnost infiltrace vody do půdy a retence.

Jedním z důležitých cílů komplexu protipovodňových opatření je postupné zvyšování retenční schopnosti krajiny. Jdná se o komplexní řešení, i když mají jednotlivá řešení v horní, střední či dolní části povodí svá specifika. Z hlediska volby opatření i jejich důsledků v protipovodňové ochraně, je třeba vždy uvažovat o povodí jako celku a nepreferovat lokální ani regionální zájmy (Langhammer et al., 2004).

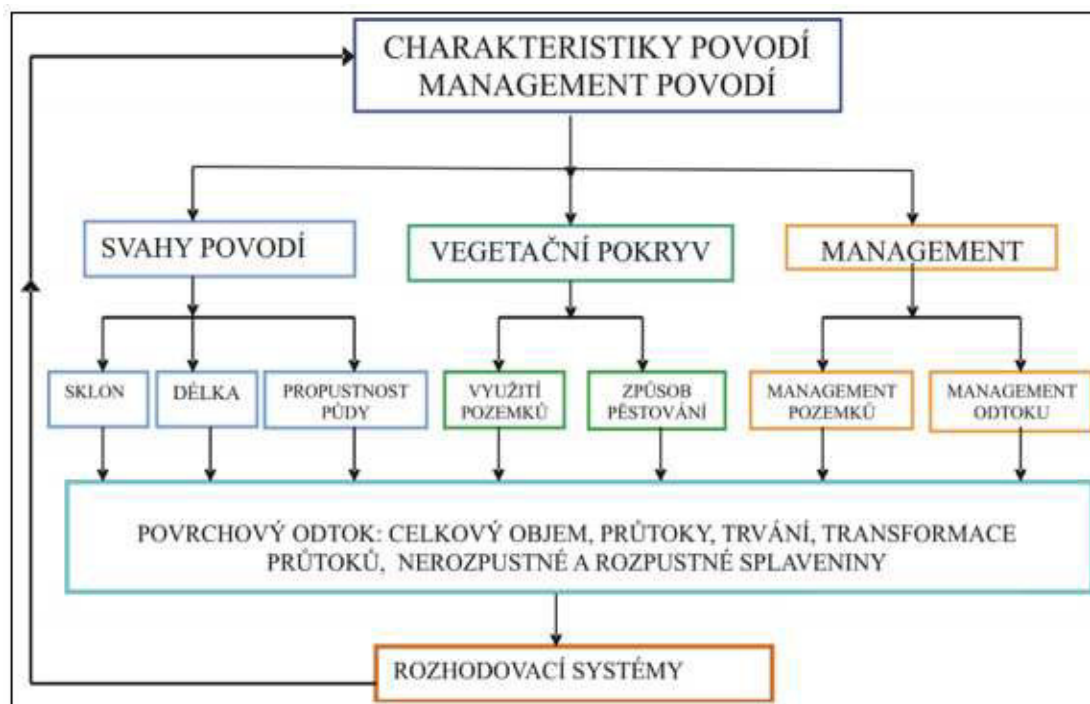
Další území, která se potýkají s problematikou optimalizace vodního režimu především v klimaticky suchých obdobích, jsou například naše zájmové výsypkové lokality ze **studie 7**. Pro tuto studii byla vybrána povodí Radovesické a Loketské výsypky. Hydrologická bilance je nejzákladnějším prostředkem pro hodnocení výskytu a distribuce vody v povodí. Spočívá v kvantitativním rozdělení vody z atmosférických srážek na jednotlivé bilanční složky (Vaculín et Soukalová, 2003). Průběh tohoto procesu zásadně ovlivňují klimatické podmínky povodí a naopak. Pro analýzu bilance povodí byl vybrán bilanční model WBCM-6. Model je podrobně popsán v literatuře (Kovář, 1994; Kulhavý et Kovář, 2002; Kovář et al., 2004; Kovář et al., 2010a; Kovář et al., 2010b) a také v literární části této dizertační práce.

Model WBCM celým svým jménem Water Balance Conceptual Model je popsán v literární rešerši. Cílem modelu je zejména simulace dynamiky půdní

vlhkosti v aktivní a nenasycené zóně, územního výparu a denních odtoků. WBCM model (Kulhavý et Kovář, 2002; Kovář et Štibinger, 2006; Kovář et al., 2015b) je deterministicky, patří do kategorie modelů koncepčních, celistvých (lumped) a nelineárních s pravděpodobnostně rozdělenými parametry po ploše modelovaného povodí tak, aby mohla být zachována jejich plošná variabilita. Každý kapacitní element modelu reprezentuje přirozenou zásobu vody v jednotlivých vertikálních subsystémech hydrologického profilu. Cílem výpočtu je simulace dynamiky půdní vlhkosti v aktivní a nenasycené zóně, územního výparu a denních odtoků. Změny zásob podzemních vod jsou simulovány koncepčně, zvláště pak s ohledem na tvorbu základního odtoku nebo na kolísání hladiny podzemní vody. Výsledky modelu poukazují na vhodnost zlepšení hydrologické retence a akumulace vody v povodí (především v povodí Radovesické výsypky), a to pomocí např. biotechnických opatření. Situace v povodích obou výsypek lze řešit vybudováním systému malých nádrží, infiltračních příkopů nebo pásů či ostatních typů opatření. Studie přináší vhodné řešení situace v povodí obou výsypek, a to pomocí vybudování systému malých nádrží, infiltračních příkopů nebo vsakovacích pásů, TTP či ostatních typů opatření. Ve studii byly představeny inovační přístupy v oblasti modelování vodního režimu. Měřená data byla získána pomocí velmi moderních metod měření. Velkým přínosem studie je, že přináší mnoho konkrétních výstupů, které jsou využitelné v inženýrských projektech řešících zlepšení vodního režimu v daném území. Tento problém byl také popsán Banks et al. (2011), který hodnotil prostorovou a časovou konektivitu mezi povrchovou a podpovrchovou vodou v povodí v chráněné oblasti. Realizace půdní vlhkosti asimilací dat byl také popsán podobným způsobem Han et al. (2012), který zkoumal, jak data o vlhkosti povrchové vrstvy půdy ovlivňují všechny hydrologické procesy na povodí.

V rámci řešení možností ke snižování dopadů hydrologických extrémů záleží také i na vegetačním krytu, na porostních poměrech, který se liší dle oblastí. Ve více vlhkých oblastech vegetace obvykle brání odtoku vody. Zimní bouře mají za následek odnos menšího množství splavenin než letní bouře. Nicméně, velké množství srážek a odtoku vyskytující se během zimy může

způsobit množství erozí, a to z důvodu, že půdní pokryv je v zimním období minimální (Aksoy et Kavvas, 2005).



Obr. č. 2: Fyzicko-geografické charakteristiky a management povodí, ovlivňující tvorbu povrchového odtoku a transport splavenin (Kovář, 2011)

Ze schématu na obrázku č. 2 je patrné, že biotechnická opatření, která jsou realizována na svazích povodí, sklon, délka a propustnost půdy, mohou ovlivňovat povrchový odtok (jeho celkový objem, průtoky, dobu trvání a pohyb splavenin). Dále se jedná o využití půdy, v prostoru mezi terasami je to trvalý travní porost, a posledním opatřením je management povodí při pozemkových úpravách, v tomto případě při vzniku agrárních teras. Pokud jsou tato opatření účinná, může dojít ke zlepšení odtokového režimu v daných lokalitách, a to i při extrémních srážkách. Schéma nám může pomoci při kvantifikaci srážko-odtokového procesu, a to z důvodu zmírnění povrchového odtoku vrstevnicově uspořádaných agrárních teras (Kovář, 2011b).

Problematika hydrologických extrémů je v současné době velice aktuálním tématem nejen v České republice, ale i v zahraničí. V rámci výzkumného týmu na Fakultě životního prostředí na Katedře biotechnických úprav krajiny pod vedením prof. Pavla Kováře byly zpracovány dílčí studie,



kteře svým charakterem přispívají k řešení této problematiky. Vědecké studie, které jsou součástí této dizertační práce, vznikaly postupně a jsou na sebe logicky navázány.

## **7. Přínos práce a závěrečné shrnutí**

Hlavním záměrem těchto studií bylo posouzení extremity události a její prostorové variability v rámci zájmových území České republiky. Výsledkem je vyhodnocení faktorů ovlivňujících situaci v krajině a její vodní složky, které byly podrobeny optimalizaci se zaměřením na možnosti zvyšování akumulace a retence vody v krajině, jako omezující vliv na vytváření katastrofických povodňových průtoků. Jednou ze zkoumaných etap byla kvantifikace faktorů ovlivňujících extrémní srážko-odtokové události (povodně a sucha), analýza účinnosti biotechnických opatření v povodí (protierozní a protipovodňové účinky stávajících opatření jako biotechnických opatření), možnosti těchto opatření v krajině a jejich vliv na účinnost zvyšování kapacity a akumulace vody v krajině. Výsledky studií této disertační práce potvrzují, že je velmi důležité současnou krajinu chránit před častějšími hydrologickými extrémy.

Navíc je důležité se zaměřit i na stávající management krajiny, díky němuž může také docházet ke snížení povrchového odtoku, zvyšování celkového objemu vody a průtoků. Velmi tedy záleží na funkci managementu povodí. Metodika (2015b) a závěrečná zpráva (2015c) poukazují na výpočty snížení povrchového odtoku za předpokladu změny využití území (land use). Doporučení vyplývající z této práce je přístup k problematice hydrologických extrémů napříč různými obory, které přinášejí podrobné informace na všech úrovních, jsou relevantní a nezbytné pro plánování managementu krajiny a ochrany přírody.

Obecně lze říci, že do budoucna je třeba věnovat větší pozornost ochraně krajiny před povodněmi a také před erozí. Povodně a erozní činnost představují od nepaměti značné ohrožení v krajině. Dříve uplatňovaný přístup k protipovodňové ochraně znamenal většinou realizaci technických opatření bez ohledu na přírodní specifika krajiny, vegetaci, hospodaření na pozemcích, nevyužívání jednoduchých retenčních a akumulačních opatření. Další z přístupů

spočívá v možnosti návrhu a realizace opatření přírodě blízkých, jako jsou především hydrologicky přijatelné formy hospodaření na pozemcích, možnosti infiltrace srážkové vody do půdy cestním systémem příkopů, hrázkami a terasami, průlehy a dalšími opatřeními na ploše povodí i na vodních tocích. Tato opatření přirozeně snižují výšku efektivních přívalových dešťů, které se účastní rychlého povrchového odtoku a mohou pravděpodobně redukovat erozní účinky způsobené extrémními srážkami.

V dnešní době mají podobné studie, které mohou ochránit vodní zdroje a vodní režim v krajině, nezanedbatelný význam, a to z důvodu současných hrozeb častých výskytů hydrologických extrémů.

## **8. Summary**

The structure of the landscape is one of the most important factors that affect biodiversity and ecological value of the landscape or spatial diversity. The landscape is constantly changing. It is necessary to perceive changes in the landscape connected with a previous or current development of the society. Most of the agricultural land on the world is now threatened by some form of soil degradation. The main problems include water erosion. Regulate water runoff in the watershed has been applied for centuries. For example, the need of regulation of the extreme water inflows during farming, due to significant differences in the distribution of total precipitation.

On one hand the hydrological response rainfall fluctuation is very aqueous period accompanied by floods, and on the other hand is the dry season. The water has a dominant influence on the overall character of the landscape, ecosystems, creating retention areas, accumulating reserves and is an important transport medium in the cycle of the environment. Gradual loss of hydro-ecological capacity of the landscape due to mismanagement man in the landscape and advancing climate change on the water regime of the landscape exhibit more frequent extremes, such as flood, water, and soil erosion and negotiable drought.

Among most severe weather events belong of extreme values of the meteorological elements. The extremes of the hydrological regime in the watercourses include periods of drought, on the other side of is the flood situation which represents a problems not only in the Czech Republic, but all around the Europe as well. Registered changes or trends and more frequent occurrences of extreme hydrological situations require new methodological and technical approaches for the analysis of the hydrological and climatologically data. Following the occurrence of several major floods in the last fifteen years, the focus of the water management and governing bodies focused on the issue of protection against floods, while drought was more out of the interest. The drought in 2003, the year just after the flood, reminded that it is as serious and dangerous phenomenon with large potential consequences. The recent years there is a noticeable increase of the droughts and floods.

One of the aims of this study is to illustrate and compare the functions of historical terraces during repeated extreme rainfall-runoff events. Simulation was performed for rainfall-runoff events such as recurrent time of the rainy season, for both versions with and without the terraces. It is further desirable to confirm the effect of erosion control and flood terraces of existing measures, such as biotechnical measures. Their function is to slow the flow of runoff and reduce erosion effect of the water. Therefore the aim is the measurement design rainfall hyetographs and hydrographs caused by them, including the effect of tangential stress and other hydraulic phenomena (depth, water speed,...).

For analysis is used the KINFIL model that is based on a combination of the theory the rain infiltration and the direct runoff transformation by "kinematic wave". Tested in number of experimental basins for the flood cases reconstruction. Further analysis is made by the precipitation a drainage model HEC-HMS, which is a simulation program developed by the US hydrological center HEC. Application of this model can be divided to the treatment schematization pointer by the previous collisions, calibration of the model parameters, conversion schematization. To calculate the volume of the runoff method will be used the NRCS CN method uses to calculate runoff losses by the CN curves. The reason for its use is the primarily simplicity, and the low demands on the data entry. This method determines the effective collision as a function of the rainfall, soil characteristics, cover vegetation and the previous saturation.

Another model that will be used is the Fourier model. This model simulates the effect of the perspective on the actual evapotranspiration flow mode 24-hour cycle, especially in the summer months during the different conditions. The day / night cycle is fundamentally changing the flow. Nowadays system measuring the flow of the sensitive sensors (type "high resolution") corresponds exactly to the shape of the Fourier curve. The measured data flows, the evaporation data from free water level and the soil moisture data are available to be applied in this model. This model was derived already in the 1970's originally for the rainfall-runoff processes, but for today's more topical issues, the drought, begins to be used up to now. This still underrated

hydrological extreme "drought" should be taken seriously. Greater attention should be paid to its harmful effects. Retention and accumulation of the water in the landscape is very problematic. It will require increase of the effort to save water and the need of the water reservoirs construction, including water supply, underground tanks seducing relatively clear water from the roofs of buildings and ensuring the development of the irrigation.

The main tools for the effectiveness measures of the implemented measures analyzing in order to adjust the landscape water regime and to reduce the damage caused by hydrological extremes there are mathematical models also created at the Department of Land Use and Improvement, Czech University of Life Sciences Prague (CULS). The aim of my work is to analyze the input data using the above mentioned KINFIL model, the HEC-HMS model, the Fourier method and the CN curves method on the area in the Czech Republic. The possibilities of reducing the impact of hydrological extremes are preferred aim of those studies.

The dissertation is processed in the form of the annotated set of the scientific studies, which results were presented in articles published in the scientific journals (full text works are in Annex 1-7). There are many similar projects which can protect water resources and water management in the countryside. This is very important due to the continuously increasing threat of more frequent occurrences of hydrological extremes.

## 9. Literatura

AKSOY H., KAVVAS L. M., 2005: A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models. *Catena* 64, 247–271.

AMORE E., MODICA C., NEARING M., SANTORO V., 2004: Scale effect in USLE and WEPP application for soil erosion computation from three Sicilian basins. *Journal of Hydrology* 293, 100–114.

BAČINOVÁ H., 2014: Protipovodňové a protierozní funkce agrárních valů v oblasti Podkrušnohoří. Diplomová práce ČZU v Praze, KBÚK.

BAČINOVÁ H., KOVÁŘ K., 2017: Impact of overland flow on soil characteristics in experimental plots Trebsin. *Soil & Water Res.* In press.

BALEK J., 2006: Small basins as a continuous source of information. *Journal of Hydrology and Hydromechanics* 54(2): 96.

BANKS E. W., SIMMONS C. T., LOVE A. J., SHAND P., 2011: Assessing spatial and temporal connectivity between surface water and groundwater in a regional catchment: Implications for regional scale water quantity and quality. *Journal of Hydrology*. 404(1-2). 30–49.

BEVEN K., 2001: Rainfall runoff modeling The Primer. John Wiley & Sons, Chichester, ISBN 13-978-0471-98553-2, 360 str.

BOARDMAN J., SHEPHEARD M., WALKER E., FOSTER I., 2009: Soil erosion and risk-assessment for on- and off-farm impacts: A test case using the Midhurst area, West Sussex, UK. *Journal of Environmental Management*, 1–11

BOND B. J., JONES J. A., MOORE G., PHILLIPS N., POST, D., MCDONNELL J. J., 2002: The zone of vegetation influence on baseflow revealed by diel patterns of streamflow and vegetation water use in a headwater basin. *Hydrological Processes* 16: 1671–1677.

BORONINA A., RENARD P., BALDERER W., STICHLER W., 2005: Application of tritium in precipitation and in groundwater of the Kouris catchment (Cyprus) for description of the regional groundwater flow. *Applied Geochemistry*, 20, 1292-1308.

BOUTIN C., JOBIN B., BÉLANGER L., CHOINIÉRE L., 2002: Plant diversity in three types of hedgerows adjacent to cropfields. *Biodiversity and Conservation*, 11: 1-25.

BRÁZDIL R., 2002: Meteorologické extrémy a povodně v České republice – přirozený trend nebo následek globálního oteplování? *Geografie – Sborník České geografické společnosti*, 107, 4, 349-370

BROWN E. A., ZHANG L., MCMAHON A. T., WESTERN W. A., VERTESSY A. R., 2004: A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. *Journal of Hydrology* 310: 28-61.

BRUTSAERT W., NIEBER J. L., 1977: Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. *Water Resources Res.*, 13, 637-643, doi: 10.1029/WR013i003p00637.

BUREL F., BAUDRY J., 1995: Social, aesthetic and ecological aspects of hedgerows in rural landscapes as a framework for greenways. *Landscape and Urban Planning*, 33: 327-340.

BURT T. P., 1979: Diurnal variations in stream discharge and throughflow during a period of low flow. *Journal of Hydrology* 41(3-4): 291-301.

CÍLEK V., HLADNÝ J., JONGEPIEROVÁ I., JUST T., KENDER J., LOŽEK V., NĚMEC J., NOVOTNÁ D., PLESNÍK J., SVOBODA J., TREML V., VOPÁLKA J., ZEMAN J., 2004: *Voda v krajině*. Praha.

COLLINS A. J., OWENS P. N., 2006: Introduction to soil erosion and sediment redistribution in river catchments: Measurement, modelling and management in the 21st Century, in: *Soil Erosion and Sediment Redistribution in River Catchments: Measurement, Modelling and Management*, edited by: Collins, A. J. and Owens, P. N., CABI, Wallingford, 3-12, 2006.

CORREIA F., FEGO F. C., SARAIVA M. G., RAMOS I., 1998: Coupling GIS with Hydrologic and Hydraulic Flood Modelling. *Water Resources Management*. Springer, 12, č. 3, 229-249.

ČAMROVÁ L., JÍLKOVÁ J., A KOL., 2006: Povodňové škody a nástroje k jejich snížení, IEEP, VŠE.

ČESKÝ SVAZ KRAJINNÝCH INŽENÝRŮ, ČESKÝ SVAZ STAVEBNÍCH INŽENÝRŮ, 2002: *Trvale udržitelný rozvoj české krajiny*. Sborník. Konference Trvale udržitelný rozvoj české krajiny.

DAŇHELKA J. ET KOL., 2003: Posouzení vhodnosti srážko-odtokových modelů s ohledem na simulaci povodňových stavů pro lokality na území ČR. ČZU a ČHMÚ, Praha.

DECKERS B., KERSELAERS E., GULINCK H., MUYS B., HERMY M., 2005: Long-term spatio-temporal dynamics of a hedgerow network landscape in Flanders, Belgium. *Foundation for Environmental Conservation*, 32: 20-29.

DEUTSCHER J., KUPEC P., 2014: Monitoring and validating the temporal dynamics of interday streamflow from two upland head micro-watersheds with different vegetative conditions during dry periods of growing season on the Bohemian Massif, Czech Republic. *Environmental Monitoring and Assessment*, Vol. 186, No. 6: 3837-3846.

DOSTÁL T. A KOL., 2014: Využití dat a nástrojů GIS a simulačních modelů k navrhování TPEO. *Metodika*. Praha

DUB O., NĚMEC J. A KOL., 1969: *Hydrologie*. SNTL. Praha.

DVOŘÁKOVÁ Š., ZEMAN J., 2010: Analysis of fluctuation in the stream water level during the dry season in forested areas. *Scientia Agriculturae Bohemica* 41(4): 218 - 224.

DVOŘÁKOVÁ Š., KOVÁŘ P., ZEMAN J., 2012: Implementation of conceptual linear storage model of runoff with diurnal fluctuation in rainless periods. *Journal of Hydrology and Hydromechanics* 60(4): 217-226.

DVOŘÁKOVÁ Š., KOVÁŘ P., ZEMAN J., 2014: Impact of evapotranspiration on discharge in small catchments. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, roč. 62, č. 4, s. 285-292. ISSN: 0042-790X.

FEDOROVÁ D., BAČINOVÁ H., KOVÁŘ P., 2017: Use of terraces to reduce overland flow and soil erosion by the HEC-HMS model and a comparison with the KINFIL model. *Soil & Water Res.* In press.

FELDMAN A. D., 2000: Hydrologic Modeling System HEC-HMS. Technical Reference Manual. USAGE, Davis, 155 s.

FENICIA F., SAVENIJE H. H. G., MATGEN P., PFISTER L., 2006: Is the groundwater reservoir linear? Learning from data in hydrological modelling. *Hydrology and Earth System Sciences* 10: 139–150.

FLANAGAN D. C., LIVINGSTON S. J., EDS., 1995: Water Erosion Prediction Project (WEPP) Version 95.7: User summary. NSERL Report No. 11. West Lafayette, Ind.: USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory

FORMAN R. T. T., GODRON M., 1986: Landscape Ecology. John Wiley & Sons, New York, USA.

GREGAR J., KOVÁŘ P., BAČINOVÁ H., BAŽATOVÁ T., 2017: A comparison of water regimes using the hydrological balance of two dump catchments in dry years in the Krusne Mountains. *Soil & Water Res.* In press.

HALLEMA D. W., MOUSSA R., 2014: A model for distributed GIUH-based flow routing on natural and anthropogenic hillslopes. *Hydrol Process* 28:4877–4895. doi:10.1002/hyp.9984.

HAN E., MERWADE V., HEATHMAN G. C., 2012: Implementation of surface soil moisture data assimilation with watershed scale distributed hydrological model. *Journal of Hydrology*. 416-417. 98–117.

HARDY G. H., ROGOSINSKI W. W., 1971: Fourierovy řady. SNTL/ALFA, 3. Vydání.

HOLÝ M., 1970: Vodní eroze v ČSSR. Praha. Vydalo Ministerstvo lesního a vodního hospodářství.

HOLÝ M., 1978: Protierozní ochrana. SNTL – Nakladatelství technické literatury. Praha.

HOLÝ M., 1994: Eroze a životní prostředí. Vydavatelství ČVUT. Praha

HRABALIKOVA M., JANECEK, M, 2017: Comparison of Different Approaches to LS Factor Calculations Based on a Measured Soil Loss under Simulated Rainfall. doi: 10.17221/222/2015-SWR

HRÁDEK F., KOVÁŘ P., 1994: Výpočet náhradních intenzit přívalových dešťů. *Vodní hospodářství* 11, 49 – 53.

HRÁDEK F., KUŘÍK, P., 2008: Hydrologie. ČZU, Praha.

INTERNET: eAGRI, 2015: Studie zabývající se základní problematikou eroze půdy a jejím současným stavem v Ústeckém a Jihomoravském kraji České republiky., Praha. Online:

[http://eagri.cz/public/web/file/278296/Studie\\_zabyvajici\\_se\\_zakladni\\_problematikou\\_eroze\\_pudy\\_a\\_jejim\\_soucasnymstavem\\_v\\_Usteckem\\_a\\_Jihomoravskem\\_kraji\\_CR.pdf](http://eagri.cz/public/web/file/278296/Studie_zabyvajici_se_zakladni_problematikou_eroze_pudy_a_jejim_soucasnymstavem_v_Usteckem_a_Jihomoravskem_kraji_CR.pdf), cit. 7. 1.2015

INTERNET: Natural Resources Conservation Service, 2017: Agricultural Non-Point Source Pollution Model: Cit. 21. 1. 2017



<https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detailfull/null/?cid=stelprdb1042468>.

JANEČEK M. ET AL., 2008: Základy erodologie. ČZU, FŽP.

JANEČEK M. ET AL., 2012: Ochrana zemědělské půdy před erozí. ČZU, FŽP.

JENÍČEK M., 2005: Možnosti využití srážko-odtokových modelů na malých a středně velkých povodích. V Landhammer J. (ed): Vliv přírodního prostředí povodí a údolní nivy na povodňové riziko. PŘF UK, Praha. 112-126.

JENÍČEK M., 2007: Rainfall-runoff modelling in small and middle-large catchments – an overview. Geografie – Sborník ČGS, 111: 305-313.

JENÍČEK M., 2010: Přehled srážko-odtokových modelů, Studijní materiál pro potřeby posluchačů předmětu „Modelování hydrologických procesů“, UK v Praze, Přírodovědecká fakulta, katedra fyzické geografie a geoekologie.

KALVOVÁ J., METELKA L., 2010: Zpřesnění dosavadních odhadů dopadů klimatické změny v sektorech vodního hospodářství, zemědělství a lesnictví a návrhy adaptačních opatření (IV), Závěrečná zpráva o řešení projektu VaV – SP/1a6/108/07.

KAŠPÁREK, L., KREJČOVÁ, K., 1993: Vztah mezi úhrnem, trváním a periodicitou dešťů pro území Prahy. Výzkum pro praxi, sešit č. 24 VÚV TGM.

KIEPE P., 1995.: No runoff, no soil loss: soil and water conservation in hedgerow barrier systems. Doctoral thesis. Agricultural University, Wageningen, The Netherlands.

KIRCHNER J. W., 2006: Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses and models to advance the science of hydrology, Water Resources Research 42, W03S04, doi: 10.1029/2005WR004362.

KIRCHNER J. W., 2009: Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. Water Resources Research 45: 1-34.

KOŘÍNEK J. KOVÁŘ P, 2013: Hodnocení hydraulických parametrů modelu KINFIL pro modelování povrchového odtoku, případová studie Třebšín. Vodní hospodářství 7, 231-234.

KOVÁŘ P., 1990: Využití hydrologických modelů pro určování maximálních průtoků na malých povodích. Vysoká škola zemědělská v Praze.

KOVÁŘ P., KŘOVÁK F., 2002: Hrazení bystřin. Praha, FLE ČZU.

KOVÁŘ P., ŠTIBINGER J., 2006: Metodika návrhu a výstavby optimální varianty protipovodňových a protierozních opatření pro zmírnění extrémních hydrologických jevů – povodní a sucha v krajině. Výzkumný grant NPV-MZe 2005, 1G 577040.

KOVÁŘ P., NOVOTNÁ J., VAŠŠOVÁ D., 2010: Using a Water balance model for hydro-restoration of mining pits. Scientia Agriculturae Bohemica, roč. 41, č 4, s. 206-212. ISSN: 1211-3174.

KOVÁŘ P., 2011: Metodika návrhu a realizace infiltračních a záchytných opatření v rámci obnovy hydrologických poměrů a způsobů hospodaření v krajině. ČZU.

KOVÁŘ P., VAŠŠOVÁ D., 2011: Model KINFIL, Manuál. ČZU Praha.

KOVÁŘ P., VAŠŠOVÁ D., HRABALÍKOVÁ M., 2011a: Snižování povodňových a erozních účinků odtoku agrárními valy v krajině. Stavební obzor 10/2011: 291 – 296.

KOVÁŘ P., VAŠŠOVÁ D., HRABALÍKOVÁ M., 2011b: Mitigation of Surface Runoff and Erosion Impacts on Catchment by Stone Hedgerows. Soil & Water Res., 6, 2011 (4): 153-164

KOVÁŘ P., ŠTIBINGER J., JANEČEK M., KASL M., SŮVA M., VAŠŠAROVÁ D., HRABALÍKOVÁ D., 2011b: Metodika k výzkumnému projektu Mze ČR NAVZ 08-82126. Zajištění harmonizace krajiny, hydrologické a produkční funkce agrárních valů a teras pro diverzifikaci aktivit na venkově. ČZU.

KOVÁŘ P., ŠTIBINGER J., HRABALÍKOVÁ M., VAŠŠOVÁ D., 2011c: Soubor účelových map k Metodice hospodářského využití pozemků s agrárními valy pro vytvoření vhodného vodního režimu a pro snižování povodňového a erozního nebezpečí. ČZU.

KOVÁŘ P., ŠTIBINGER J., JANEČEK M., KASL M., SŮVA M., VAŠŠOVÁ D., HRABALÍKOVÁ M., 2011d: Metodika zmírnění negativních důsledků hydrologických extrémů a erozních účinků povrchového odtoku agrárními valy (Případová studie Verneřice). K výzkumnému projektu MZe ČR NAZV 08 – 82126. ČZU v Praze, FŽP, Katedra biotechnických úprav krajiny.

KOVÁŘ P., HRABALÍKOVÁ M., PEŠKOVÁ J., 2013: Solution of the hydrological balance of the Morava River floodplain in the reach Hodonín to Lanžhot by using WBCM model.

KOVÁŘ P., ŠTIBINGER J., KASL M., DVOŘÁKOVÁ Š., ZEMAN J., HEŘMANOVSKÁ D., ŠIMKOVÁ J., PONDĚLÍČEK V., KŘOVÁK F., VESELÝ S., PROCHÁZKOVÁ E., NOVOTNÁ J., BAČINOVÁ H., HADAŠ P., PRAX P., HRABALÍKOVÁ M., 2014: Závěrečná zpráva pro rok 2014. Optimalizace vodního režimu krajiny ke snižování dopadů hydrologických extrémů. Projekt Technologické agentury ČR TA02020402.

KOVÁŘ P., BAČINOVÁ H., 2015: Impact of Evapotranspiration on Diurnal Discharge Fluctuation Determined by the Fourier Series Model in Dry Periods. Soil and Water Research, roč. 10, č. 4, s. 210-217. ISSN: 1801-5395.

KOVÁŘ P., HRABALÍKOVÁ M., NERUDA M., NERUDA R., ŠREJBER J., JELÍNKOVÁ A., BAČINOVÁ H., 2015a: Choosing an Appropriate Hydrological Model for Rainfall-Runoff Extremes in Small Catchments. Soil and Water Research, roč. 10, č. 3, s. 137-146. ISSN: 1801-5395.

KOVÁŘ P., BAČINOVÁ H., HEŘMANOVSKÁ D., HRABALÍKOVÁ M., ŠTIBINGER J., KASL M., DVOŘÁKOVÁ Š., ZEMAN J., KŘOVÁK F., KALIBOVÁ (ŠIMKOVÁ) J., PONDĚLÍČEK V., VESELÝ S., 2015b: Metodika optimalizace vodního režimu krajiny ke snižování dopadů hydrologických extrémů. Uplatněná certifikovaná metodika. Státní pozemkový úřad, Ministerstvo zemědělství ČR, Těšnov 17, 117 05 Praha 1, 26. 11. 2015, Osvědčení č. 62598/2015-MZE-10052.

KOVÁŘ P., HEŘMANOVSKÁ D., BAČINOVÁ H., ŠTIBINGER J., HRABALÍKOVÁ M., DVOŘÁKOVÁ Š., ZEMAN J., KASL M., KŘOVÁK F., PONDĚLÍČEK V., PONDĚLÍČEK P., VESELÝ S., 2015c: Závěrečná zpráva pro rok 2015. Optimalizace vodního režimu krajiny ke snižování dopadů hydrologických extrémů. Projekt Technologické agentury ČR TA02020402.

KOVÁŘ P., BAČINOVÁ H., LOULA J., FEDOROVA D., 2016: Use of terraces to mitigate the impacts of overland flow and erosion on a catchment. *Plant, Soil and Environment*, Vol. 62, No. 4: 171–177, doi: 10.17221/786/2015-PSE.

KOVAR P., PESKOVA J., DOLEZAL F., BACINOVA H., KROVAK F., MIHALIKOVA M., 2017: Study of the evapotranspiration impact on diurnal discharges in a small catchment. *Journal of Hydrologic Engineering*. Recenzní řízení.

KRAIJENHOFF, VAN DE LEUR D. A., SCHULZE, F. E., O'DONNELL T. O., 1966: *Recent Trends in Hydrograph Synthesis*. TNO 13., The Hague.

KREJČA M., KUTÍLEK M., 1988: Vyhodnocení terénního měření infiltrace výtopou (dvouválcová metoda). *Vodní hospodářství* 5: 123 – 129.

KRISTENSEN S. P., CASPERSEN O. H., 2002: Analysis of changes in a shelterbelt network landscape in central Jutland, Denmark. *Journal of Environmental Management*, 66: 171-183.

KULASOVÁ B. ET AL., 1983: Zpracování N-letých srážkových úhrnů. Výzkumá zpráva ČHMÚ Praha.

KULHAVÝ Z., KOVÁŘ P., 2002: Využití modelů hydrologické bilance pro malá povodí. VÚMOP, Praha, 123s.

LANGHAMMER, J. ET AL., 2004: Hodnocení vlivu změn přírodního prostředí na vznik a vývoj povodní, Závěrečná výzkumná zpráva grantu GAČR 205/03/Z046.

LANGHAMMER J., VILIMEK V., 2008: Landscape changes as a factor affecting the course and consequences of extreme floods in the Otava river basin. Czech Republic. *Environmental Monitoring and Assessment* 144: 53-66.

LANGLOIS J. P., FAHRIG L., MERRIAM G., ARTSOB H., 2001: Landscape structure influences continental distribution of hantavirus in deer mice. *Landscape Ecology* 16, s. 255–266.

LAX P. D., WENDROFF B., 1960: System of Conservation Laws. *Communication on Pure and Applied Mathematics*, 13(2): 217–237.

LOHEIDE S. P., BUTLER J. R. J., GORELICK S., M., 2005: Estimation of groundwater consumption by phreatophytes using diurnal water table fluctuations: A saturated-unsaturated flow assessment. *Water Resources Research* 41, W07030.

LOKOČ R., LOKOČOVÁ M., ŠULCOVÁ KOLÁŘOVÁ M., 2010: Vývoj krajiny v České republice. Tato publikace je součástí didaktických materiálů, které vznikly díky podpoře Národního programu výzkumu II, projektu „Ochrana krajinného rázu jako podstatného rysu české kulturní krajiny“ (2B06126).

LOW J., MICHAL I., 2003: Krajinný ráz. Lesnická práce, Kostelec n. Černými Lesy.

MÁČA P., 2010: Jednotkový hydrograf, ČZU v Praze ve Výzkumném ústavu vodohospodářském T. G. Masaryka, v.v.i.

MACHOVA I., ELZNIČOVÁ J., 2009: Identifikace změn rozšíření agrárních valů. Sborník konference MU Brno Geosferické aspekty středoevropského prostoru, ISBN 978-80-210-4947-5, s. 13.

MACHOVA I., ELZNIČOVÁ J., 2010: Identifikace změn rozšíření agrárních valů. *Studia Oecologica* 4(4), s. 10.

MACHOVÁ I., KUBÁT K., ELZNIČOVÁ J., RIEZNER J. a KOVÁŘ P., 2012: Význam agrárních valů v krajině a možnosti jejich využití při hospodaření. (certifikovaná metodika). FŽP UJEP Ústí nad Labem. 52 str.

MAIDMENT D. R., 1993: *Handbook of Hydrology*, New York, McGraw-Hill.

MAIDMENT D., DJOKIC D., 2000: *Hydrologic and Hydraulic Modelling Support with Geographic Information Systems*. Redlands, ESRI Press, 232 p.

MAIER H. R., DANDY G. C., 2000: Neural networks for the prediction and forecasting of water resources variables: a review of modelling issues and application. *Environmental Modelling & Software*. 15. s. 101-124.

MARSHALL E. J. P., MOONEN A. C., 2002: Field margins in Northern Europe: their functions and interactions with agriculture. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 89, 5–21.

MEIN R. G., LARSON C. L., 1973: Modelling infiltration during a steady rain. *Water Resources Research*, 9(2): 384–394.

MEROT P., 1999: The influence of hedgerow systems on the hydrology of agricultural catchments in a temperate climate. *Agronomie* 19, 655–669.

MOLNÁROVÁ K., ŠÍMOVÁ P., KOTAŠKA J., EŠNEROVÁ J., ŠKVÁROVÁ Š., 2008: Hedgerow-defined medieval field patterns in the Czech Republic: a case study of the dendrological and dendrochronological structure of hedgerows of varying ages in Northern Moravia. *Journal of Landscape Studies* 1, 145 - 158.

MOREL-SEYTOUX H. J., 1976: Derivation of equations for rainfall infiltration. *Journal of Hydrology*, 31: 203–219.

MOREL-SEYTOUX H. J., VERDIN J. P., 1981: Extension of the Soil Conservation Service Rainfall–runoff methodology for ungauged watersheds. Colorado State University.

MOREL-SEYTOUX H. J., 1982: Analytical results for prediction of variable rainfall infiltration. *Journal of Hydrology*, 59: 209–230.

MUL M. L., SAVENIJE H. H. G., UHLENBROOK S., 2007: Base flow fluctuations from a forested and a cultivated hill slope in northern Tanzania. Conference proceedings (CD-Rom) of the 8th WATERNET / WARFSA / GWP-SA Symposium, Lusaka, Zambia, 31 Oct – 2 Nov 2007. s. 9.

MORGAN R. P. C., QUINTON J. N., SMITH R. E., GOVERS G., POESEN J. W. A., AUERSWALD K., CHISCI G., TORRI D., STYCZEN M. E., FOLLY A. J. V., 1998: The European Soil Erosion Model (EUROSEM): documentation and

user guide. Silsoe College Cranfield University Silsoe, Bedford MK45 4DT United Kingdom.

NASH J. E., SUTCLIFFE J. V., 1970: River flow forecasting through conceptual models. *Journal of hydrology* 10: 282-290.

ORESZCZYN S., 2000: A system approach to the research of people's relationships with English hedgerows. *Landscape and Urban Planning*, 50: 107-117.

ORESZCZYN S., LANE A., 2000: The meaning of hedgerows in the English landscape: Different stakeholder perspectives and the implications for future hedgerow management. *Journal of Environmental Management*, 60: 101-118.

OVERTON D. E., MEADOWS M. E., 1976: *Stormwater Modeling. New Modeling*. New York, Academic Press. 358 s. ISBN 0-12-531550-3.

PENMAN H. L., 1963: *Vegetation and hydrology*. Tech Comm 53, Commonwealth Bureau of Soils, Harpenden.

PONCE V. M., HAWKINS R. H., 1996: Runoff curve number: Has it reached maturity? *Journal of Hydrologic Engineering*, Vol. 1, No. 1, ASCE, 11-19.

PONÍŽILOVÁ I., 2014: Model HEC-HMS v malém nehomogenním povodí. <http://konference.osu.cz/svk/sbornik2014/pdf/budoucnost/fyzickaGeografie/KFG.vedamabudoucnost.Ponizilova.pdf>

RAO M. R., MAFONGOYA P. L., KWESIGA F. R., MAGHEMBE J. A., 1999: Nutrient cycling in agroforestry systems of the semiarid tropics of Africa. *Ann. Arid Zone*, 38: 275-307.

ROMANO N., SANTINI A., 2002: Water retention and storage: Field, in: *Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods*, edited by: Dane, J. H. and Topp, G. C., 721-738, SSSA Book Series N.5, Madison, WI, USA.

ROSENBROCK H. H., 1960: An automatic method for finding the greatest or least value of a function. *Computer Journal* 3.

RUMELHART D. E., MCCLELLAND J. L., 1986: *Parallel Distributed Processing: Explorations in the Microstructure of Cognition I&II*. Cambridge, MIT Press.

ŘÍHOVÁ V., RICHTAVSKÝ J., HOŘÍNKOVÁ M., UNUCKA J., ŽIDEK D., ŠÍR B., PODHORÁNYI M., MALEK O., 2011: Aplikace pro HEC-HMS. GIS Ostrava. 23. – 26. 1. 2011.

SCHMUCKI, R., DE BLOIS, S., BOUCHARD, A., DOMON, G., 2002: Spatial and temporal dynamics of hedgerows in three agricultural landscapes of southern Quebec, Canada *Environmental Management*, 30: 651-664.

SINCLAIR F., 1997: Special issue on the control of soil erosion and fertility on sloping land. *Agroforestry Forum*, Volume 8 Number 4/1997.

SHERMAN L. K., 1932: Streamflow from rainfall by unit-graph method. *Engng. News Record*, 108: 501-505.

STEPHENSON D., MEADOWS M. E., 1986: *Kinematic Hydrology and Modelling*. Elsevir.

SCHINDLER U., DURNER W., UNOLD VON G., MUELLER L., WIELAND R., 2010: The evaporation method: Extending the measurement range of soil hydraulic properties using the air-entry pressure of the ceramic cup. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 2010, 173, 563-572. Doi: 10.1002/jpln.200900201.

SKLENIČKA P., 2003: Základy krajinného plánování. Naděžda Skleničková. Praha.

SKLENIČKA P., 2011: Pozemkové úpravy v České republice. Praha: Consult Praha, 207s. ISBN 978-80-903482-8-8. Pozemkové úpravy a krajina, s. 80-93.

STEPHENSON D., MEADOWS M. E., 1986: Kinematic Hydrology and Modelling. Elsevir.

ŠAMAJ F., VALOVIČ J., BRÁZDIL R., 1983: Denní úhrny zrážok a mimoriadnou vydatnosťou v ČSSR v období 1901 - 1980. Sbor. Prác. SHMŮ, Alfa, Bratislava.

ŠTIBINGER J., 2011: Infiltrační schopnosti agrárních valů. *Stavební obzor 2/2011*: 78 - 83 str.

TANGYA ZHANG Y. Z., XIE J. S., HUI S., 2003: Incorporation of mulberry in contour hedgerows to increase overall benefits: a case study from Ningnan County, Sichuan Province, China. *Agronomic Systems*, 76: 775-785.

TALLAKSEN L. M., 1995: A review of baseflow recession analysis. *J. Hydrol.* 165, 349-370.

TOMAN F., SANETRŇÍK J., FILIP J., 1993: Vliv klimatických podmínek na faktor erozní účinnosti přívalových dešťů. *Agrometeorologická konference 93*. Brno. 67 - 69.

TRUPL J., 1958: Intensity krátkodobých dešťů v povodích Labe, Odry a Moravy. *Práce a studie č. 97*. Praha, VÚV Praha.

U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS, 2000: Hydrologic Modeling System HEC - HMS Technical Reference Manual. 158 s

U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS, 2009: Hydrologic Engineering Center US Army Corps of Engineers, U.S. Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, Davis, CA.

U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS, 2015: Hydrologic Modeling System HEC-HMS - User's Manual, Version 4.1. U.S. Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, Davis, CA, 606 s.

VACULÍN O., SOUKALOVÁ E., 2003: Regime of groundwater and hydrological water balance model in the infiltration area of the Brno water supply system. In 5th International Conference in Brno 2003.

VAŠŠOVÁ D., KOVÁŘ P., 2011: Program DES RAIN. Dokumentace a uživatelská příručka. ČZU. FŽP.

VERDIN J. P., MOREL-SEYTOUX H. J., 1981: Extension of the Soil Conservation Service Rainfall-Runoff methodology for ungauged watersheds. NTIS, Springfield, Virginia, 22161.

VOPRAVIL J., KHEL T., KULÍŘOVÁ P., HAVELKOVÁ L., 2013: Nové metody hodnocení vodní eroze na VÚMOP, v.v.i. Voda, půda a rostliny Křtiny.

WEHLING S., DIEKMANN M. 2007: Factors influencing the spatial distribution of forest plant species in hedgerows of North-western Germany. *Biodiversity and Conservation*, published online first.

WINSEMIUS, H. C., SAVENIJE, H. H. G., GERRITS, A. M. J., ZAPREEVA, E. A., KLESS, R., 2006: Comparison of two model approaches in the Zambezi river basin with regard to model reliability and identifiability, *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 10, s. 339–352.

WISCHMEIER W. H., SMITH D. D., 1965: Predicting rainfall-erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains. *Agr. Handbook No. 282*, U.S. Dept. Agr., Washington, DC.

ZEMAN E., 1994: *Hydroinformatika a hydrologické modely*. Habilitační práce, ČVUT, Praha.

ZHANG L., DAWES W. R., WALKER G. R., 2001: Response of mean Annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resources Research* 37, s. 7001–7708.

ZURIA I., GATES J. E., 2006: Vegetated field margins in Mexico: their history, structure and function, and management. *Human Ecology*, 34: 53-77.

## 10. Publikační činnost

Formát citací u jednotlivých studií jsou vždy na základě instrukcí dané redakce časopisu.

### Články v odborném periodiku $J_{imp}$

KOVAR P., **BACINOVA H.**, 2015: Impact of Evapotranspiration on Diurnal Discharge Fluctuation Determined by the Fourier Series Model in Dry Periods. Soil and Water Research, roč. 10, č. 4, s. 210-217. ISSN: 1801-5395, doi: 10.17221/122/2015-SWR.

KOVAR P., HRABALIKOVA M., NERUDA M., NERUDA R., SREJBER J., JELINKOVA A., **BACINOVA H.**, 2015: Choosing an Appropriate Hydrological Model for Rainfall-Runoff Extremes in Small Catchments. Soil and Water Research, roč. 10, č. 3, s. 137-146. ISSN: 1801-5395, doi: 10.17221/16/2015-SWR.

KOVAR P., **BACINOVA H.**, LOULA J., FEDOROVA D., 2016: Use of terraces to mitigate the impacts of overland flow and erosion on a catchment. Plant, Soil and Environment, Vol. 62, No. 4: 171–177, doi: 10.17221/786/2015-PSE.

GREGAR J., KOVAR P., **BACINOVA H.**, BAZATOVA T., 2017: A Comparison of Water Regimes using the Hydrological Balance of Two Dump Catchments in Dry Years in the Krusne Mountains. Soil and Water Research. Accepted.

**BACINOVA H.**, KOVAR P., 2017: IMPACT OF OVERLAND FLOW ON SOIL CHARACTERISTICS IN EXPERIMENTAL PLOTS TREBSIN. Soil and Water Research. Accepted.

FEDOROVA D., **BACINOVA H.**, KOVAR P., 2017: Use of terraces to reduce soil erosion by the HEC-HMS model and a comparison with the KINFIL model. Soil and Water Research. Accepted.

### Články v odborném periodiku $J_{imp}$ v recenzním řízení

KOVAR P., PESKOVA J., DOLEZAL F., **BACINOVA H.**, KROVAK F., MIHALIKOVA M.: Study of the evapotranspiration impact on diurnal discharges in a small catchment. Journal of Hydrologic Engineering (ASCE). Review process.



### **Aplikované výstupy Metodiky N<sub>met</sub>**

KOVÁŘ P., BAČINOVÁ H., HEŘMANOVSKÁ D., HRABALÍKOVÁ M., ŠTIBINGER J., KASL M., DVOŘÁKOVÁ Š., ZEMAN J., KŘOVÁK F., KALIBOVÁ (ŠIMKOVÁ) J., PONDĚLÍČEK V., VESELÝ S., 2015: Metodika optimalizace vodního režimu krajiny ke snižování dopadů hydrologických extrémů. Uplatněná certifikovaná metodika. Státní pozemkový úřad, Ministerstvo zemědělství ČR, Těšnov 17, 117 05 Praha 1, 26. 11. 2015, Osvědčení č. 62598/2015-MZE-10052.

### **Příspěvky ve sborníku D**

KOVÁŘ P., BAČINOVÁ H., KALIBOVÁ (ŠIMKOVÁ) J., 2015: Využití modelu Fourierových řad při hodnocení vlivu evapotranspirace na odtoky malých povodí v suchých obdobích. Acta Hydrologica Slovaca, Vol. 16, No. TC 1, 2015, p. 245 - 251, ISSN 1335-6291.

## 11. Odborný životopis

**Jméno a příjmení:** Ing. Hana BAČINOVÁ

Datum narození: 20. 10. 1988

Místo narození: Praha

Trvalé bydliště: Za Hanspaulkou 11/876, Praha 6, 160 00

Telefon: +420 605 280 026

E-mail: bacinova@fzp.czu.cz

### Vzdělání

2014 – doposud: Doktorský studijní obor **Úpravy vodního režimu v krajině**, Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta životního prostředí, Kamýcká 129, Praha 6 – Suchbátka, název DisP: Možnosti snižování dopadů hydrologických extrémů.

2011 – 2014: Magisterský studijní obor **Krajinné inženýrství** (titul Ing.), ČZU, FŽP, název DP: Protipovodňové a protierozní funkce agrárních valů v oblasti Podkrušnohoří.

2008 – 2011: Bakalářský studijní obor **Krajinářství** (titul Bc.), ČZU, FŽP, název BP: Koloběh rtuti v životním prostředí.

### Pracovní zkušenosti, zaměstnání:

2014 – 2016: Spolupráce s Katedrou biotechnických úprav krajiny na ČZU na grantu TAČR TA02020402 „Optimalizace vodního režimu krajiny ke snižování dopadů hydrologických extrémů“.

05/2013 – 06/2013: Praxe v oboru životního prostředí, Dopravní podnik hl. města Prahy, a.s.; ÚD Hostivař, Praha 10, U Vozovny 6

### Působení v zahraničí:

07/2015: **Summer School Soil & Water 2015** (The ELLS EU 3rd Summer School), 27. 7. 2015 - 7. 8. 2015, EGE University, Faculty of Agriculture, Dept. of Soil Science and Plant Nutrition, Bornova, İzmir, Turkey

09/2012 – 06/2013: **ERASMUS** (výuka ve francouzštině), Université INP – ENSAT (Institut National Polytechnique - École Nationale Supérieure Agronomique de Toulouse, Francie); 1. semestr: „Génie de l’environnement“ (Environmentální inženýrství) a 2. semestr: „Agronomie généralement“ (Obecné zemědělství)

**Podíl doktoranda na pedagogické činnosti:**

ZS 2016/2017: ZBZ41E – Prevence hydrologických extrémů

Účast na Case study competition v rámci ELLS v termínu 23. 8. - 29. 8 2015 (Kouřim)

ZS 2015/2016: ZBZ41E – Prevence hydrologických extrémů

**Vedené bakalářské práce:**

Kopecká Markéta, 2016: Studie revitalizace Želečského potoka

Tánczošová Denisa, 2016: Základní problematika vodní eroze

**Projektová činnost:**

2014 – 2016: Spolupráce s Katedrou biotechnických úprav krajiny na ČZU na grantu **TAČR TA02020402** „Optimalizace vodního režimu krajiny ke snižování dopadů hydrologických extrémů“.

**Jazykové znalosti:**

anglický jazyk – slovem i písmem

francouzský jazyk – slovem i písmem

**Jiné dovednosti:**

práce na PC (MS office, Outlook, Internet, základy AutoCAD, ArcGIS)

řidičský průkaz skupiny B

## 12. Seznam a text příloh - STUDIE

Přílohy obsahují hlavní publikace shrnující výzkumnou činnost z průběhu celého mého doktorského studia, jejíž poznatky jsou shrnuty v předložené disertační práci:

**STUDIE 1:** BAČINOVÁ H., KOVÁŘ P., 2017: Impact of overland flow on soil characteristics in experimental plots trebsin. Soil and Water Research. Accepted.

**STUDIE 2:** KOVÁŘ P., BAČINOVÁ H., LOULA J., FEDOROVA D., 2016: Use of terraces to mitigate the impacts of overland flow and erosion on a catchment. Plant, Soil and Environment, Vol. 62, No. 4: 171–177, doi: 10.17221/786/2015-PSE.

**STUDIE 3:** FEDOROVA D., BAČINOVÁ H., KOVÁŘ P., 2017: Use of terraces to reduce overland flow and soil erosion by the HEC-HMS model and a comparison with the KINFIL model. Soil and Water Research. Accepted.

**STUDIE 4:** KOVÁŘ P., BAČINOVÁ H., 2015: Impact of Evapotranspiration on Diurnal Discharge Fluctuation Determined by the Fourier Series Model in Dry Periods. Soil and Water Research, roč. 10, č. 4, s. 210-217. ISSN: 1801-5395, doi: 10.17221/122/2015-SWR.

**STUDIE 5:** KOVÁŘ P., PEŠKOVÁ J., DOLEŽAL F., BAČINOVÁ H., KŘOVÁK F., MIHÁLIKOVÁ M.: Study of the evapotranspiration impact on diurnal discharges in a small catchment. Journal of Hydrologic Engineering (ASCE). Review process.

**STUDIE 6:** KOVÁŘ P., HRABALÍKOVÁ M., NERUDA M., NERUDA R., ŠREJBER J., JELÍNKOVÁ A., BAČINOVÁ H., 2015: Choosing an Appropriate Hydrological Model for Rainfall-Runoff Extremes in Small Catchments. Soil and Water Research, roč. 10, č. 3, s. 137-146. ISSN: 1801-5395, doi: 10.17221/16/2015-SWR.

**STUDIE 7:** GREGAR, J., KOVÁŘ, P., BAČINOVÁ, H., BAŽATOVÁ, T., 2017: A comparison of water regimes using the hydrological balance of two dump catchments in dry years in the Krusne Mountains. Soil and Water Research. Accepted.

**STUDIE 1:** BACINOVA H., KOVAR P., 2017: Impact of overland flow on soil characteristics in experimental plots trebsin. Soil and Water Research. Accepted.

1 **IMPACT OF OVERLAND FLOW ON SOIL CHARACTERISTICS IN**  
2 **EXPERIMENTAL PLOTS TREBSIN**

3 **H. Bačinová, P. Kovář**

4 *Department of Land Use and Improvement, Faculty of Environmental Sciences, Czech*  
5 *University of Life Sciences Prague, Czech Republic*

6 **ABSTRACT**

7 This paper describes the continuation of a simulated outcomes from the article published in  
8 SWR Vol. 7, No. 3, using the KINFIL model to assess the runoff from extreme rainfall. The  
9 KINFIL model is a physically-based, parameter-distributed 3D model that has been applied to  
10 the Třebsín experimental station in the Czech Republic. This model was used for the first time  
11 in 2012 to simulate the impact of overland flow caused by natural or sprinkler-made intensive  
12 rains on four of the nine experimental plots. Due to a limited space for a complete paper in  
13 SWR Vol. 7, No. 3 we did not compute all measured experiments. Now, four years later, we  
14 applied an original measurement on the plots No. 4 and No. 5 with two different soils. This  
15 measurement of a rain simulator producing a high intensity rainfall involves also hydraulic  
16 conductivity, soil sorptivity, plot geometry and granulometric curves to be used for a present  
17 analysis. However, since 2012, the KINFIL model has been amended to provide a more  
18 effective comparison of the measured and computed results using new parameter values as the  
19 storage suction factor and field capacity on the plot 4 and plot 5. The KINFIL model uses all  
20 input data mentioned above, and it produces the output data as gross rainfall, effective  
21 rainfall, runoff discharges hydraulic depths, hydraulic velocities and shear velocities as well  
22 as shear stress values depending on the soil particle distribution. These processes are  
23 innovative, physically based, and both the measured and the computed results fit reliably.

24 **Keywords:** hydrological model; water erosion; infiltration; kinematic wave

## 25 INTRODUCTION

26 Soil and water resource protection are crucial for productive agriculture and sustainable  
27 environments. Soil erosion and sediment redistribution are processes to be presently studied  
28 using measurement tools, modelling tools, and management (OWENS & COLLINS 2006;  
29 KIRKBY 2011). Earlier models were not developed for predicting event erosion, but for an  
30 assessment of soil loss, using the Universal Soil Loss Equation (USLE, WISCHMAYER &  
31 SMITH 1978). Current research on erosion modelling is concerned with soil-physics  
32 parameters that reflect their properties in a non-homogeneous space. Recent erosion  
33 simulation models like WEPP (FLANAGAN & NEARING 1995) and EUROSEM  
34 (MORGAN et al. 1998) require a considerable amount of data and operate on rainfall-runoff  
35 event basis. The KINFIL model is a physical 3D model, based on a combination of infiltration  
36 and transformation of direct runoff. In 2011 (KOVÁŘ & VAŠŠOVÁ 2011), this model was  
37 used for the first time to simulate the impact of overland flow caused by natural or sprinkler-  
38 made intensive rains on various experimental plots. A pair of technical devices (the RISWC  
39 Rain Simulator and the KINFIL model) produced the results presented in this paper. The  
40 devices compile records of rainfall and the corresponding overland flow discharges, and also  
41 hydraulic variables such as depths, velocities, shear stress and shear velocities, which are  
42 presented for a comparison with measured overland flow discharges. The intensive effective  
43 rainfall causes direct runoff, which is calculated by the Green and Ampt method (GREEN &  
44 AMPT 1911) adapted by Morel-Seytoux (MOREL-SEYTOUX & VERDIN 1981). The rest  
45 of the flow infiltrates down to be subtracted from the direct runoff, or alternatively according  
46 to the SCS CN method, which was developed by the U.S. Soils Conservation Service (SCS  
47 1972 & 1986) and by the U.S. HEC-HMS (ARMY CORPS OF ENGINEERS 2015). In this  
48 study, we use the Green and Ampt method, which is suitable for small areas. Changes in land

49 use and farm/land management can also be tested (KOVÁŘ & HRÁDEK 1994; KOVÁŘ et  
50 al. 2011; KOVÁŘ et al. 2012).

## 51 **MATERIAL AND METHODS**

52 The KINFIL model is currently used for simulating erosion processes and for predicting the  
53 vulnerability of soil to water, inasmuch as surface runoff and water erosion are closely  
54 related. In the calculation, we designed rainfall events on the experimental plots 4 and 5 in  
55 Třebsín, which are located close to the nearest rainfall recording gauge at Benešov. These  
56 rainfall-runoff events were reduced from 15 to 20-minute critical periods of high-intensity  
57 rainfall on recurrence interval between 2 years and 100 years. However, this is only to assess  
58 rainfall parameters (depth and intensity) close to 80-years measurement (ŠAMAJ et. al. 1983).  
59 Using a rain simulator (RISWC), we measured the area of the rainfall-runoff simulations  $A =$   
60  $30 \text{ m}^2$  (i.e. length  $L = 10.0 \text{ m}$ , width  $W = 3.0 \text{ m}$ ) on two plots, using mainly experimental plots  
61 No. 4 and No. 5.

62 The KINFIL model takes into account the physical-geographical characteristics of the  
63 experimental areas or small catchment-plots and the soil hydraulic properties, which can be  
64 obtained by direct measurement. The model is primarily designed to derive peak flows during  
65 simulations of variants with different input conditions, e.g. a change in land use  
66 (deforestation, urbanization, etc.). The model is based on a combination of infiltration theory  
67 (INFIL) and transformation of the runoff by a kinematic wave (KIN). The current version of  
68 the KINFIL model can be combined with a GIS interface (KOVÁŘ et al. 2011; KOVÁŘ &  
69 VAŠŠOVÁ 2011; DOSTÁL et al. 2014). The KINFIL model is based on the Green and Ampt  
70 theory of infiltration, and also introduces the concept of production according to MEIN  
71 & LARSON (1973) and Morel-Seytoux (MOREL-SEYTOUX & VERDIN 1981; MOREL-  
72 SEYTOUX 1982):



$$K_s \left( \frac{z_f + H_f}{z_f} \right) = (\theta_s - \theta_i) \frac{dz_f}{dt}, \quad S_f = (\theta_s - \theta_i) \cdot H_f, \quad t_p = \frac{S_f}{i \left( \frac{i}{K_s} - 1 \right)} \quad (1)$$

73 where  $K_s$  is saturated hydraulic conductivity (m/s),  $z_f$  is depth of infiltration (m),  $\theta_s$  is  
 74 saturated soil moisture (-),  $\theta_i$  is initial soil moisture (-),  $H_f$  is suction pressure below the  
 75 infiltration depth (m),  $i$  is rain intensity (m/s),  $S_f$  is storage suction factor pressure (m),  $t_p$  is  
 76 ponding time (s), and  $t$  is time (s). The infiltration process is investigated on the basis of the  
 77 Green and Ampt theory in the organization as adapted by Morel-Seytoux, based on a  
 78 calculation of ponding time  $t_p$ . In this point, we have simplified the computational  
 79 programme to introduce directly  $S(\theta_{FC})$  for  $S_f$ . The soil sorptivity for field capacity water  
 80 ( $\text{m/s}^{0.5}$ ) is then given by:

$$S(\theta_{FC}) = \sqrt{2K_s \cdot S_f} \quad (2)$$

81 from the Green and Ampt equation:

$$v_f = K_s \cdot \left[ i + \frac{(\theta_s - \theta_i) \cdot H_f}{W} \right] \quad (3)$$

82 where  $W$  is the cumulative infiltration (m). The kinematic wave sub-model is a part of the  
 83 model with distributed parameters that can be used for a variety of geometric shapes, e.g. for a  
 84 cascade of flat planes, convergent or divergent segments, or for sections of concentrated  
 85 runoff in catchments.

86 Water flows on a flat plane or on convergent/divergent segments and can be expressed as a  
 87 kinematic wave equation:

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = i_e(t), \quad q = \alpha \cdot y^m \quad (4)$$

88 where  $q$  is the flow rate per unit width of the slope ( $\text{m}^2/\text{s}$ ),  $i_e(t)$  is the intensity of the effective  
 89 rain ( $\text{m/s}$ ),  $\alpha$ ,  $m$  are hydraulic parameters,  $t$  and  $x$  are time coordinates (s) and position  
 90 coordinates (m). By combining the equations, we get:

$$\frac{\partial y}{\partial t} + m\alpha y^{m-1} \frac{\partial y}{\partial x} = i_e(t) \quad (5)$$

91 The kinematic wave model with an explicit numerical scheme provides a solution (LAX &  
 92 WENDROFF 1960) for the depth of the water flow:

$$\begin{aligned} y_j^{i+1} = & y_j - \frac{\Delta t}{2\Delta x} \cdot (\alpha y_{j+1}^m - \alpha y_{j-1}^m - 2\Delta x (i_e)_j) \\ & + \frac{(\Delta t)^2}{4(\Delta x)^2} \cdot (\alpha m y_{j+1}^{m-1} + \alpha m y_j^{m-1}) \cdot (\alpha y_{j+1}^m - \alpha y_j^m - \Delta x \cdot (i_e)_j) \\ & - \frac{(\Delta t)^2}{4(\Delta x)^2} \cdot (\alpha m y_j^{m-1} + \alpha m y_{j-1}^{m-1}) \cdot (\alpha y_j^m - \alpha y_{j-1}^m) \\ & - \Delta x \cdot (i_e)_j + \frac{\Delta t}{2} [(i_e)_j^{i+1} - (i_e)_j] \end{aligned} \quad (6)$$

93 In this equation, all variables that are not marked with superscript  $i + 1$ , are considered to be  
 94 running with a time step of  $i$  ( $i + \Delta t = t + \Delta t$ ). Subscript  $j$  denotes the step surface  $x$  ( $j +$   
 95  $\Delta x = x + \Delta x$ ). In order to solve other hydraulic variables, the hydraulic depths  $y_j^{i+1}$  have to  
 96 be used as the most important starting variables (see eq. 6), which is applied further for the  
 97 hydraulic velocities  $v_j^{i+1}$ , the shear velocity  $(v^*)_j^{i+1}$  and the shear stress  $\tau_j^{i+1}$ ). All the  
 98 following free additional variables have been computed from the hydraulic depths  $y_j^{i+1}$ .

$$v_j^i = \alpha_j \cdot (y_j^i)^{m-1}, \quad (v^*)^i_j = \sqrt{g \cdot Y_j \cdot y_j^i}, \quad \tau_j^i = \rho \cdot g \cdot Y_j \cdot y_j^i \quad (7)$$

99 where  $\alpha_j$ ,  $m_j$  are hydraulic parameters,  $Y_j$  is the slope of the land (-),  $g$  is the acceleration of  
 100 gravity ( $\text{m/s}^2$ ) and  $\rho$  is the density of water ( $\text{kg/m}^3$ ). The KINFIL model can be used as a  
 101 hydrologically-based instrument for determining the hydrological characteristics when  
 102 designing technical erosion control measures (KOVÁŘ et al. 2012; KOVÁŘ et al. 2016).

103 The experimental area is located about 40 km south-east of Prague, close to the village of  
 104 Třebšín (49°51'15"N, 14°27'49"E). The experimental research location is operated by the  
 105 Research Institute for Soil and Water Conservation in Prague-Zbraslav. The average slope of  
 106 the plots is about 7° to 8°. There are soils with different hydraulic properties (see Table 2).  
 107 The scheme of the experimental runoff areas is illustrated in Figure 1. A field rain simulator  
 108 was used to simulate rainfall (see Fig. 2). It is made from duralumin, and stands 3 m above the  
 109 terrain. The tubes are provided with nozzles (FullJet spraying system), (FLANAGAN &  
 110 NEARING 1995) with a wide range of spray droplet sizes (104° at a pressure of 34.5 kPa),  
 111 approaching natural driving rain. The size of the water drops is close to the size of natural rain  
 112 drops.

113 The average values for saturated hydraulic conductivity  $K_S$  and for sorptivity  $S$  ( $\theta_{FC}$ ) were  
 114 obtained by the infiltrometer method (double cylinders) for a saturated state.

115 Figure 1; Figure 2

## 116 RESULTS AND DISCUSSION

117 The rainfall data was produced by a rainfall simulator RISWC and also by a tipping bucket  
 118 system. For dry land, data from 30/7/2008 and from 1/8/2009 was assessed and, for wet soil,  
 119 data from 13/7/2009 and from 12/8/2009 was also assessed. Basic information on the runoff  
 120 situation, together with the hydrological parameters, is presented in Table 1.

121 The effective rainfall was calculated using the KINFIL model, into which the following  
 122 information was entered: saturated hydraulic conductivity, soil sorptivity, rainfall, time, and  
 123 the Curve Number (CN) value. Then after the INFIL part the effective rainfall model  
 124 automatically completes the KIN part. The overland flow was calculated using the kinematic  
 125 wave hydrological parameters ( $\alpha$ ,  $m$ ), granulometric curves or Manning roughness ( $n$  in our  
 126 case), surface plots, and time. The effective rain and the overland flow are shown in Table 2.  
 127 Figures 3, 4, 6, 7 show the effective rainfalls during simulator sprinkling. The hyetograph  
 128 rises rapidly in the first minutes, then the levels stabilize. Finally, the levels decrease more  
 129 slowly than they had risen at the beginning of the process. There is a delay of about 2 min  
 130 before runoff begins. The model shows how the effective rainfall and the corresponding  
 131 runoff hydrographs reflect the state of the soil, especially its ability to infiltrate rainwater. The  
 132 values of the computed hydraulic parameters  $K_s$  and  $S_f$  (or  $S(\theta_{FC})$ ) were recorded in 2008 and  
 133 2009. Figures 5 and 8 present the values of the hydraulic depths, the hydraulic velocities and  
 134 the shear velocities. The measured and computed hydrographs were compared using the Nash  
 135 and Sutcliffe efficiency coefficients (NASH & SUTCLIFFE 1970), see eq. (8) and Figure 3,  
 136 4, 6, and 7:

$$EC = 1 - \left( \sum_{i=1}^N (Q_i - QC_i)^2 \right) / \left( \sum_{i=1}^N (Q_i - \bar{Q})^2 \right) \quad (8)$$

137 where:  $Q_i$ ...discharge measured (l/s),  $QC_i$ ...discharge computed (l/s),  $\bar{Q}$ ...average measured  
 138 discharges (l/s),  $N$ ...number of discharge ordinates (-). Their goodness of fit is very  
 139 satisfactory and all coefficients of efficiency (EC) are well acceptable ( $0.77 < EC < 0.85$ ).

140 Table 1 provides EC values. According to the runoff measured and computed values in the  
 141 last two columns of the Table 1 seems that their differences are negligible. However, if  
 142 compared in Figures 3, 4, 6 and 7 the measured discharges are more jagged than the computed

143 hydrographs. The absolutely perfect EC goodness of fit is 1.0 (-), acceptable values are  
144 greater than 0.75 (-). The data from plot 4 and plot 5 was applied in the KINFIL model for the  
145 same rainfall duration  $t_d = 20$  min.

146 Table 1; Table 2

147 Figure 3; Figure 4; Figure 5; Figure 6; Figure 7; Figure 8

## 148 **CONCLUSIONS**

149 A reliable rainfall RISWC simulator, including appropriate devices for overland flow  
150 measurements that also set up the parameters of the model, provided useful physical  
151 equipment for studying the runoff processes. ~~on~~ Table 2 describes both experimental plots No.  
152 4 and No. 5, each of which is 30 m<sup>2</sup> in area. The KINFIL model evidently has a broad range  
153 of applicability (KOVÁŘ et al. 2012). The complete set of devices that comprises the KINFIL  
154 model enables the user to calibrate the parameters of the model, i.e. saturated conductivity  $K_s$   
155 and storage suction factor  $S_f$ , the Manning roughness coefficients  $n$ , geomorphology and  
156 granulometry. This set corresponds to the devices and the model structures (AMORE et al.  
157 2004; MORGAN & NEARING 2011). The characteristics of soil hydrology are different. The  
158 most important parameter is the hydraulic conductivity  $K_s$  and the storage suction factor  $S_f$ .  
159 The result variables are overland flow discharges, hydraulic variables, e.g. depths, velocities,  
160 shear stress and shear velocities, measured accurately enough to be compared with the  
161 measured overland flow discharges, changes in land use and farmland management. In  
162 conclusion, it may be stated that the joint application of the KINFIL model and the RISWC  
163 rainfall simulator has the following advantages: firstly, it provides results from a physically-  
164 based scheme and, secondly, it provides a way to calibrate model parameters for a simulation  
165 of a natural rainfall-runoff event. For a subsequent computation of the soil loss we can start  
166 with granulometry of the soils to distinguish between the effects inter-rill erosion and rill  
167 erosion on the critical shear stress values and the revetment role of biotechnical measures.

168 **Acknowledgements:** This project was supported by Technological Agency project TACR  
169 TA02020402 Optimisation of water regime to mitigate impacts of hydrological extremes.  
170 The authors gratefully acknowledge this support.

## 171 **REFERENCES**

172 AMORE E., MODICA C., NEARING M.A., **SANTORO V.C.** (corresponding author)  
173 (2004): Scale effect in USLE and WEPP application for soil erosion computation from three  
174 Sicilian basins. *Journal of Hydrology* 293, 100-114. doi: 10.1016/j.jhydrol.2004.01.018

175 DOSTÁL T. et al. (2014): Using of data and GIS tools and simulation models for designing  
176 technical erosion control measures. *Methodology*. Research Institute for Soil and Water  
177 Conservation. Prague (in Czech).

178 FLANAGAN D.C., NEARING M.A. (eds.) (1995): USDA – Water Erosion Prediction  
179 Project: Hillslope Profile and Watershed Model Documentation. NSERL Report No. 10,  
180 USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory, West Lafayette. USA.

181 GREEN W.H., AMPT G.A. (1911): Studies in soil physics, part I – The flow of air and water  
182 through soils. *Journal of Agricultural Science* Vol. 4, pp. 1-24.

183 KIRKBY M.J. (2011): *Hydro-geomorphology Erosion and Sedimentation*, IAHS, Benchmark  
184 Papers in Hydrology, Series 6, Centre for Ecology and Hydrology, ISBN: 978-1-907161-14-8.

185 KOVÁŘ P., HRÁDEK F. (1994): Design flood determination on small catchments using the  
186 KINFIL II model. In: Seuna P. et al. (eds): *FRIEND: Flow Regimes from International*  
187 *Experimental and Network Data*. IAHS Publication No. 221, Wallingford, pp. 307–313, ISBN  
188 0-947571-04-3.

189 KOVÁŘ P., VAŠŠOVÁ D., HRABALÍKOVÁ M. (2011): Mitigation of Surface Runoff and  
190 Erosion Impacts on Catchment by Stone Hedgerows. *Soil & Water Res.*, No 6 (4), pp. 153–  
191 164.

192 KOVÁŘ P., VAŠŠOVÁ D. (2011): The KINFIL Model Manual. Praha, FŽP ČZU (in Czech).

193 KOVÁŘ P., VAŠŠOVÁ D., JANEČEK M. (2012): Surface runoff simulation to mitigate  
194 impact of soil erosion, case study Třebsín (Czech Republic). *Soil & Water Res.*, No 7 (3), pp.  
195 85–96.

196 KOVÁŘ P., BAČINOVÁ H., LOULA J., FEDOROVA D. (2016): Use of Terraces to  
197 Mitigate the Impacts of Overland Flow and Erosion on a Catchment. *Plant, Soil and*  
198 *Environment*. Vol. 62, 2016, No. 4, 171-177. doi: 10:17221/786/ 215-PSE.

199 LAX P.D., WENDROFF B. (1960): System of Conservation Laws. *Communication on Pure*  
200 *and Applied Mathematics*, 13(2): 217–237.

201 MEIN R. G., LARSON C. L. (1973): Modelling infiltration during a steady rain. *Water*  
202 *Resources Research*, 9(2): 384–394.

203 MOREL-SEYTOUX H. J., VERDIN J. P., (1981): Extension of the Soil Conservation Service  
204 Rainfall–runoff methodology for ungauged watersheds. Colorado State University.

205 MOREL-SEYTOUX H. J. (1982): Analytical results for prediction of variable rainfall  
206 infiltration. *Journal of Hydrology*, 59: 209–230.

207 MORGAN R.P.C, NEARING M.A. (2011): Handbook of Erosion Modelling. Wiley-  
208 Blackwell. London.

209 MORGAN R.P.C, QUINTON J.N., SMITH, R.E., GOVERS G., POESEN J.W.A.,  
210 AUERSWALD K., CHISCI G., TORRI D., STYCZEN M.E., FOLLY A.J.V. (1998): The  
211 European soil erosion model (EUROSEM): documentation and user guide. Silsoe College,  
212 Cranfield University.

213 NASH J.E., SUTCLIFFE J.V. (1970): River flow forecasting through conceptual models. Part  
214 I – A discussion of principles. *Journal of Hydrology* 10, s. 282–290.

215 OWENS P.N., COLLINS A.J. (2006): Soil Erosion and Sediment Redistribution in River  
 216 Catchments. CAB International, London.

217 SOIL CONSERVATION SERVICE (SCS) (1972): National engineering handbook, Section  
 218 4, Hydrology. Department of Agriculture, Washington, 762 pp.

219 SOIL CONSERVATION SERVICE (SCS) (1986): National engineering handbook, Section  
 220 4, Hydrology. Department of Agriculture, Washington, 450 pp.

221 ŠAMAJ F., BRÁZDIL J., VALOVIČ J. (1983): Denné úhrny zrážok s mimoriadnou  
 222 vydatnosťou v ČSSR v období 1901–1980. Daily rainfalls with extraordinary intensity in  
 223 CSSR in the period 1901-1980. The catalogue of rainfalls SHMU, Alfa, Bratislava 19-112 pp.

224 U.S. HEC-HMS 2015 (Army Corps of Engineers): Hydrologic modelling system, User's  
 225 Manual, Version 4.1. Hydrologic Engineering Center, Davis, CA, 606 p.

226 WISCHMAYER W.H., SMITH D.D. (1978): Predicting Rainfall Erosion Losses. A guide to  
 227 Conservation Planning. Agricultural Handbook No. 537. USDA Science and Education  
 228 Administration, Washington, D.C.

229 **Table 1:** Basic information on rainfall-runoff simulated events (15 minutes)

Plot No.	Date	Dry [D] Wet [W]	Nash-Sutcliffe coefficient (-)	Rainfall [mm]	Runoff measured [mm]	Runoff computed [mm]
4	30/07/2008	D	0.80	13.66	9.37	9.26
4	13/07/2009	W	0.77	13.83	8.37	8.22
5	01/08/2009	D	0.85	13.21	5.77	5.57
5	12/08/2009	W	0.78	13.21	6.17	5.99

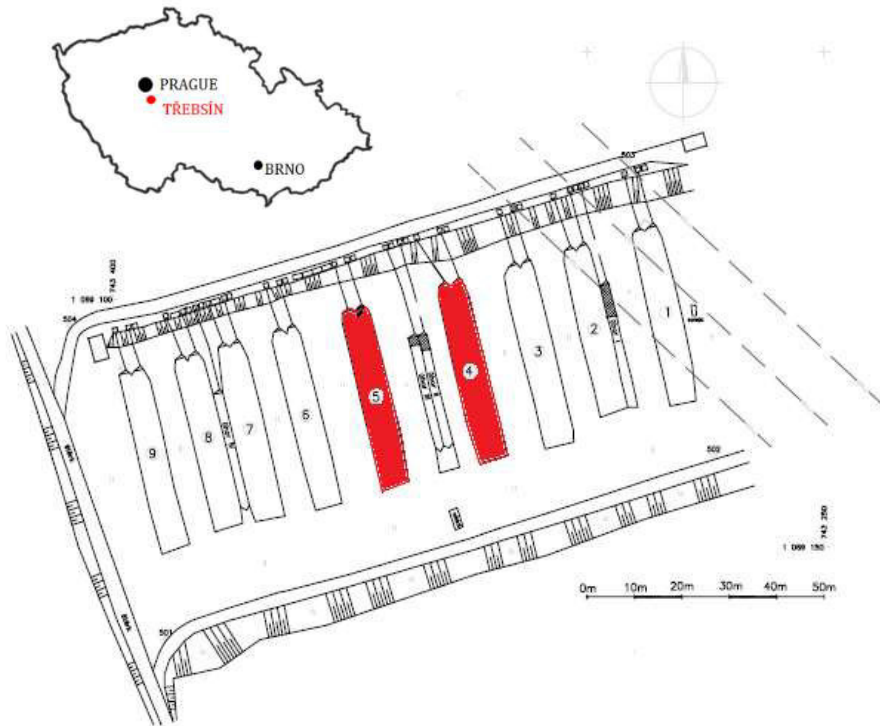
230 **Table 2:** Plot geometry, crop and soil hydraulic parameters

Site No.	Slope [%]	Area [m <sup>2</sup> ]	Crop	Saturated hydraulic conductivity $K_s$ [mm/min]	Sorptivity $S$ ( $\theta_{FC}$ ) [mm/min <sup>0.5</sup> ]	Storage suction factor $S_f$ [mm]
4	14.3	30	maize	4.36	4.64	2.47
5	13.5	30	maize	1.65	4.13	5.17

231



**Figure 1:** Plan of the experimental runoff plots in Třebsín



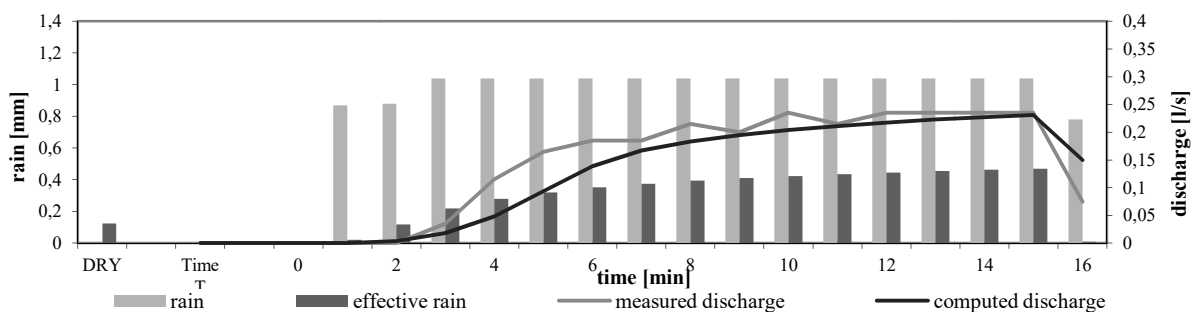
**Figure 2:** Rain simulator



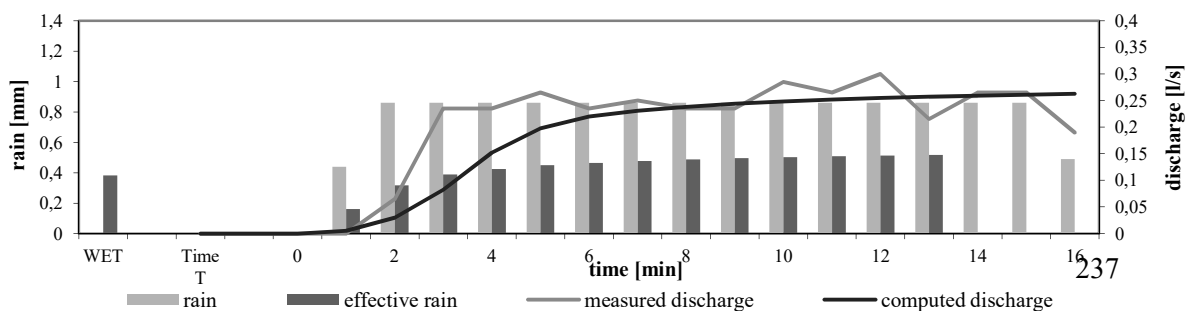
232

233 **Figure 3:** Simulated rainfall-runoff events - Plot 4, date: 30/7/2008, maize, condition of land: dry; DT

234 = 1 min

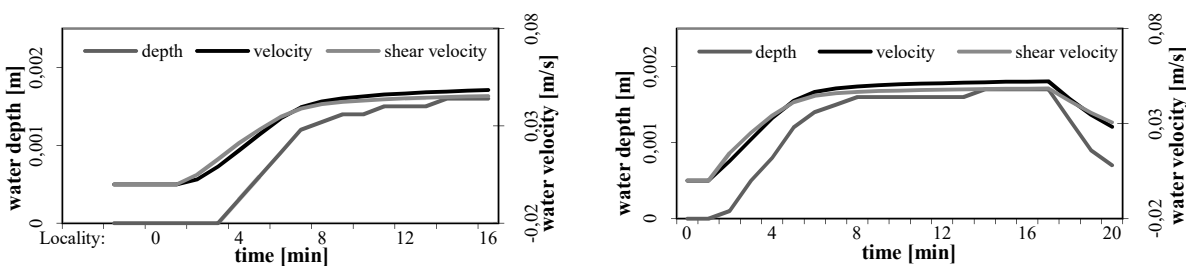


235 **Figure 4:** Simulated rainfall-runoff events - Plot 4, date: 13/7/2009, maize, condition of land: wet; DT  
 236 = 1 min

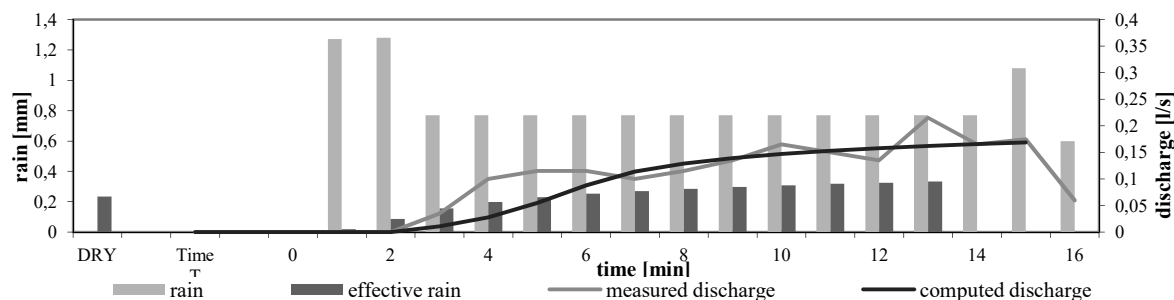


238 **Figure 5:** Left Plot 4, Hydraulic variables date: 30/7/2008, maize, condition of land: dry; DT = 1 min.

239 Right: Plot 4, Hydraulic variables date: 13/7/2009, maize, condition of land: wet; DT = 1 min

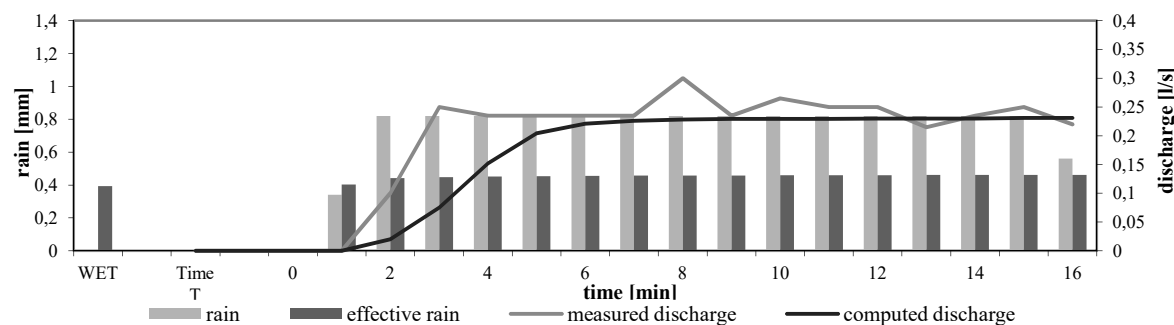


240 **Figure 6:** Simulated rainfall-runoff events - Plot 5, date: 1/8/2009, maize, condition of land: dry; DT =  
 241 1 min



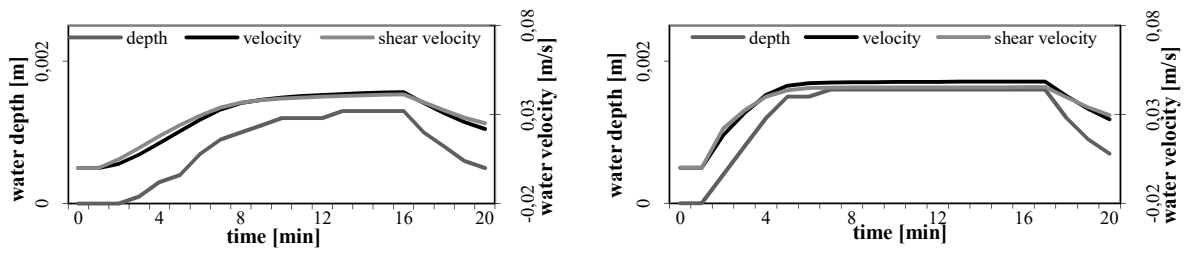
242 **Figure 7:** Simulated rainfall-runoff events - Plot 5, date: 12/8/2009, maize, condition of land: wet;

243 DT = 1 min



244 **Figure 8:** Left: Plot 5, Hydr. variables date: 12/8/2009, maize, condition of land: dry; DT = 1 min.

245 Right: Plot 5, Hydr. variables date: 12/8/2009, maize, condition of land: wet; DT = 1 min



246

**STUDIE 2:** KOVAR P., BACINOVA H., LOULA J., FEDOROVA D.,  
2016: Use of terraces to mitigate the impacts of overland flow  
and erosion on a catchment. *Plant, Soil and Environment*, Vol.  
62, No. 4: 171–177, doi: 10.17221/786/2015-PSE.

## Use of terraces to mitigate the impacts of overland flow and erosion on a catchment

P. Kovář, H. Bačínová, J. Loula, D. Fedorova

*Department of Land Use and Improvement, Faculty of Environmental Sciences,  
Czech University of Life Sciences Prague, Prague, Czech Republic*

### ABSTRACT

The paper presents the impact of a historical system of terraces constructed centuries ago to mitigate the effect of a steep slope on overland flow. Systems of this type were constructed in past centuries by land owners, who then ploughed the land and grew crops on it. They used stones collected from the local agricultural fields as their terracing material. The influence of terraces on overland flow was simulated using the KINFIL. The overland flow is therefore reduced by greater infiltration of extreme rainfall excess flows on the terraces, and the KINFIL model shows to what extent the system of terraces can mitigate the resultant flood and soil erosion. The Knínice locality in North-Western Bohemia, with seven terraces and six field belts between them, was selected as the experimental catchment area. The results compare hydrographs with  $N$ -year recurrence of rainfall-runoff time, where  $N = 10, 20, 50,$  and  $100$  years, and the hydraulic variables, e.g. overland flow discharges of a design rainfall, hydraulic depths, flowing water velocity, and shear stress. The comparison provides hydraulic results with terraces and without terraces. The contrast between the results with and without terraces shows the positive role of the system of terraces in protecting the field belts.

**Keywords:** extreme precipitation; infiltration intensity; soil protection

In many mountainous parts of the landscape in the Czech Republic, there are localities with a dominant slope length parameter that can be interrupted by steps, by terraces, or by hedgerows. These technical and biotechnical measures were made by landowners since the late Middle Ages, when these highland areas were first colonized (Lów and Míchal 2003).

Extensive agriculture has had a long tradition in North-Western parts of Bohemia. Steep slopes were protected by terraces made from stones collected from neighbouring fields. This practice kept many people alive, from the beginning of colonization up to the middle of the 20<sup>th</sup> century. The dimensions of the terraces vary according to the geographical diversity of the landscape, according to the height, width and length values in relation to the slope angles and slope lengths. All historical remnants

of mediaeval landscape have important landscape formation and landscape stabilization attributes (Mérot 1999, Marshall and Moonen 2002).

The best positioning of the prevailing axis of the terraces corresponds with the direction of the contour lines when the direction of the water flow is perpendicular to them. This can mitigate overland flow and protects the effective field belt. These belts transform part of the flow, reduce its velocity, and enable it to infiltrate due to greater hydraulic conductivity.

### MATERIAL AND METHODS

Description of the simulation is provided in Figure 1 and Figure 2. Figure 1 shows a map of a standard geographical situation with marginal

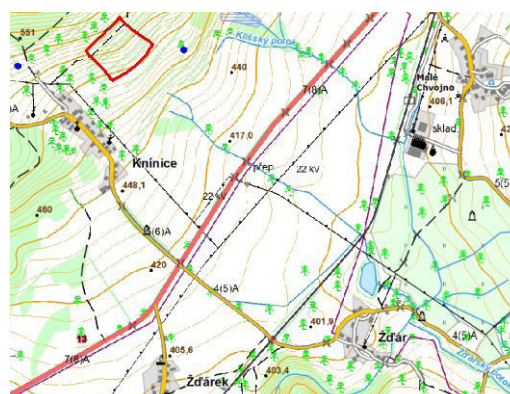
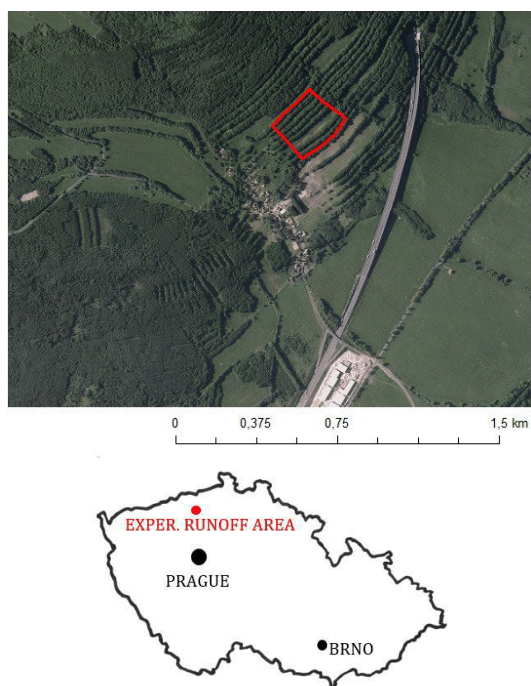


Figure 1. Situation of the Knínice village

views (on the left), where the terraces are covered by trees and shrubs which, from above, look like hedgerows. Figure 2 provides the scheme of the placement of typical stone terraces that serve as measures in support of infiltration and for mitigating overland flow discharges. A detailed view of two neighbouring terraces is provided in Figure 3. Their construction provides effective obstacles to overland flow, offering high water permeability through a stone body with various diameters, thus reducing the hydraulic velocity. There is usually also a high diversity of vegetation.

A number of these terraces are characteristic for the area of the Ore Mountains (Krušné hory), Adolfov, Fojtovice, Libouchec and the northern part of the Central Bohemian Uplands (Orlík and Verneřice).

The Libouchec experimental runoff area in the Knínice region in the Ore Mountains is well protected, and its terraces still provide good soil erosion control. This area was therefore selected as a case study area to test the differences in discharges between a steep slope that was not protected in the past and a slope protected by terraces. Using the infiltrometer measurements, it was found that the terraces at Knínice are more than 0.5–0.6 m in depth, and their upper edges are usually higher (by 0.10–0.30 m) than the neighbouring land. **Experimental area.** The Knínice experimental

runoff area (ERA) is one of the best-protected areas in the Ore Mountains as regards soil erosion. The reference system of terraces is effective and reliable. It is 8.80 ha in area, with 7 terraces and 6 field belts between them. The only drawback with this catchment is that it is ungauged. The geodetic measurements were carried out by the GMSS Trimble-type total station. The processing was executed using the Geodimeter 640 by the polar method, and the mapping was carried out within the Kokes system, version 1250 (Gepro, Prague, Czech Republic). The final mapping was amended in the Atlas system (Atlas, Prague, Czech Republic).

The average elevation of the catchment is 517.0 m, and the catchment ends not with a single outlet

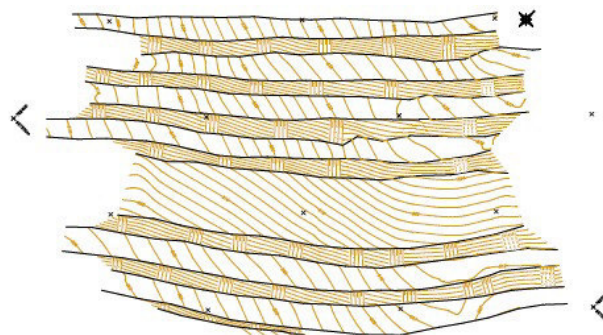


Figure 2. Situation of the experimental runoff area – 1:3000

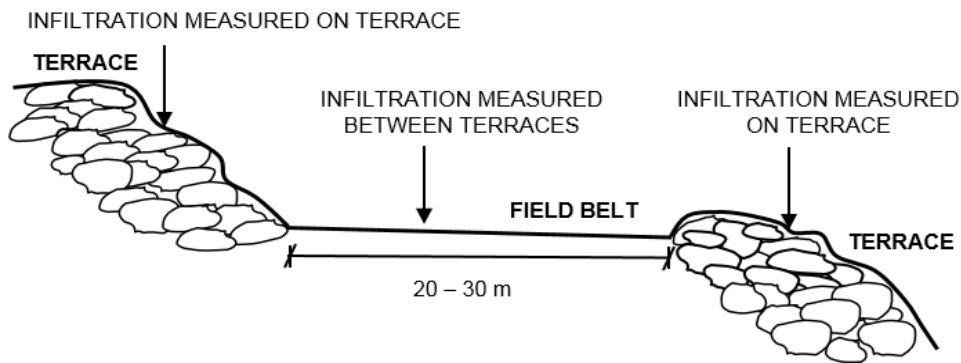


Figure 3. Scheme of terraces protecting field belts against soil erosion. Infiltration parameters are measured on both terraces and on field belts

profile, but with an open contour line profile which is about 400 m in width, transferring the surface runoff down to the rest of the catchment, where the slope is gentler. Slope  $J$  downstream within the catchment on arable land (nowadays permanent grassland) is  $J_{PG} = 0.04$  to  $0.12$ , and on the terraces the slope is  $J_{TER} = 0.34$  to  $0.61$ .

Figure 3 shows the principle of the longitudinal profile of a typical pair of terraces with one field belt between them. The complete longitudinal profile of the whole system of protective terraces is shown in Table 1. The width was rounded to 400.0 m, and the Manning roughness coefficient  $n$  was assessed to be 0.100 on the fields and 0.150 on the terraces (Fread 1989).

The climate in the catchment area is mild-warm and humid. The average annual temperature is between  $6.5^{\circ}\text{C}$  and  $7.0^{\circ}\text{C}$ , and the long-term annual precipitation varies between 650 to 750 mm. The geological structure of the study area is mainly of leistocene orthogenesis and quaternary stony and stony-loam sediments. The dominant soil type consists of mesotrophic to entropic Cambisols, which can be characterized as water-permeable silt loam and sandy loam.

**Field measurements.** The procedure of the Richards equation (Kutílek and Nielsen 1994) and

the Philip’s solution for non-steady flow infiltration (Philip 1957) was used. The shortened Philip equation for the infiltration intensity  $v_f$  into the soil with saturated hydraulic conductivity  $K_s$  (mm/h) and sorptivity (mm/h<sup>0.5</sup>), has the form:

$$v_f(t) = \frac{1}{2} S \times t^{-1/2} + K_s \quad (1)$$

Subsequently, parameters  $K_s$  and  $S$  were both computed, applying the method of the non-linear regression (Kovář et al. 2011, Štibinger 2011). Table 1 provides the values of the measurements of hydraulic conductivity  $K_s$  and also sorptivity  $S$ , measured four times each in four terraces and four fields. This table also shows the average values of  $K_s$  and  $S$ , and also provides the storage suction factor  $S_f$  (mm):

$$S_f = \frac{S^2}{2K_s} \quad (2)$$

The final parameter values are given in Table 1. The average storage suction factor for fields is  $S_f = 28.0$  mm, and for terraces is  $S_f = 20.0$  mm. The  $K_s$  value for the terraces is about 4.3 times higher than for the field belts. The  $S$  value for the terraces is about 1.7 times higher than  $S$  value for the field belts.

**Extreme rainfall assessment.** The Knínice catchment uses the rainfall data from the Ústí nad

Table 1. Experimental runoff areas and the fragmentation of the Knínice catchment

Fields	length (m)	6.00	20.60	17.90	13.70	48.50	21.50	19.40	$\Sigma$ 147.60
	slope (–)	0.04	0.07	0.06	0.04	0.12	0.05	0.04	
Terraces	length	11.30	10.70	13.90	10.40	12.40	10.70	3.70	$\Sigma$ 73.10
	slope	0.36	0.43	0.37	0.45	0.35	0.34	0.61	

doi: 10.17221/786/2015-PSE

Table 2. Measurement of soil hydraulic values: hydraulic conductivity  $K_s$  (mm/h); sorptivity  $S$  (mm/h<sup>0.5</sup>), and storage suction factor  $S_f$  (mm) and average values on terraces and on fields

Number of measurement		1	2	3	4	Average
Hydraulic conductivity		29.0	32.0	26.0	33.0	30.0
Sorptivity	on terraces	34.2	33.5	32.6	38.0	34.6
Storage suction factor		20.2	17.5	20.4	21.9	20.0
Hydraulic conductivity		5.0	9.0	6.0	8.0	7.0
Sorptivity	on fields	17.0	22.4	19.4	20.3	19.8
Storage suction factor		28.9	27.9	31.4	25.8	28.0

Labem – Kočkov station, which is located 9 km away. This rain gauge provides daily rainfall data with a return period  $N = 2, 5, 10, 50$  and 100 years, as shown in Table 3. Due to the small catchment area, the periods of critical rainfall duration were selected for time  $t_d = 10, 20, 30$  and 60 min and a return period of  $N = 10, 20, 50$  and 100 years. The DES\_RAIN procedure (<http://fzp.czu.cz/vyzkum>) was used to compute the reduction in the daily rainfall depths  $P_{t,N}$  (Kovar et al. 2011). This procedure is based on regional parameters  $a$  and  $c$ , which were derived using the methodology by Hrádek and Kovář (1994) with the results provided by Table 3, where  $P_{t,N}$  is the maximum extreme rainfall depth (mm), less than 1 day duration and return period  $N$  years.

The value of one-day extreme rainfalls  $P_{1d,N}$  was used from the published rainfall data records of the series from 1901 to 1980 (Šamaj et al. 1983). These short-duration extreme rainfalls were tested using the KINFIL rainfall-runoff model.

**KINFIL rainfall-runoff model.** The 3D KINFIL model accepts two parts of the hydrological process. The first part is infiltration of rainfall to create rainfall excess, and the second part is the

overland flow production from rainfall excess and its transformation into a final runoff hydrograph. The model also has marginal results, e.g. hydraulic depths and velocities. It is physically based, and was been used since 2002 for simulating rainfall-runoff processes on gauged and ungauged catchments (Kovář et al. 2002). Since 2002, the model has been supplemented to simulate the hydraulic processes needed for shear stress values to compute erosion (Kovář et al. 2011).

The rainfall excess  $r_e(t)$  is computed by subtraction from the extreme rainfall intensities  $i(t)$  of return period  $N$  in order to obtain the rainfall excess hyetograph  $r_e(t)$ :

$$r_e(t) = i(t) - v_f(t) \quad (3)$$

This infiltration part of the KINFIL model is based on the infiltration theory of Green and Ampt, applying the concept of ponding time and the storage suction factor  $S_f$  by Morel-Seytoux and Verdin (1981) and by Morel-Seytoux (1982):

$$v_f = (\theta_s - \theta_t) \frac{dz_f}{dt} = K_s \left[ \frac{z_f + H_f}{z} \right] \quad (4)$$

The left-hand side of Eq. (4) expresses the Darcy principle for the infiltration process  $v_f(t)$ , while the right-hand side of the equation reflects the Green-Ampt theory (Rawls and Brakensiek 1983). The Darcy principle was used by many authors (e.g. Morel-Seytoux and Verdin 1981). In Eq. (4),  $(\theta_s - \theta_t)$  the difference between the saturated soil moisture content and actual content ( $-$ ),  $z_f$  is the depth of the infiltration front, and  $z$  is the vertical ordinate (both in m).  $K_s$  is the hydraulic conductivity (m/s), and  $H_f$  is the capillary suction on the infiltration front (m).

The second part of the KINFIL model is the overland flow component, using the kinematic equation (Kibler and Woolhiser 1970, Beven 2006):

Table 3. Maximum extreme rainfall depths  $P_{t,N}$  of short duration in the station Ústí nad Labem (mm)

N (years)	$P_{t,N}$ (min)	$t$ (min)			
		10'	20'	30'	60'
2	30.6	10.1	12.4	14.0	16.3
5	41.8	14.7	18.2	20.7	24.8
10	49.0	17.6	22.4	15.7	30.7
20	56.5	21.5	27.4	31.6	38.0
50	65.7	26.3	33.8	39.2	47.5
100	79.2	32.5	42.1	49.1	59.4



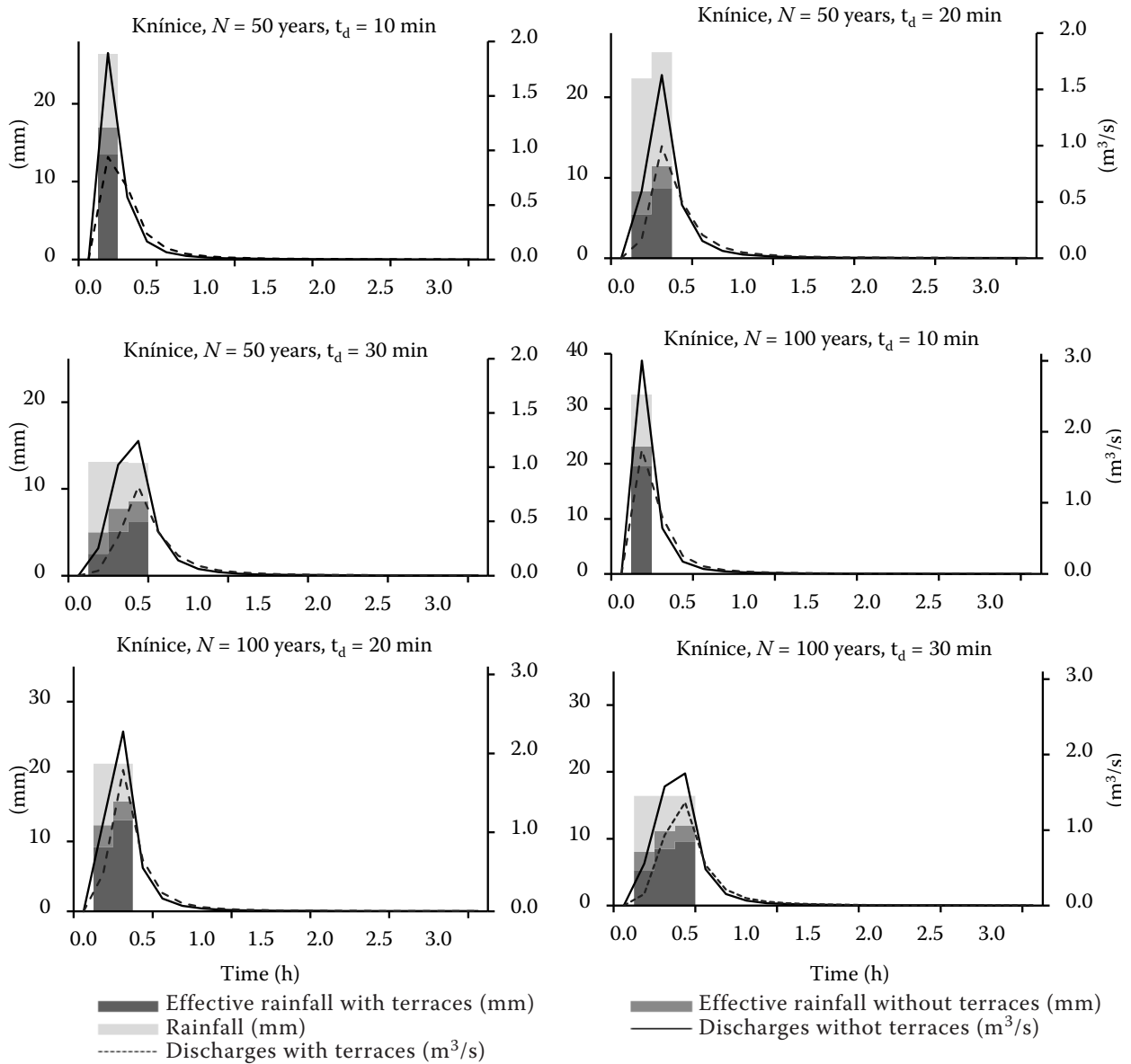


Figure 4. Hydrographs comparison on the Knínice catchment with a terrace infiltration function and without it, for extreme rainfalls of various return periods  $N$  (years) and time periods  $t_d$  (min)

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \alpha \cdot m \cdot y^{m-1} \cdot \frac{\partial y}{\partial x} = r_e(t)$$

Where:  $r_e(t)$  – rainfall excess intensity (m/s);  $y, t, x$  – ordinates of the depth of water, time and position (m, s, m);  $\alpha, m$  – hydraulic parameters.

This equation describes non-steady flow, approximated by a kinematic wave on a plane or a cascade of planes or segments. It is computed using the finite differences scheme (Lax and Wendroff 1960). The upper boundary condition of the Lax-

Wendroff scheme is  $y(x, 0) = 0$  for all values of  $x$ . Figure 4 shows the view of the longitudinal profile, and Table 2 provides the measured parameters. This system puts emphasis on the geometry of the planes, their slopes and the hydraulic roughness conditions.

## RESULTS AND DISCUSSION

The simulation by the KINFIL model was implemented for all events in the return periods of

doi: 10.17221/786/2015-PSE

Table 4. Major rainfall parameters and runoff hydrograph peaks on the Knínice catchment without terraces and with terraces

N (years)	Duration time $t_d$ (min)	Rainfall depth (mm)	Effective excess (mm)		Hydrograph peak (m <sup>3</sup> /s)	
			without terraces	with terraces	without terraces	with terraces
10	10	17.6	8.38	5.31	0.60	0.19
	20	22.4	8.71	4.08	0.61	
	30	25.7	8.39	2.78	0.52	0.08
	60	30.7	5.21	0.18	0.23	0.06
20	10	21.5	12.18	8.89	1.11	0.45
	20	27.4	13.49	8.23	1.09	0.41
	30	31.6	13.90	7.07	0.85	0.31
	60	38.0	11.19	2.32	0.43	0.09
50	10	26.3	16.94	13.52	1.89	0.94
	20	33.8	19.78	14.17	1.63	0.99
	30	39.2	21.30	13.77	1.24	0.82
	60	47.5	20.00	8.28	0.69	0.33
100	10	32.5	23.12	19.65	3.00	1.75
	20	42.1	28.03	22.27	2.28	1.79
	30	49.1	31.12	23.26	1.75	1.37
	60	59.4	31.62	18.41	0.99	0.66

their duration  $t_d = 10'$ ,  $20'$ ,  $30'$ , and  $60'$  for the basic scenario without terraces and with terraces, to see how much they reduce the overland flow discharges. The sub-catchment areas were fragmented to reflect the fact that each field belt has one biotechnical protective measure in the form of a terrace. The geometric dimensions of the terraces correspond to the real situation. The final results are shown in Table 4 and Figure 4.

The highest values of the hydraulic variables are on  $N = 100$  years rainfall with 10 min duration when the depth of overland flow is about 0.2 m, hydraulic velocity 0.34 m/s and the shear stress is about 42.0 Pa.

There are a few hydrological models that can simulate infiltration and overland flow processes on agricultural bench terraces (e.g. Amore et al. 2004, Zhao et al. 2000, Aksoy and Kavvas 2005). A simpler geomorphological system of erosion control usually provides better modelling (Maidment 1992). The terrace system at Knínice is a good example. An analysis of the effects of terrace configuration on peak flow, and on the delay to peak flow on an

undisturbed hillslope can also provide information leading to improved land management (e.g. Hallema and Moussa 2014, Vetter et al. 2014).

In conclusion, slope terraces have distinct hydro-physical characteristics that are different from the characteristics of field belts where there is permanent grassland growing between them. The area of the field belts in the Knínice study area is about 2/3 of the 8.80 ha sub-catchment and the rest of the area is taken up by terraces. One third of the farmer's arable land has to be taken out of agricultural productions. As a result of their favourable infiltration characteristics, the terraces act as biotechnical infiltration and erosion control measures for decreasing the overland flow. They may also have an important influence on the water regime during dry seasons.

Simulations using the KINFIL model proved that due to the favourable infiltration characteristics of the soils in the Knínice catchment, the hydraulic depth of the overland flow for gross rainfall with return periods of  $N = 2$  and 5 years is insignificant

(Table 4). The discharges caused by rainfall with a return period of  $N = 10, 20, 50,$  and  $100$  years could be harmful if there were no terraces. In the most critical runoff  $Q_{100}$  ( $10'$ ), the discharges are reduced by the terrace system from a value of  $3.00 \text{ m}^3/\text{s}$  to a value of  $1.75 \text{ m}^3/\text{s}$  (i.e. by 42%).

However, if the plots of permanent grassland were to be transformed into arable land for growing field crops, there would surely be inadequate protection, due to the changes in the critical shear stress of soil that is not covered by permanent grassland.

### Acknowledgement

Supported by the Technological Agency of the Czech Republic TAČR, Project No. TA02020402. The team of authors expresses its gratitude for this support.

### REFERENCES

- Amore E., Modica C., Nearing M.A., Santoro V.C. (2004): Scale effect in USLE and WEPP application for soil erosion computation from three Sicilian basins. *Journal of Hydrology*, 293: 100–114.
- Aksoy H., Kavvas M.L. (2005): A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models. *Catena*, 64: 247–271.
- Beven K.J. (2006): *Rainfall-Runoff Modelling. The Primer*. Chichester, John Wiley & Sons, 360.
- Fread D.L. (1989): Flood routing models and the manning  $n$ . In: Yen B.C. (ed.): *Proceedings of International Conference Centennial of Manning's Formula and Kuichling's Rational Formula*. Charlottesville, 699–708.
- Hallema D.W., Moussa R. (2014): A model for distributed GIUH-based flow routing on natural and anthropogenic hillslopes. *Hydrological Processes*, 28: 4877–4895.
- Hrádek F., Kovář P. (1994): Computation of substitute storm rainfall intensities. *Vodní Hospodářství*, 11: 49–53. (In Czech)
- Kibler D.F., Woolhiser D.A. (1970): *The Kinematic Cascade as a Hydrologic Model*. Colorado State University, Fort Collins, Hydrology Paper No. 39, 28.
- Kovář P., Cudlín P., Heřman M., Zemek E., Korytář M. (2002): Analysis of flood events on small river catchments using the KINFIL model. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 50: 158–171.
- Kovář P., Vašová D., Hrabalíková M. (2011): Mitigation of surface runoff and erosion impacts on catchment by stone hedgerows. *Soil and Water Research*, 4: 153–164.
- Kutílek M., Nielsen D.R. (1994): *Soil Hydrology*. Catena Verlag. Cremlingen – Destedt, 98–102.
- Lax P., Wendroff B. (1960): Systems of conservation laws. *Communications on Pure and Applied Mathematics*, 13: 217–237.
- Lów J., Míchal I. (2003): Landscape character. *Lesnická práce, Kostelec nad Černými Lesy*. (In Czech)
- Maidment D.R. (1992): *Grid-based Computation of Runoff: A Preliminary Assessment*. Davis, Hydrologic Engineering Center, US Army Corps of Engineers.
- Marshall E.J.P., Moonen A.C. (2002): Field margins in northern Europe: Their functions and interactions with agriculture. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 89: 5–21.
- Merot P. (1999): The influence of hedgerow systems on the hydrology of agricultural catchments in a temperate climate. *Agronomie*, 19: 655–669.
- Morel-Seytoux H.J., Verdin J.P. (1981): *Extension of the SCS Rainfall Runoff Methodology for ungaged Watersheds*. Report FHWA/RD-81/060, Colorado State University, Fort Collins, 79.
- Morel-Seytoux H.J. (1982): Analytical results for prediction of variable rainfall infiltration. *Journal of Hydrology*, 59: 209–230.
- Philip J.R. (1957): The theory of infiltration. I. The infiltration equation and its solution. *Soil Science*, 83: 345–357.
- Rawls W.J., Brakensiek D.L. (1983): A procedure to predict Green and Ampt infiltration parameters. In: *ASCE Proceedings Conference Advances in Infiltration*, Chicago.
- Šamaj F., Brazdil R., Valovič J. (1983): Daily depths of extreme rainfalls in 1901–1980 in ČSSR. In: *Study Proceedings of SHMU. ALFA, Bratislava*, 19–112. (In Czech and Slovak)
- Štibinger J. (2011): Infiltration capacities. *Stavební obzor*, 2: 78–83. (In Czech)
- Vetter T., Rieger A.-K., Nicolay A. (2014): Disconnected runoff contributing areas: Evidence provided by ancient watershed management systems in arid north-eastern Marmarica (NW-Egypt). *Geomorphology*, 212: 41–57.
- Zhao T., Sun B., Gibo S., Wang X., Zhou J. (2000): Loess landslide in China and its mechanism. *Science Bulletin of the Faculty of Agriculture, University of Reyukyus*, 47: 113–121.

Received on December 16, 2015

Accepted on March 2, 2016

### Corresponding author:

Prof. Ing. Pavel Kovář, DrSc., Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta životního prostředí, Katedra biotechnických úprav krajiny, Kamýcká 129, 165 21 Praha 6, Česká republika; e-mail: kovar@fzp.czu.cz

**STUDIE 3:** FEDOROVA D., BACINOVA H., KOVAR P., 2017: Use of terraces to reduce overland flow and soil erosion by the HEC-HMS model and a comparison with the KINFIL model. Soil and Water Research. Accepted.

# 1 Use of terraces to reduce overland flow and soil erosion by the HEC- 2 HMS model and a comparison with the KINFIL model

3 **D.Fedorova, H.Bacinova and P.Kovar**

4 *Department of Land Use and Improvement, Faculty of Environmental Sciences, Czech*  
5 *University of Life Sciences Prague, Prague, Czech Republic*

## 6 **ABSTRACT**

7 Currently, there are ongoing discussions about the character and applicability of the model of  
8 kinematic waves. Researchers and practitioners have reported both the successes and failures of  
9 the model (Hromadka & DeVries 1988). In this publication, the greatest attention was paid to the  
10 question whether the kinematic wave may eventually replace other proven methods of generating  
11 runoff, such as a dimensionless Unit hydrograph for calculating the overland flow in  
12 mountainous regions with historical system of terraces. Terraces serve as an effective barrier for  
13 the surface runoff, which thanks to its stone design with different diameters have a high  
14 permeability for water, thereby reducing the hydraulic speed. The typical terraces usually have a  
15 high diversity of vegetation.

16 As the experimental catchment area was selected the Knínice locality in North-Western Bohemia  
17 the Ore Mountains, consists of seven terraces and six field belts between them. The overland  
18 flow was computed using two different methods: kinematic wave method and SCS  
19 dimensionless Unit hydrograph (UH). For presenting kinematic wave method was used the  
20 KINFIL software; for SCS dimensionless hydrograph was used the HEC-HMS software. The  
21 results compare hydrographs with  $N$ -year recurrence of rainfall-runoff time, where  $N = 10, 20,$   
22  $50,$  and  $100$  years. The comparison provides hydraulic results with terraces and without terraces  
23 computed using both software.

24 The computation simulates two different methods, though geographical data measurements as  
25 well as soil hydrology measurements use the same data and, as mentioned above, the comparison  
26 results are presented and discussed.

27 **Keywords:** extreme rainfall, infiltration, Unit hydrograph, kinematic wave, soil protection

28 **Introduction**

29 **Experimental area**

30 The size of the changing terraces and field belts site reaches 8.80 ha, and it is much larger than  
31 the Experimental Runoff Area (ERA), which is 2.21 ha. A description of our experimental area  
32 is provided in Figure 1. This Figure shows a map of a standard geographical situation with  
33 marginal views (on the left), where the terraces are covered by trees and shrubs which, from  
34 above, look like hedgerows. On the right side is implied Knínice village on a map of Czech  
35 Republic geodetic survey of this areas. Figure 2 provides the scheme of the placement of typical  
36 stone terraces that serve as measures in support of infiltration and for mitigating overland flow  
37 discharges and it gives the detailed view of two neighbouring terraces. Terraces serves as an  
38 effective barrier for the surface runoff, which thanks to its stone design with different diameters  
39 have a high permeability for water, thereby reducing the hydraulic velocity. The typical terraces  
40 have a high diversity of vegetation on two levels (shrubs and trees).

41 The Libouchec Experimental Runoff Area (~~ERA~~) in the **Knínice** region in the Ore Mountains is  
42 well protected, and its terraces still provide good soil erosion control in this area.

43 The area of whole site is 8.80 ha, where 7 terraces and 6 field belts between them are situated  
44 (Fig. 1). For the measurement of the geodetic data we used the Trimble total station type of  
45 GNSS. The processing was executed using Geodimeter 640 by the polar method. The mapping  
46 was carried out within the KOKES system, version 1250. The final mapping was amended in the  
47 ATLAS system.

48 The average elevation of the catchment is 517.0 m a.s.l (above sea level). The catchment ends  
49 with an open contour line profile which is about 400 m a.s.l in width. Slope  $J$  downstream within  
50 the catchment on arable land (there is permanent grassland on this part of land) varies within  $J_{PG}$   
51 = 0.04 to 0.12, and on the terraces the slope varies  $J_{TER} = 0.35$  to 0.61. The complete longitudinal  
52 profile of the whole system of changing field-belts and protective terraces provides Table 1.

53 The climate for this location is mild-warm and humid. The long-term annual precipitation varies  
54 is between 650 to 750 mm. The average annual temperature is between 6.5°C and 7.0°C. The  
55 geological structure of the ERA is mainly of leistocene orthogenesis and quaternary stony and  
56 stony-loam sediments. The dominant soil type consists of mesotrophic to entropic Cambisols,  
57 which can be characterized as water-permeable silt loam and sandy loam.

## 58 **Field measurements**

59 For the measurement is very important the procedure of the Richards equation (Kutílek & Nielsen  
60 1994) and the Philip solution for non-steady flow infiltration (Philip 1957). The shortened Philip  
61 equation for the infiltration intensity  $v_f$  into the soil where is calculated with the saturated  
62 hydraulic conductivity  $K_s$  (m/s) and sorptivity ( $\text{m/s}^{1/2}$ ), is shown in Equation (1):

$$v_f(t) = \frac{1}{2} S \cdot t^{-1/2} + K_s \quad (1)$$

63 Both parameters  $K_s$  and  $S$  were computed by using the method of the non-linear regression  
64 (Kovář et al. 2011a; Štibinger 2011). Table 2 provides the values of the measurements of hydraulic  
65 conductivity  $K_s$  and sorptivity  $S$  measured four times each in four terraces and four fields. This  
66 Table also shows the average values of  $K_s$  and  $S$ , and also provides the storage suction factor  $S_f$   
67 (mm) in Equation (2):

$$S_f = \frac{S^2}{2K_s} \quad (2)$$

68 The final parameter values we calculated are shown in Table 2. The average storage suction  
69 factor fields is  $S_f = 28.0$  mm, and for terraces is  $S_f = 20.0$ .mm. The  $K_s$  value for the terraces is  
70 about 4.3 times higher than for the field belts. The  $S$  value for the terraces is about 1.7 times  
71 higher than  $S$  value for the field belts.

## 72 **Extreme rainfall assessment**

73 The Knínice catchment uses the rainfall data from the Ústí nad Labem – Kočkov station, which  
74 is located 9 km far away. This rain gauge provides us daily rainfall data with a return period  $N =$   
75 2, 5, 10, 50 and 100 years is shown in Table 3. Because this area is in a small catchment area, the

76 periods of critical rainfall duration were selected just for time  $t_d = 10, 20, 30$  and  $60$  min and a  
77 return period of  $N = 10, 20, 50$  and  $100$  years. The DES\_RAIN Software was used for a  
78 computation of the reduction in the daily rainfall depths  $P_{t,N}$  (Kovář & Vaššová 2011b). This  
79 procedure is based on regional parameters  $a$  and  $c$ . There are derived by using the methodology  
80 by (Hrádek & Kovář 1994). The results are simulated by Table 3.  $P_{t,N}$  is the maximum of the  
81 extreme rainfall depth, which is less than 1 day duration and return period is in  $N$  years.

## 82 **Materials and Methods**

83 The HEC-HMS (**Hydrologic Modeling System**) software is a new generation of a product of the  
84 Hydrologic Engineering Center within the U.S. Army Corps of Engineers. It is designed to  
85 simulate the precipitation-runoff mechanisms of dendritic drainage basins and it is a replacement  
86 for HEC-1, which has long been considered a standard for hydrologic simulation (Zhang et al.  
87 2013). The new HEC-HMS provides almost similar simulation capabilities, but it is more  
88 advanced in numerical analysis, which is a significant advantage of the modern faster  
89 desktop computers. It also has a number of features that were not included in HEC-1, such as  
90 continuous simulation and grid cell surface hydrology. It also presents a graphical user  
91 interface, which makes it easier to use the software.

92 The runoff from any size basins is calculated using the four processes of flow from the  
93 catchment area, taking into account the division or merger of the channel. The runoff  
94 hydrographs are computed by data of rainfall, excess loss (infiltration), Unit hydrographs or  
95 kinematic wave, and the data of the baseflow. Any mass or energy flow in the cycle can then be  
96 described with a mathematical model. Several model choices are usable for describing each flow  
97 in most cases. Each mathematical model included in the software is relevant for different  
98 environments and under different conditions.

99 The loss can be computed using SCS Curve Number, Green and Ampt, Deficit and Constant,  
100 Exponential, Initial and Constant, Smith Parlange, Soil Moisture Accounting methods. The Unit  
101 hydrograph can be made based on Clark Unit Hydrograph, Kinematic Wave, ModClark, SCS



102 Unit Hydrograph and user-specified S-Graph and Unit Hydrograph methods. The baseflow  
103 decreases logarithmically with the set value of hydrograph recession curve or is calculated on the  
104 basis of soil moisture. Averaged catchment rainfall can be calculated by precipitation at certain  
105 points by using standard weighing method or by probability criterion of maximum rainfall, or on  
106 the basis of gridded radar precipitation data. The methods of hydrograph calculation also include  
107 Muskingum, Muskingum-Cunge, Kinematic Wave and Modified Puls methods. Modified Puls  
108 method is used primarily for reservoirs. The model can be made both on confined parts of basin  
109 or on the spatially distributed gridded basins. Internal calculations are performed in the metric  
110 system, input and output data can be both in metric and U.S. Customary unit systems.

111 The HEC-HMS software Unit hydrograph method was successfully used for modelling of runoff  
112 in Romania as was discussed in the study of Maria-Mihaela Györi and Ionel Haidu (2011). The  
113 HEC-HMS Rainfall-Runoff model was computed for flow simulation on the three basic models:  
114 the climatic model, the catchment model and the control indices. The loss method calculates an  
115 effective rainfall with the input hyetograph, the results transformed in function that converts the  
116 excess precipitation into runoff at the subwatersheds outlets.

#### 117 **Soil Conservation Service Dimensionless Hydrograph.**

118 The dimensionless unit hydrograph has been developed by the Soil Conservation Service from  
119 the Unit hydrographs for a high number of basins of different sizes and for many different  
120 environments. The SCS dimensionless hydrograph is a synthetic Unit hydrograph in which the  
121 discharge is described as a ratio of discharge,  $q$ , to peak discharge,  $q_p$  and the time by the ratio of  
122 time,  $t$ , to time to peak of the Unit hydrograph,  $t_p$ . The Unit hydrograph can be determined from  
123 the synthetic dimensionless hydrograph for the given basin given the peak discharge and the lag  
124 time for the duration of the excess rainfall (Ramírez 2000).

125 The dimensionless Unit hydrograph can be expressed in terms of an equivalent triangular  
126 hydrograph as the SCS suggests. Using this simplified triangular Unit hydrograph the values of  
127  $q_p$  and  $t_p$  can then be estimated. The height of simplified Unit hydrograph in this case is equal to

128  $q_p$  and time base,  $t_b$ , is equal to  $2.67 t_p$ . (Soil Conservation Service 1972) The time is usually  
129 expressed in hours (SCS), and the discharge in  $m^3/s/cm$  (or cfs/in). The SCS recommends a  
130 recession duration of  $1.67 t_p$  after analysis of a high number of Unit hydrographs. It can be  
131 shown that:

$$132 \quad q_p = C \cdot A/t_p \quad (3)$$

133 because the volume of direct runoff must equal 1 cm, where  $C = 2.08$  (483.4 in the British  
134 system) and  $A$  is the drainage area in square kilometers (square miles).

135 The basin lag is

$$136 \quad t_l = 0.6t_c \quad (4)$$

137 from a study of many large and small rural watersheds, where  $t_c$  is the time of concentration of  
138 the watershed.

139 The time to peak,  $t_p$ , is then equal to  $t_r/2 + t_l$ , (Soil Conservation Service 1972).

140 The data required by SCS hydrograph method include mostly hydrological data as channel  
141 depth, length and rainfall data. In order to receive the SCS dimensionless Unit hydrograph it is  
142 necessary to estimate the lag time for a given basin. The timing parameter has considerable  
143 influence on the values of the Unit hydrograph, but is somewhat difficult to estimate and rather  
144 subjective (Chow 1959).

145 The 3D KINFIL is physically based model, it obtains two parts of the hydrological process. The  
146 first part describes the infiltration of rainfall to build rainfall excess, and the second part  
147 expresses the overland flow presentation from rainfall excess and its conversion into a final  
148 runoff hydrograph. The model also delivers marginal results, e.g. hydraulic depths and velocities.  
149 Since 2002 it has been applied for simulating rainfall-runoff processes on gauged and ungauged  
150 catchments (Kovář et al. 2002). Later the model has been improved to simulate the hydraulic  
151 processes needed for shear stress values to compute erosion when a soil calibration is at disposal  
152 (Kovář et al. 2012).

153 **The overland flow part of the KINFIL model uses the kinematic equation** and can be  
154 described by Eq.(5) (Kibler & Woolhiser 1970; Beven 2006):

$$\frac{\partial y}{\partial t} + \alpha \cdot m \cdot y^{m-1} \cdot \frac{\partial y}{\partial x} = r_e(t) \quad (5)$$

155 where  $r_e(t)$  is rainfall excess intensity (m/s),  $y$ ,  $t$ ,  $x$  are ordinates of the depth of water, time and  
156 position (m, s, m), and  $\alpha$ ,  $m$  are hydraulic parameters.

157 The infiltration part of the KINFIL model is based on the Green and Ampt theory of infiltration,  
158 using the principle of ponding time and the storage suction factor  $S_f$  by (Morel-Seytoux & Verdin  
159 1981) and by (Morel-Seytoux 1982):

$$v_f = (\theta_s - \theta_t) \frac{dz_f}{dt} = K_s \left[ \frac{z_f + H_f}{z} \right] \quad (6)$$

160 The right side of the equation expresses the Green-Ampt theory (Rawls & Brakensiek 1983). The  
161 left side of eq. (6) describes the Darcy concept for the process of infiltration  $v_f(t)$ .  $K_s$  is the  
162 hydraulic conductivity (m/s), and  $H_f$  is the capillary suction on the infiltration front (m). In eq.  
163 (4),  $(\theta_s - \theta_t)$  the difference between the saturated soil moisture content and actual content (-),  $z_f$   
164 is the depth of the infiltration front, and  $z$  is the vertical ordinate (both in m) (Kovář et al. 2016).

## 165 **Results and discussion**

166 The question if the kinematic wave method can replace the Unit hydrograph methods still  
167 remains open due to the huge fundamental differences of these two methods. The kinematic  
168 wave method for overland flow is a deterministic and physically based, distributed-parameter,  
169 hydraulic-data-intensive method (requiring geometric and frictional parameters), which is  
170 primarily applicable to small catchments, for which the perfectionism of the mathematical  
171 modelling can be applied in practice, when high detailisation can actually show what occurs in  
172 experimental area. From a number of the kinematic wave models we have selected the KINFIL  
173 model.

174 The dimensionless Unit hydrograph performs the typical shape of Unit hydrographs charted in  
175 dimensionless terms. The discharge ordinates of the this hydrograph are divided by the

176 maximum discharge, and the time ordinates are divided by the time from 10% of peak flow to  
177 peak flow to obtain the dimensionless Unit hydrograph. The 10% time is subjective and was  
178 used to reduce the long build-up time when the discharge is small (Bender & Roberson 1961).

179 The Unit hydrographs were originally made for large catchments (Sherman 1932), but later the  
180 method has been found to primary applicable to midsize catchments. Nevertheless, with  
181 catchment subdivision, the applicability of the Unit hydrograph can be extended also to large  
182 catchments. Due to the overland flow kinematic wave method is primarily used for small  
183 catchments, and the Unit hydrograph is primarily applicable to midsize catchments, it seems that  
184 there should be a little overlap between these two methods (Ponce et al. 1978).

185 The simulations by the both models was computed for all events in the return periods of their  
186 duration  $t_d = 10'$ ,  $20'$ ,  $30'$ , and  $60'$  for the basic scenario without terraces and with terraces. The  
187 sub-catchment areas were fragmented to reflect the fact that each field belt has one biotechnical  
188 protective measure in the form of a terrace. The geometric dimensions of the terraces correspond  
189 to the real situation. The final results are shown in Fig.3.

## 190 **Conclusion**

191 To dispute which method is better, or more accurate has no simple answer. The both methods a  
192 different data needs and have a different nature and they are not readily comparable. The HEC-  
193 HMS software without any doubts is easier in usage for even unexperienced user, the interface is  
194 simplified and can be used intuitively, this is a big advantage of the HEC software. The KINFIL  
195 interface is not so user friendly, the kinematic wave method itself requires more data, but it has  
196 more accurate results, which can be seen on Fig.3. As seen there, the hydrographs, calculated by  
197 kinematic wave method have sharper shape, which is more natural under given conditions for  
198 small catchments. The SCS Unit hydrograph also shows higher results for natural cases, e.g  
199 without terraces, however, the difference in discharges is not very significant, especially for  $N =$   
200 10 and 20 years, it's less than  $0.1 \text{ m}^3/\text{s}$ .

201 The significant advantage of the kinematic wave method is that it can describe roughness  
202 coefficient and rainfall variations. The model also has marginal results, e.g. hydraulic depths and  
203 velocities. Kinematic wave method increases in accuracy as the catchment size decreases; and  
204 the Unit hydrograph methods increase in applicability as the catchment scale increases.  
205 So, in cases where the scale can be logically negotiated, the kinematic wave model should  
206 provide better specification in a future simulation of flood flows.

### 207 **Acknowledgement**

208 Supported by the Technological Agency of the Czech Republic TAČR, Project TA02020402  
209 Water regime optimization to mitigate impact on hydrological extremes. The team of authors  
210 expresses its gratitude for this support.

### 211 **LITERATURE**

- 212 Beven K.J. (2006): Rainfall-Runoff Modelling. The Primer. John Wiley & Sons, Chichester:  
213 360p. ISBN 13-978-0471-98553-2
- 214 Bender D.L., Roberson J.A. (1961): The Use of a Dimensionless Unit Hydrograph to Derive  
215 Unit Hydrographs for Some Pacific Northwest Basins. Journal of Geophysical Research Volume  
216 66, no. 2: 521-527.
- 217 Chow V.T. (1959): Open-channel hydraulics. McGraw Hill Book Co., Inc., New York, N.Y.:  
218 680p.
- 219 Györ M., Haidu I. (2011): Unit hydrograph generation for ungauged subwatersheds. Case study:  
220 the Monoroștia river, Arad county, Romania. Geographia technica, no. 2: 23-29.
- 221 Hrádek F., Kovář P. (1994): Computation of design rainfalls. Water Resources Management.  
222 Vodní hospodářství 11: 49-53 (in Czech).
- 223 Hromadka T.V., DeVries J.J. (1988): Kinematic wave and computational error. J. Hydr. Engrg.,  
224 ASCE, 114(2): 207-217.
- 225 Kibler D.F., Woolhiser D.A. (1970): The kinematic cascade as a hydrologic model. Colorado  
226 State University, Fort Collins. Hydrology Paper No. 39: 28p.

227 Kovář P., Cudlín P., Heřman M., Zemek F., Korytář M. (2002): Analysis of Flood Events on  
228 Small River Catchments using the KINFIL Model. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*  
229 50(2):157-171.

230 Kovář P., Vaššová D., Hrabalíková M. (2011a): Mitigation of Surface Runoff and Erosion  
231 Impacts on Catchment by Stone Hedgerows. *Soil and Water Research*, No. 4: 153-164.

232 Kovář P., Vaššová D. (2011b): DES-RAIN Software, <http://fzp.czu.cz/vyzkum>

233 Kovář P., Vaššová D., Janeček M. (2012): Surface Runoff Simulation to Mitigate the Impact of  
234 Soil Erosion, Case Study of Třebsín (Czech Republic). *Soil and Water Research*, roč. 7, č. 3: 85-  
235 96. ISSN: 1801-5395.

236 Kovář P., Bačínová H., Loula J., and Fedorova D. (2016): Use of Terraces to Mitigate the  
237 Impacts of Overland Flow and Erosion on a Catchment. *Plant Soil Environ.* Vol.62, no.4.171-  
238 177. DOI: 10.17221/786/2015-PSE

239 Kutílek M., Nielsen D. (1994): *Soil hydrology*. Catena Verlag. Cremlingen – Destedt, Germany:  
240 98-102.

241 Maidment D. R. (1992): *Grid-based Computation of Runoff: A Preliminary Assessment*.  
242 Hydrologic Engineering Center, U.S. Army Corps of Engineers, Davis, California:

243 Morel-Seytoux H.J., Verdin J.P. (1981): *Extension of the SCS Rainfall Runoff Methodology for*  
244 *Ungaged Watersheds*. [Report FHWA/RD-81/060.] U.S. National Technical Information  
245 Service, Springfield.

246 Morel-Seytoux H.J. (1982): Analytical results for prediction of variable rainfall infiltration.  
247 *Journal of Hydrology*, Volume 59, Issues 3-4: 209-230.

248 Philip J.R. (1957): The theory of infiltration. The infiltration equation and its solution. *Soil*  
249 *science* 83: 345-357.

250 Ponce V.M., Li R.M., and Simons D.B. (1978): Applicability of kinematic and diffusion  
251 models. *J. Hydr. Div., ASCE*, 104(3): 353-360.

252 Ramírez J.A. (2000): Prediction and Modeling of Flood Hydrology and Hydraulics. Chapter 11  
253 of Inland Flood Hazards: Human, Riparian and Aquatic Communities eds. Ellen Wohl.  
254 Cambridge University Press: 15-24.

255 Rawls W.J., Bnkensiek D.L. (1983): A procedure to predict Green and Ampt infiltration  
256 parameters. Proc., ASAE Conf. on Advances in Infiltration, Chicago, III: 102-112.

257 SCS (Soil Conservation Service) (1972): National Engineering Handbook. Chapter 21, Section  
258 4, U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C: 127p.

259 Sherman L.K. (1932): Streamflow from rainfall by unit-graph method. Engrg. News Record,  
260 108: 501-505.

261 Syed A.U., Nejadhashemi A.P., Safferman S., Lusch D., Bartholic J., Segerlind L.J. (2012). A  
262 comparative analysis of kinematic wave and SCS-Unit hydrograph models in semi-arid  
263 watershed. XIX International Conference on Water Resources materials CMWR 2012.

264 Štibinger J. (2011): Infiltration capacities. Stavební obzor 2/2011: 78-83 (in Czech).

265 U.S Army Corps of Engineers (2013): Hydrological Modeling System HEC-HMS. User's  
266 Manual. Hydrological Engineering Center, HEC: 606p.

267 Wałęga A. (2013). Application of HEC-HMS programme for the reconstruction of a flood event  
268 in an uncontrolled basin. J. Water Land Dev. 2013, No. 18 (I–VI): 13-20.

269 Zhang H.L., Wang Y.J., Wang Y.Q., Li D.X., and Wang X.K. (2013). The effect of watershed  
270 scale on HEC-HMS calibrated parameters: a case study in the Clear Creek watershed in Iowa,  
271 US. Hydrol. Earth Syst. Sci., 17, 2735-2745. DOI: 10.5194/hess-17-2735-2013  
272

273 **Table 1.** The areas of Kninice catchment fragments

Terraces	length (m)	11.30	10.70	13.90	10.40	12.40	10.70	3.70
	slope (-)	0.36	0.43	0.37	0.45	0.35	0.34	0.61
Fields	length	6.00	20.60	17.90	13.70	48.50	21.50	19.40
	slope	0.04	0.07	0.06	0.04	0.12	0.05	0.04

274

275 **Table 2.** Hydraulic values measurements on fields and terraces: average values, Sorptivity S  
 276 (mm/h<sup>0.5</sup>), Hydraulic conductivity K<sub>s</sub> (mm/h) and Storage suction factor S<sub>f</sub> (mm)

Number of measurements		Average	1.	2.	3.	4.
Sorptivity		19.8	17.0	22.4	19.4	20.3
Hydraulic conductivity	on fields	7.0	5.0	9.0	6.0	8.0
Storage suction factor		28.0	28.9	27.9	31.4	25.8
Sorptivity		34.6	34.2	33.5	32.6	38.0
Hydraulic conductivity	on terraces	30.0	29.0	32.0	26.0	33.0
Storage suction factor		20.0	20.2	17.5	20.4	21.9

277

278 **Table 3.** The maximum of the extreme rainfall depths P<sub>t,N</sub> of short duration in the station

279 Ústí n. L. (in mm)

280

281

282

283

284

285

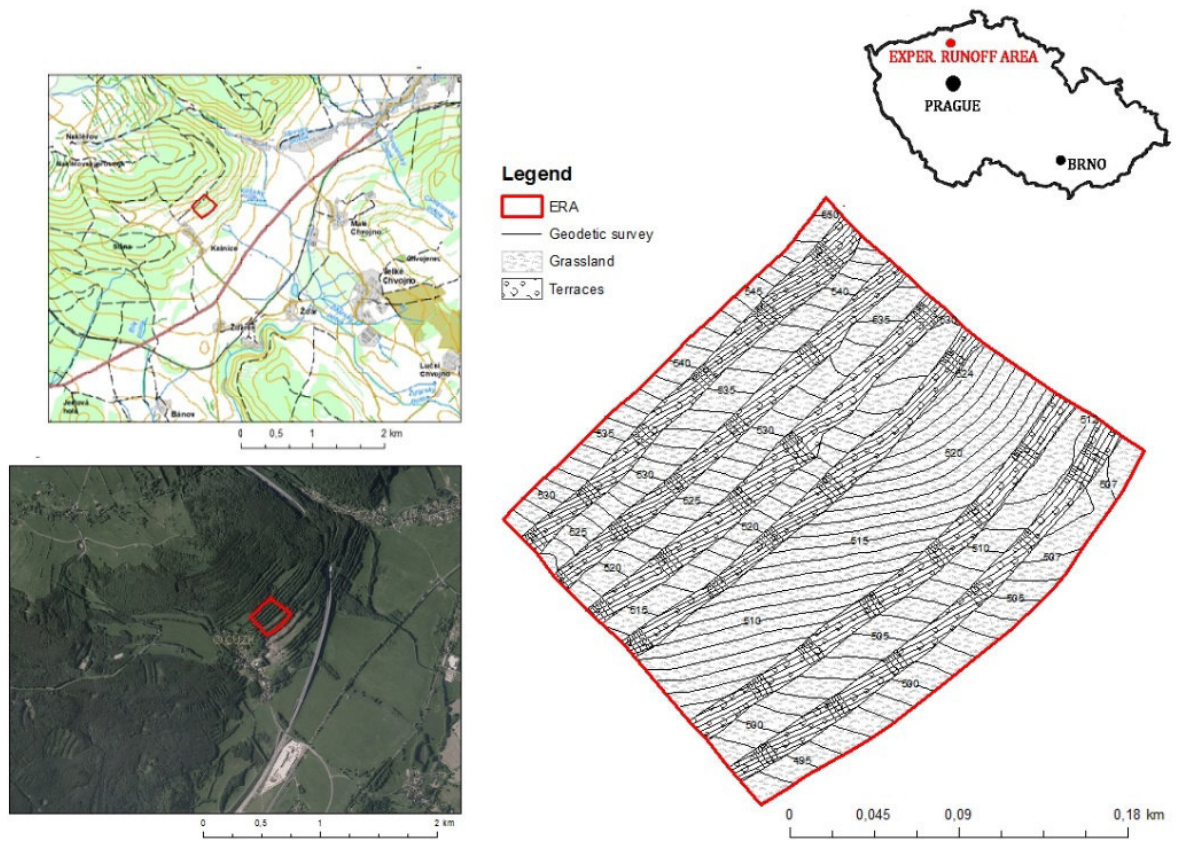
286

287

N (years)	P <sub>t,N</sub> (min)	t (min)			
		10'	20'	30'	60'
2	30.6	10.1	12.4	14.0	16.3
5	41.8	14.7	18.2	20.7	24.8
10	49.0	17.6	22.4	15.7	30.7
20	56.5	21.5	27.4	31.6	38.0
50	65.7	26.3	33.8	39.2	47.5
100	79.2	32.5	42.1	49.1	59.4

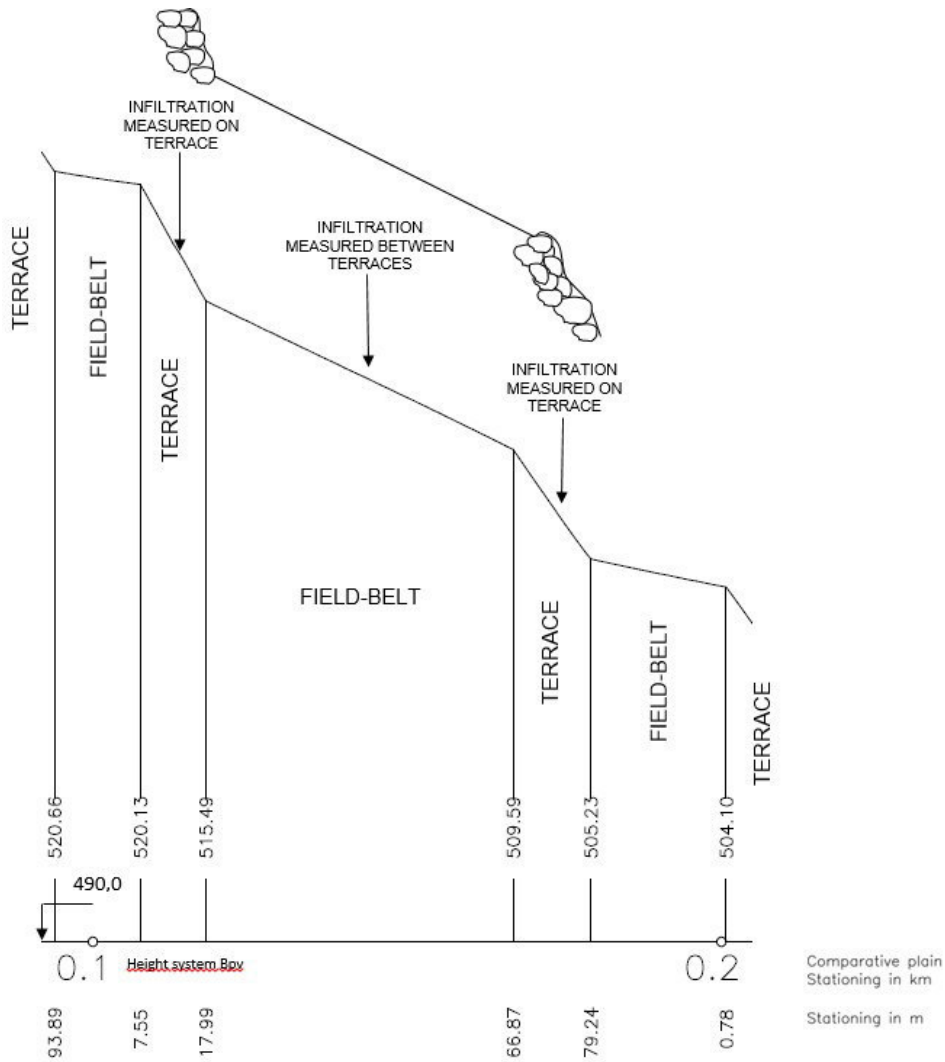


288 **Figure 1.** Situation of the Knínice village with situation of the Experimental runoff Area and  
289 scheme of terraces protecting field-belts against soil erosion.



290

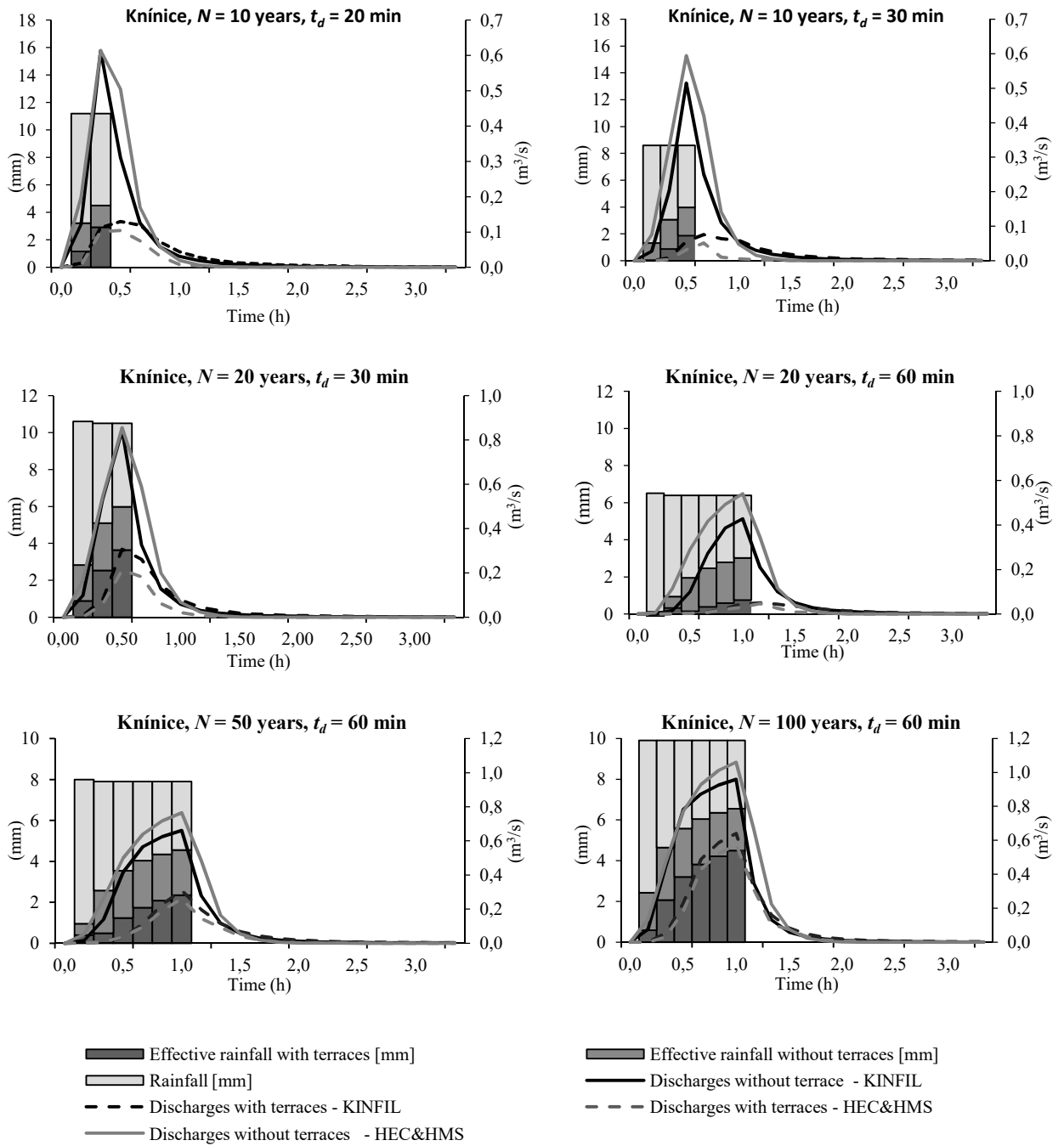
291 **Figure 2.** Cutout of scheme of terraces protecting field-belts against soil erosion. Infiltration  
 292 parameters is measured on both terraces and on field-belts. Longitudinal profile of the terraces  
 293 and the field-belt system (1:1000/250). Infiltration parameters are measured on both terraces and  
 294 on field-belts.



295

296

297 **Figure 3:** Hydrographs comparison on the Knínice catchment with a terrace infiltration function  
 298 and without it, for extreme rainfalls of various return periods  $N$  and duration periods  $t_d$ .



299

**STUDIE 4:** KOVAR P., BACINOVA H., 2015: Impact of Evapotranspiration on Diurnal Discharge Fluctuation Determined by the Fourier Series Model in Dry Periods. Soil and Water Research, roč. 10, č. 4, s. 210-217. ISSN: 1801-5395, doi: 10.17221/122/2015-SWR.

# Impact of Evapotranspiration on Diurnal Discharge Fluctuation Determined by the Fourier Series Model in Dry Periods

PAVEL KOVÁŘ and HANA BAČINOVÁ

*Faculty of Environmental Sciences, Czech University of Life Sciences Prague,  
Prague, Czech Republic*

## Abstract

Kovář P., Bačínová H. (2015): Impact of evapotranspiration on diurnal discharge fluctuation determined by the Fourier series model in dry periods. *Soil & Water Res.*, 10: 210–217.

Precise measurements of discharges at the outlet of a small catchment, using high resolution sensing equipment, can currently be done without difficulty. In particular, measurements can take place even during dry periods, when high temperatures increase actual evapotranspiration on the catchment and diurnal streamflow fluctuation changes occur in a harmonic wave at any time of the day. Some 10–15 years ago, a current runoff measurement record based on a high resolution equipment clearly recognizing a diurnal wave-shape fluctuation could hardly be available. The measurement of discharge ordinates from the catchment, and from free water pan evaporation, showed an undulating fluctuation tendency. However, the discharge minima appeared at day time and their maxima at night. The measured discharge data are represented not only by a fluctuating form, but also by a mild form, an even straight line, or by a flat depletion curve. For the purpose of analyzing the wave shape of discharge we implemented the Fourier series model, simulating the measured data through the Fourier input, output, and transformation coefficients. The purpose of this analysis was to use the Fourier equations in order to substitute the missing data (when the discharge or evaporation measurements collapsed). Due to very sensitive data, when the measured discharge series are jagged, the equation can be smoothed by the harmonic approximation or by the polynomial approximation. Our study was carried out on the small experimental catchment of the Starosuchdolsky Brook, in the vicinity of the campus of the Czech University of Life Sciences Prague. The harmonic analysis provided an interesting outcome, as well as innovative methodology.

**Keywords:** catchment depletion curve; Fourier series; harmonic coefficients; high resolution sensing; rainless periods

Long and dry depletion events on small catchment provide valuable data for the assessment of the impact of actual evapotranspiration on runoff reduction at various scales. Solar radiation and temperature variations cause streamflow diurnal cycles, which also can be used to assess the impact of climate change on catchment behaviour (MUTZNER *et al.* 2015). The first indication of the streamflow fluctuation caused by evapotranspiration was based on observations of a small catchment in the dry year 1976 (BURT 1979). Diurnal streamflow cycles were characterized through their amplitudes and timing of the minimum and maximum streamflow. The harmonic process of baseflow delay was described, tracing lower discharge values

in the daytime hours and higher values in the night hours, due to the same process of evapotranspiration. The delay of the wave-shaped depletion curve was caused by the evaporation conditions and partly also by hydraulic roughness (DVOŘÁKOVÁ *et al.* 2014).

In the last two decades, thanks to extremely accurate measurement of water discharges, many relevant books have been published describing the impact of evapotranspiration on catchment runoff (ZHANG *et al.* 2001; BROWN *et al.* 2004; LOHEIDE *et al.* 2005; FENICIA *et al.* 2006; WINSEMIUS *et al.* 2006). In his paper “Catchment as simple dynamic systems”, KIRCHNER (2006, 2009) formulated the mass-conservation equation:

doi: 10.17221/122/2015-SWR

$$\frac{dS}{dt} = P - E - Q \quad (1)$$

where:

 $S$  – water storage $P$  – precipitation $E$  – evapotranspiration $Q$  – discharge

In this equation, only the discharge is an aggregated measurement for the entire catchment. In the case of a dry period we could neglect precipitation to get the sum  $(E-Q)$  on the right side of this equation, which would then express the storage time series showing a drying process on the left side of Eq. (1).

Hydrologic processes in small catchments started to be analyzed and described using a modern systems approach in the late 1960s, soon after the systems engineering linkages and their feedbacks were explained and published (KRAIJENHOFF & O'DONNELL 1966). Systems hydrology nowadays takes into account not only the rainfall-runoff correlation, but also the correlation between runoff and evaporation (KIRCHNER 2009). All this became possible thanks to high-resolution measuring equipment. Both links of measurement, rainfall-runoff or evapotranspiration-runoff represent important hydrological processes that can be described by Fourier series (HARDY & ROGOSINSKI 1971; KOVÁŘ *et al.* 2014a).

Extreme droughts are often estimated through streamflow discharge measurements. They show harmonic evapotranspiration rates that have orders of magnitude, which are smaller than the levels assessed on typical catchments (KIRCHNER 2006, 2009; LANGHAMMER & VILIMEK 2008; DEUTSCHER & KUPEC 2014). The problem is thus clearly delimited. It can be resolved through the Fourier series, based on the systems theory.

## MATERIAL AND METHODS

**Fourier series model.** The starting point of the Fourier model introduction can be Eq. (1) and its transfer into Eq. (2) to express the input-output analysis:

$$\frac{dS}{dt} + y(t) = x(t) \quad (2)$$

where:

 $x(t)$  – straight line/curve input of the depletion curve $y(t)$  – output in the form of undulated streamflow discharges

For the computed discharges: the  $yc(t)$  in Eq. (3) from the measured variables  $x(t)$  and  $y(t)$  during a rainless period we need a transformation function  $u(t-t)$  in the convolution integral to be the theoretical alternative of the discharges computation. The rational computation of the dry events requires to substitute the integral by the summation of  $x(t)$  and  $u(t-t)$  multiples within the certain limits corresponding to the duration of the event in Eqs (3) and (4):

$$yc(t) = \int_0^t x(\tau) \times u(t-\tau) d\tau \quad (3)$$

$$yc(t) = \Delta t \sum_{i=1}^n (x(i) \times u(n-i)) \quad (4)$$

The term of addition in Eq. (4):  $x(i) \times u(n-i)$  for the finite limits expresses the convolution procedure when  $x(t)$  is not zero, then the computed runoff  $yc(t)$  can be expressed by Eq. (5) which is the Fourier expansion:

$$g(t) = yc(t) = A_0 + \sum_{r=1}^{n-1} (A_r \times \cos r \frac{2\pi t}{n} + B_r \times \sin r \frac{2\pi t}{n}) \quad (5)$$

The Fourier series describe the harmonic periodic process as an orthogonal function (HARDY & ROGOSINSKI 1971). The function  $g(t)$  in the interval  $1 < t < n$  can be represented in any time  $t$  of the interval. The cosine and sine functions are orthogonal to one another yielding a  $K$  value that equals to  $n/2$ .

The harmonic coefficients  $A_0$ ,  $A_r$  and  $B_r$  are the output coefficients for the  $yc(t)$  runoff computation, where  $r$  is the index for harmonic coefficients,  $n$  is the length (i. e. the number of discharge ordinates) of the time series. The output function  $y(t)$  transformed by the evapotranspiration process has the following coefficients:

$$A_r = \frac{n}{2} (a_r \times \alpha_r - b_r \times \beta_r), \text{ but } A_0 = n \times a_0 \times \alpha_0 \quad (6)$$

$$B_r = \frac{n}{2} (a_r \times \beta_r - b_r \times \alpha_r)$$

The other coefficients  $a_0$ ,  $a_r$ ,  $b_r$  are the input coefficients  $x(t)$ , and  $\alpha_0$ ,  $\alpha_r$  and  $\beta_r$  are the transformation coefficients  $u(n-t)$  – see Eq. (4) (O'DONNELL 1960; KRAIJENHOFF & O'DONNELL 1966).

The Fourier Series Model (FSM) has been adapted from the classic Fourier series expansion, which was developed earlier for simulation of rainfall-runoff events. However, instead of rainfall hyetograph as an input function, the depletion curve function  $x(t)$  is used either in the form of straight line or in the form of an exponential curve (Boussinesq) approximating

a depletion process. Thus for the input function  $x(t)$ , the Fourier series can be written as follows:

$$x(t) = a_0 + \sum_{r=1}^{n-1} (a_r \times \cos r \frac{2\pi t}{n} + b_r \times \sin r \frac{2\pi t}{n}) \quad (7)$$

where the input coefficients  $a_0$ ,  $a_r$ , and  $b_r$ :

$$a_r = \frac{2}{n} \sum_{r=1}^{n-1} (x(t) \times \cos r \frac{2\pi t}{n}), \text{ but: } a_0 = \frac{1}{n} \sum_{r=1}^{n-1} x(t) \quad (8)$$

$$b_r = \frac{2}{n} \sum_{r=1}^{n-1} (x(t) \times \sin r \frac{2\pi t}{n})$$

The transformation process  $x(t)$  to  $y(t)$  is based again on the Fourier series expansion for the transformation function with the coefficients  $\alpha_0$ ,  $\alpha_r$ , and  $\beta_r$ . The basic equation for this function  $u(t)$  is:

$$u(t) = \alpha_0 + \sum_{r=1}^{n-1} (\alpha_r \times \cos r \frac{2\pi t}{n} + \beta_r \times \sin r \frac{2\pi t}{n}) \quad (9)$$

Then we solved the coefficients as follows:

$$\alpha_r = \frac{2}{n} \times \frac{\alpha_r \times A_r + b_r \times \beta_r}{a_r^2 + b_r^2}, \text{ but } \alpha_0 = \frac{1}{n} \times \frac{A_0}{a_0} \quad (10)$$

$$\beta_r = \frac{2}{n} \times \frac{a_r \times \beta_r + b_r \times A_r}{a_r^2 + b_r^2}$$

Now, after all coefficients are complete, we can finish this procedure and go back to Eq. (5) and substitute all coefficients to it.

The prevailing physiographic characteristics on the Starosuchdolsky Brook catchment are given in Figure 1 and Table 1. The meteorological station is

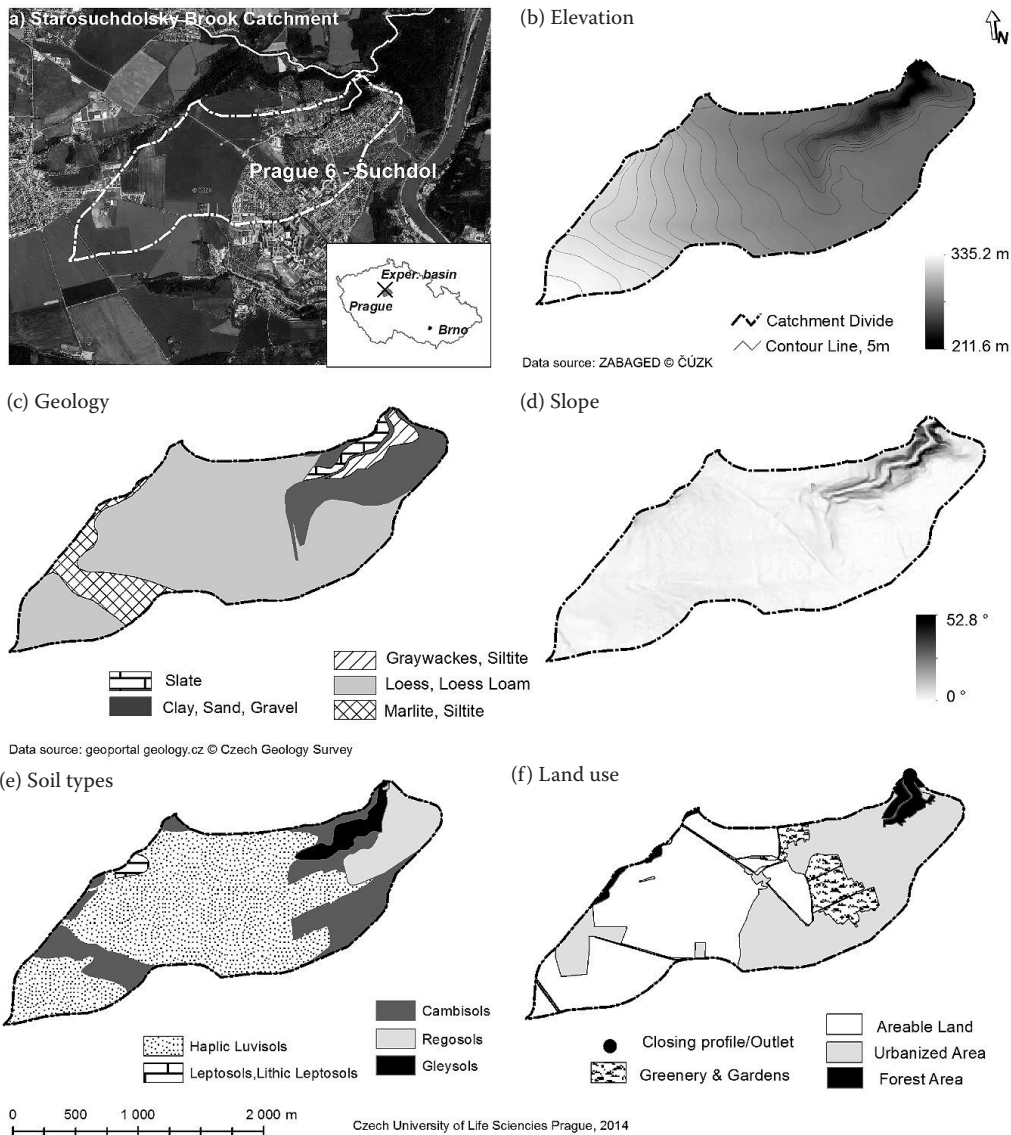


Figure 1. Selected characteristics of the Starosuchdolsky Brook catchment

doi: 10.17221/122/2015-SWR

Table 1. Characteristics of the Starosuchdolsky Brook catchment

<b>Physiographic factors of the Starosuchdolsky Brook</b>			
Catchment area ( $A$ , km <sup>2</sup> )	2.95	maximum catchment elevation ( $H_{\max}$ , m a.s.l.)	335
Length of thalweg ( $L_{th}$ , km)	3.7	minimum catchment elevation (outlet) ( $H_{\min}$ , m a.s.l.)	211
Length of brook ( $L_b$ , km)	0.58	river network density ( $R_d$ , –)	0.33
Length of water divide ( $P$ , km)	9.1	annual average precipitation (mm)	496
Average slope of brook ( $J_b$ , %)	5.4	annual average runoff (mm)	158
Average catchment slope ( $J_s$ , %)	20	annual average temperature (°C)	8.8
<b>Land use categories of the Starosuchdolsky Brook</b>			
Arable land (%)	50.2	urbanized area (%)	37.9
Forest (%)	3.5	permanent grassland/greenery (%)	8.4

The daily automatic measurement of precipitation and temperature: 2004–2015, our own measurement of runoff in the outlet profile “Spaleny Mlyn”: 2011–2015

located close to the Czech University of Life Sciences Prague campus, longitude 14°22', latitude 50°08', time zone CET (GMT + 1 hour). The precipitation and temperature have been automatically measured daily since 2004, our own monitoring of runoff in the outlet profile “Spaleny Mlyn” takes place also on daily basis, since 2011.

The land use is represented by arable land (50% of the catchment area) and urbanized areas (including gardens 38%). The middle part of the Brook which flows through the urbanized area within a close circular profile is only interrupted by inspection shafts and a few junction wells. These possibilities can hardly allow to pump water for irrigation. Forested area is a mixture of semi-naturals. The downstream part of the catchment is environmentally protected in its riparian belts by a valuable canopy. These river belts, situated on both sides of the Starosuchdolsky Brook, contain typical local forest species represented by *Alnus glutinosa*, *Fraxinus excelsior*, *Quercus robur*, and rarely *Carpinus betulus*. During a hot and dry summer period, diurnal discharge fluctuation occurs in the studied catchment. Soil moisture and groundwater measurements in the catchment indicate the presence of a soil layer stretching at a depth over 1.0 m, which is always partially water-saturated due to deep valley morphology along the downstream part of the catchment. Therefore, a little groundwater contributes to the streamflow even in dry seasons.

## RESULTS

The Starosuchdolsky Brook catchment has been monitored since 2011. The discharge data is obtained from the water level data, taken from measurements

that are carried out every ten seconds at the outlet of the catchments, using a V-notched Thomson weir equipped with a cable sensor type Vegawell 71 (Vega, Grieshaber KB, Germany) submersible water level gauge. The gauge measures the water level using a pressure transducer with a high resolution sensitivity.

Discharge  $Q$  represents an aggregated measurement for the entire catchment (KIRCHNER 2006, 2009). Runoff processes are evidently the most important components of the hydrological cycle that can be conveniently measured. That is why many papers cite this experience (TALLAKSEN 1995; BEVEN 2006) etc. Our team also shared this experience.

Among many dry episodes measured on the catchment of the Starosuchdolsky Brook, we have selected the Event 1: since 08/08 (2:00 h) to 16/08 (20:00 h), 2012 ( $n = 211$  h), where  $n$  is the number of time steps  $\Delta t$ , which was set to one hour.

The Event 1 discussed above is presented in this paper. First, the linear regressions and also the exponential correlation are presented in Table 2 to

Table 2. Linear and exponential regressions of the depletion curves of the Starosuchdolsky Brook catchment in the rainless Event 1

<b>Linear regressions</b>	
Approximated equations: $y = a \times x + b$	
$a = -0.001822$	$b = 0.959497$
$R^2 = 0.022853$	
<b>Exponential regression</b>	
Approximated equations (Boussinesq): $y = y_0 \times e^{-\alpha x}$	
$y_0 = 0.900967$	$\alpha = -0.001064$
$y = 0.900967 \times e^{-0.001064x}$	
$R^2 = 0.044559$	



Table 3. Transformation coefficients  $\alpha_r$  and  $\beta_r$  of Fourier Series Event 1 ( $n = 211$ ,  $rr = 15$ )

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
$\alpha$	0.005	0.004	0.004	0.005	0.003	0.004	0.002	0.001	-0.003	0.039	0.009	0.011	0.008	0.010	0.010
$\beta$		0.001	-0.001	0.001	0.002	0.001	0.003	0.004	0.011	-0.026	-0.008	-0.003	0.000	-0.002	0.002

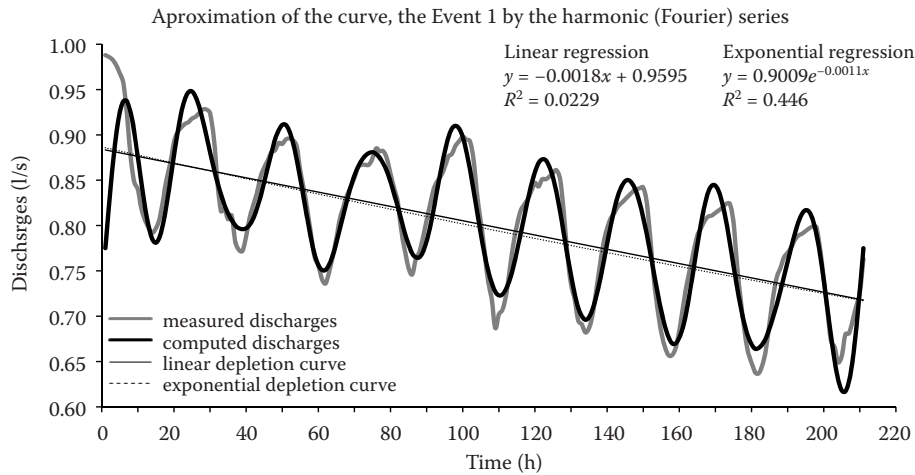


Figure 2. Discharges in the dry period from 8/8 /2012 to 16/8/2012 measured on the Starosuchdolsky Brook catchment

illustrate the Fourier input series, and then their coefficients  $a_r$ ,  $b_r$  are computed (see Eq. (8)). These input series simulate a smooth depletion process in the form of either a line (a linear function) or an exponential curve by the Boussinesq equation. The difference between these functions is very small.

The measured discharges in their wavy curve were used to compute the output Fourier coefficients  $A_r$ ,  $B_r$ , (Eq. (6)). Then it was easy to solve the transformation harmonic coefficients  $\alpha_r$ ,  $\beta_r$  (Eq. (10), Table 3), to compute the transformation function (Eq. (9)), and to solve the simulated Fourier series as the computed model response of the Event 1 (Eq (5)). Figure 2 shows the ap-

proximation of Event 1. A comparison of the measured discharges and their computed pairs is presented there.

The efficiency coefficient (NASH & SUTCLIFFE 1970) computed for their goodness of fit is derived as:

$$EC = 1 - (\sum_{i=1}^N (Q_i - QC_i)^2) / (\sum_{i=1}^N (Q_i - \bar{Q})^2) \quad (11)$$

where:

- $Q_i$  – measured discharge ordinates (l/s)
- $QC_i$  – computed discharge ordinates (l/s)
- $\bar{Q}$  – mean value of the measured discharges (l/s)

The Nash-Sutcliffe coefficient  $EC$  and its value for good acceptance should be  $EC > 0.75$  (WMO 1992).

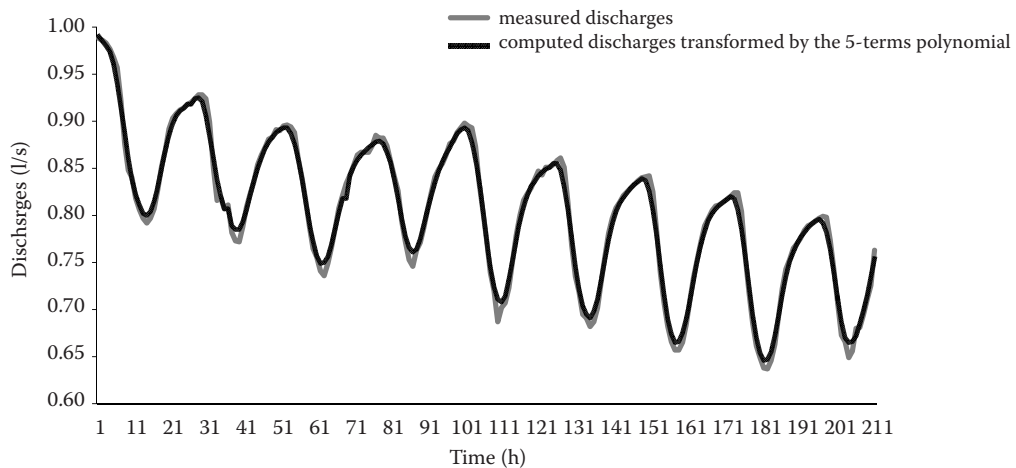


Figure 3. Smoothing of measured discharges by 5-term polynomial, Event 1

doi: 10.17221/122/2015-SWR

The Event 1 has achieved  $EC = 0.860$  when the number of harmonics  $RR$  equals to 15. If the measured discharges were smoothed by 5-term polynomial, the goodness of fit  $EC$  approaches the value 0.93. It is presented in Figure 3.

## DISCUSSION

Diurnal discharge fluctuation during a hot and dry summer period is often observed in the measured discharge records. The discharges show a declining trend in their runoff depletion curve when the catchment becomes dry. The soil zone of the catchment is always partially saturated, due to the deep valley morphology of the Starosuchdolsky Brook plain.

A dynamic catchment system offers useful information on how streamflow hydrographs may be applied for reconstructing evapotranspiration records. In such a dynamic system, precipitation and evapotranspiration have comparable but opposite effects on the catchment storage, and therefore on the streamflow. As the fluctuations in the streamflow reflect the precipitation to the catchment, it is natural to conclude that these fluctuations also reflect the evapotranspiration losses. In the past decades, hydrologists studied the ways of using discharge measurements during streamflow recession to show harmonic evapotranspiration rates or a hypothetical approach (BEVEN 2010) and/or use of kinetic equation coefficients (BANASIK *et al.* 2014; KRAJEVSKI *et al.* 2014). The smaller the catchment, the more significant the fluctuations are (BRUTSAERT & NIEBER 1982; BORONINA *et al.* 2005; SZILAGYI *et al.* 2007). Similar results were found in the delay time and water-use

related fluctuations by evapotranspiration for 1–3% in mid-Wales, in the Severn and the Wye (KIRCHNER 2009). The differences were evidently caused by different climatic and geographical conditions.

Figure 2 presents interesting data illustrating what happens when evapotranspiration influences the flow. It is practical to implement FSM based on the Fourier series where the input coefficients ( $a_r, b_r$ ) and output coefficients ( $A_r, B_r$ ) are used for computing the transformation function coefficients ( $\alpha_r, \beta_r$ ). However, the results might be loaded with some noise from the subsurface processes, which delay the surface discharge mainly due to hydraulic roughness (DVOŘÁKOVÁ & ZEMAN 2010; DVOŘÁKOVÁ *et al.* 2012, 2014; KOVAR *et al.* 2014b). There is some uneven spatial and temporal distribution of hydraulic and hydrologic factors and situation influencing the impact of evapotranspiration on extra-irregularities of discharges. First of all, there is a variability of soil moisture content, groundwater storage, daily weather data, etc. Still, these changing factors distributions do not affect the physical principles of the coherence between the convolution and orthogonal (Fourier) principles on the evapotranspiration–runoff processes. One more remark for discussion: the approximation of the transformation function  $u(n-t)$  (see Eqs (4) and (5)) for the computed discharges by the Fourier series model (FSM) offers higher goodness of fit than other similar mathematical models, i.e. Laguerre functions or matrix inversion model. The FSM can be improved through the choice of the period length  $n = t$  (KRAIJENHOFF and O'DONNELL 1966). Herein, the number of the Fourier's harmonics  $rr$  can be increased up to the number of the discharge

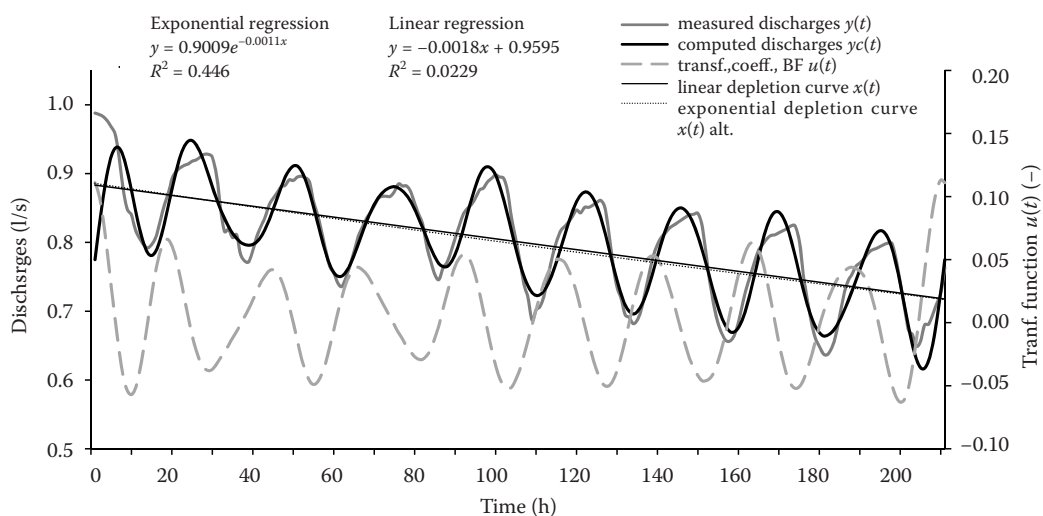


Figure 4. Approximation of the transformation function  $u(t)$ , Event 1 by the Fourier Series Model

ordinates  $n$ . Figure 4 shows an optimal choice of the parameters  $rr$  and  $n$ . The method for computing discharge ordinates undoubtedly has an excellent mathematical background (O'DONNELL 1960; HARDY & ROGOSINSKI 1971). BEVEN (2010) inferred the stages in testing small basins hydrological models as hypotheses with limits of acceptability approach within the GLUE methodology.

Interpretation of the results should acknowledge that catchment runoff formation is influenced also by hydraulic resistance which slows down water percolation. Compared to evapotranspiration, the influence of hydraulic resistance is smaller. Our computation indicates that contribution of hydraulic resistance to reduction of catchment runoff is less than 10%. The major effect of hydraulic resistance is the delay evapotranspiration influence on catchment discharge. The Fourier model coefficients can also be used for computing missing discharge data due to a measurement failure. In this case, we can use the input coefficients and the transformation coefficients from the time series just before the discharge measurements collapse.

## CONCLUSIONS

The impact of evapotranspiration on catchment runoff is an interesting but little studied hydrological phenomenon. Water use by riparian vegetation is closely linked to diurnal streamflow variability. The FSM model used in this study is based on the Fourier series, and it takes full advantage of its mathematical properties, such as harmonic functions, convolution principles, and strong convergence. All of these can be used in hydrology, not only for rainfall-runoff relations but also for evapotranspiration-runoff relations. Water exhaustion by actual evapotranspiration in dry periods is a long-term continuous process that lasts for many weeks, depending of course on the initial water supply.

**Acknowledgements.** This study was supported by the Technological Agency of the Czech Republic, Project No. TA02020402 “Water Regime Optimisation to Mitigate Impacts on Hydrological Extremes”. We express our gratitude for this financial support.

## References

- Banasik K., Krajewski A., Sikorska A., Hejduk L. (2014): Curve Number estimation for a small urban catchment from recorded rainfall-runoff events. Archives of Environmental Protection, 40: 75–86.
- Beven K.J. (2006): Rainfall-Runoff Modelling: The Primer. Chichester, John Wiley & Sons.
- Beven K. (2010): Do we need research results from small basins for the further development of hydrological models? In: Proc. Status and Perspectives of Hydrology in Small Basins. Mar 30–Apr 2, 2009, Goslar-Hahnenklee, IAHS Publ. No. 336: 279–285.
- Boronina A., Golubev S., Balderer W. (2005): Estimation of actual evapo-transpiration from an alluvial aquifer of the Kouris catchment (Cyprus) using continuous streamflow records. Hydrological Processes, 19: 4055–4068.
- Brown E.A., Zhang L., McMahon A.T., Western W.A., Vertessy A.R. (2004): A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. Journal of Hydrology, 310: 28–61.
- Brutsaert W., Nieber J.L. (1977): Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated plateau. Water Resources Research, 13: 637–643.
- Burt T.P. (1979): Diurnal variations in stream discharge and throughflow during a period of low flow. Journal of Hydrology, 41: 291–301.
- Deutscher J., Kupec P. (2014): Monitoring and validating the temporal dynamics of interday streamflow from two upland head micro-watersheds with different vegetative conditions during dry periods of growing season on the Bohemian Massif, Czech Republic. Environmental Monitoring and Assessment, 186: 3837–3846.
- Dvořáková S., Zeman J. (2010): Analysis of fluctuation in the stream water level during the dry season in forested areas. Scientia Agriculturae Bohemica, 41: 218–224.
- Dvořáková S., Kovář P., Zeman J. (2012): Implementation of conceptual linear storage model of runoff with diurnal fluctuation of discharges in rainless periods. Journal of Hydrology and Hydromechanics, 60: 217–226.
- Dvořáková S., Kovář P., Zeman J. (2014): Impact of evapotranspiration on discharge in small catchments. Journal of Hydrology and Hydromechanics, 62: 285–292.
- Fenicia F., Savenije H.H.G., Matgen P., Pfister L. (2006): Is the groundwater reservoir linear? Learning from data in hydrological modelling. Hydrology and Earth System Sciences, 10: 139–150.
- Hardy G.H., Rogosinski W.W. (1971): Fourier Series. Prague, SNTL/ALFA.
- Kirchner J.W. (2006): Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements, analyses and models to advance the science of hydrology. Water Resources Research, 42: W03S04.
- Kirchner J.W. (2009) Catchment as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff mod-

doi: 10.17221/122/2015-SWR

- eling, and doing hydrology backward. *Water Resources Research*, 45: W02429.
- Kovář P., Dvořáková S., Pešková J., Zeman J., Doležal F., Sůva M. (2014a): Application of harmonic analysis for evapotranspiration of riparian vegetation in dry periods. The Case study of the Starosuchdolsky Brook catchment. In: Proc. Conf. Hydrology of Small Catchments, Prague, April 22–24, Volume 1: 230–257. (in Czech)
- Kovar P., Krovak F., Rous V., Bily M., Salek M., Vassova D., Hrabalíkova M., Tejnecký V., Drabek O., Bazatova T., Peskova J. (2014b): An appraisal of the effectiveness of nature- close torrent control methods – Jindrichovický Brook case study. *Ecohydrology*, 7: 1281–1296.
- Kraijenhoff van de Leur D.A., O'Donnell T.O. (1966): Recent Trends in Hydrograph Synthesis. In: Proc. Technical Meeting 21. TNO 13, The Hague.
- Krajewski A., Lee H., Hejduk L., Banasik K. (2014): Predicted small catchment responses to heavy rainfalls with SEGMO and two sets of model parameters. *Annals of Warsaw University of Life Sciences – SGGW, Poland. Land Reclamation*, 46: 205–220.
- Langhammer J., Vilimek V. (2008): Landscape changes as a factor affecting the course and consequences of extreme floods in the Otava river basin, Czech Republic. *Environmental Monitoring and Assessment*, 144: 53–66.
- Loheide S.P., Butler J.R.J., Gorelick S.M. (2005): Estimation of groundwater consumption by phreatophytes using diurnal water table fluctuations: A saturated-unsaturated flow assessment. *Water Resources Research*, 41: W07030.
- Mutzner R., Weijs S.V., Tarolli P., Calaf M., Oldroyd H.J., Parlange M.B. (2015): Controls on the diurnal streamflow cycles in two subbasins of an alpine headwater catchment. *Water Resources Research*, 51: 3403–3418.
- Nash J.E., Sutcliffe J.V. (1970): River flow forecasting through conceptual models. *Journal of Hydrology*, 10: 282–290.
- O'Donnell T.O. (1960): Instantaneous unit hydrograph derivation by harmonic analysis. Ashbrook catchment, Wallingford Research Station, IAHS Publ. No. 51, Vol. 3: 546–557.
- Szilagyi J., Gribovszki Z., Kalicz P. (2007): Estimation of catchment-scale evapotranspiration from baseflow recession data: Numerical model and practical application results. *Journal of Hydrology*, 336: 206–217.
- Tallaksen L.M. (1995): A review of baseflow recession analysis. *Journal of Hydrology*, 165: 349–370.
- Winsemius H.C., Savenije H.H.G., Gerrits A.M.J., Zapreva E.A., Kless R. (2006): Comparison of two model approaches in the Zambezi river basin with regard to model reliability and identifiability, *Hydrology and Earth System Sciences*, 10: 339–352.
- WMO (1992): Simulated Real-time Intercomparison of Hydrological Models. WMO No. 779, Operational Hydrology 38, Geneva.
- Zhang L., Dawes W.R., Walker G.R. (2001): Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resources Research*, 37: 7001–7708.

Received for publication June 29, 2015

Accepted after corrections September 8, 2015

*Corresponding author:*

Prof. Ing. PAVEL KOVÁŘ, DrSc., Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta životního prostředí, Kamýcká 129, 165 21 Praha 6-Suchdol, Česká republika; e-mail: kovar@fzp.czu.cz

**STUDIE 5:** KOVAR P., PESKOVA J., DOLEZAL F., BACINOVA H., KROVAK F., MIHALIKOVA M.: Study of the evapotranspiration impact on diurnal discharges in a small catchment. Journal of Hydrologic Engineering (ASCE). Review process.

1 **Study of the evapotranspiration impact on diurnal discharges in a small catchment**

2 Kovar P.<sup>1</sup>, Peskova J.<sup>1</sup>, Dolezal F.<sup>2</sup>, Bacinova H.<sup>1</sup>, Krovak F.<sup>1</sup>, Mihalikova M.<sup>2</sup>

3 <sup>1</sup> ... Faculty of Environmental Sciences, Czech University of Life Sciences Prague

4 <sup>2</sup> ... Faculty of Agrobiolgy, Food and Natural Resources, Czech University of Life Sciences Prague

5 **Abstract**

6 This paper describes a new application of the Fourier series for a detailed simulation of runoff in a  
7 small catchment in dry periods, when the stream flow is significantly impacted by evapotranspiration,  
8 particularly during daytime hours. The catchment was considered as a dynamic system, in which  
9 evapotranspiration has an impact on the day-night fluctuation of discharges. Measurements of these  
10 discharges were accomplished by a high-resolution water-level sensor attached to a V-notch. In  
11 parallel, we measured the free water evaporation and also the soil moisture content nearby. The paper  
12 describes three runoff recession episodes in dry periods. Using short time-step measurements and  
13 calculations, we were able to analyze the diurnal streamflow fluctuations as harmonic waves. An  
14 application of the finite Fourier series model (FSM) to a quasi-periodic hydrologic data series clearly  
15 shows how the actual evapotranspiration influences surface runoff from small catchments. The method  
16 was verified by direct numerical evaluation of the convolution integral. The Fourier transformation  
17 works better if the number of discharge points ( $n$ ) is large. The method allows compute the missing  
18 discharges in order to bridge accidental data gaps.

19 The automatic measurement of free water evaporation multiplied by the measured soil water content  
20 compared semi-quantitatively with the Fourier transformation function derived backwards from the  
21 discharge hydrograph. Hence this measurement can, to some extent, substitute the actual  
22 evapotranspiration on the catchment scale. We also observed a time delay of the stream discharges  
23 behind the water evaporation, cause by the unsaturated zone processes and the hydraulic resistance to  
24 water flow, both in the saturated zone and in the streambed.

25 **Keywords:** catchment recession curve, evapotranspiration estimation, Fourier series, harmonic  
26 coefficients, high resolution sensing, rainless period.

## 27 **Introduction**

28 Hydrological processes in small catchments started to be analyzed and described using the systems  
29 theory approach in the late 1960s, soon after the systems engineering linkages and their feedbacks  
30 were explained and published (Kraijenhoff et al. 1966). The systems hydrology takes into account not  
31 only the links between rainfall and runoff, but also those between runoff and evaporation (Kirchner  
32 2006). Both types of links can be described by harmonic Fourier series.

33 The relation between catchment vegetation and the hypodermic zone forms an important linkage in  
34 ecosystem dynamics (Balek 2006). The first publication on fluctuations of discharges due to  
35 evapotranspiration was based on the observations of a small catchment in the dry year 1976 (Burt  
36 1979). This paper also showed the harmonic process of baseflow delay, tracing lower discharge values  
37 in the daytime hours and higher values in the night hours. The delay of the wave-shaped runoff  
38 recession was shown to be due to evaporation conditions and partly also due to hydraulic roughness of  
39 the river bed (Dvorakova et al. 2014). The wave-shaped runoff recession curve was also described by  
40 Bond et al. (2002). With the development of high-resolution equipment, able to make precise  
41 measurements of water discharges in the outlet of a small catchment, many papers describing similar  
42 discharge fluctuation records in day/night regimes began to appear early in the 21<sup>st</sup> century (Zhang et  
43 al. 2001; Brown et al. 2004; Loheide et al. 2005; Deutscher and Kupec 2014). Other hydrologists have  
44 described the shapes of jagged recession curves in small catchments (Fenicia et al. 2006; Winsemius et  
45 al. 2006; Dvorakova and Zeman 2010; Dvorakova et al. 2012 and 2014; Kovar et al. 2014). The  
46 Fourier Series Model (Kovar et al. 2014) has recently been modified and applied to low-flow episodes  
47 (Dvorakova et al. 2014). The importance of the problem was also discussed by Beven (2010) and  
48 Banasik and Hejduk (2012).

49 In such situations, the Fourier series can be used to investigate the following idea, based on systems  
50 theory. The input to our hydrological system can be regarded as a simple recession curve, e.g. a

51 straight line or a flat exponential curve, which shows the falling limb of the hydrograph in a rainless  
52 period without diurnal fluctuations. The output of the system is an undulating curve caused by the  
53 maximum-minimum diurnal impact of evapotranspiration on the streamflow. The falling trend of the  
54 output curve confirms the depletion of the hypodermic zone. In contrast to the output curve, the input  
55 curve is not influenced by evapotranspiration. Either of the two curves can be represented by a Fourier  
56 series with different parameters. To transform the system input into the system output, it is necessary  
57 to quantify the effect of evapotranspiration. This can be done e.g. by the mass-conservation equation  
58 (Kirchner 2009):

$$dS/dt = P - E - Q \quad (1)$$

59 where  $S$  is the actual water storage in the catchment,  $P$  is precipitation,  $E$  is evapotranspiration, and  $Q$   
60 is discharge. In Eq. (1), only the discharge is an aggregated measurement for the entire catchment.  
61 Kirchner (2009) showed what can be learned about the catchment processes from the streamflow  
62 fluctuations without spatially representative measurements of precipitation or evapotranspiration.  
63 Discharge measurements during extreme droughts often show quasi periodic fluctuations caused by  
64 evapotranspiration, but for larger catchments their amplitudes are small (Kirchner 2009; Langhammer  
65 and Vilimek, 2008; Kovar et al. 2014). The smaller the catchment, the more significant the  
66 evapotranspiration-induced discharge fluctuations (Brutsaert 1982; Boronina et al. 2005; Szilagyi et al.  
67 2007).

68 A further question is whether it is better to use the Boussinesq exponential type of the evaporation-  
69 independent recession curve or just a linear trend line. The decision depends on the storage-discharge  
70 relationship, and in particular on the position of the measured episode on the falling limb of the  
71 hydrograph. In general, the Boussinesq exponential curve can be applied more broadly than the linear  
72 regression line (Brutsaert and Nieber 1977; Rupp and Selker 2006).

73 The objective of this paper is to demonstrate a new application of the Fourier Series Method (FSM)  
74 for the analysis of quasi-periodic low discharges in small catchments, affected by evapotranspiration.



75 Its novelty lies in the combination of FSM with high-resolution and high frequency measurements of  
 76 stream discharges and other accompanying quantities, in particular the free water evaporation and the  
 77 soil moisture content. Another elements of novelty lie in the verification of the method by direct  
 78 numerical evaluation of the convolution integral and in the exploration of the optimum number of  
 79 terms in the Fourier transformation. The objective was also to provide a method for bridging the gaps  
 80 in low-flow quasi-periodic discharges series and to prepare a ground for future elaboration of a method  
 81 for estimation of the actual evapotranspiration on the catchment scale from the low-flow discharge  
 82 records. The major emphasis of the paper is put on the FSM methodology, which is envisaged to be  
 83 useful for these purposes.

## 84 **Methods and Materials**

### 85 **Fourier Series Model**

86 The Fourier series is a sum of orthogonal functions (Hardy and Rogosinski 1971). The function  $g(t)$   
 87 can be exactly represented at any time  $t$  within the interval the interval  $0 < t < n$  by the Fourier  
 88 series:

$$g(t) = a_0 + \sum_{r=1}^{\infty} \left( a_r \times \cos r \frac{2\pi t}{n} + b_r \times \sin r \frac{2\pi t}{n} \right) \quad (2)$$

89 The cosine and sine functions of this series are orthogonal to each other for any  $n$ . The coefficients in  
 90 Eq. (2) are given by:

$$a_r = \frac{2}{n} \int_0^n g(t) \times \cos r \frac{2\pi t}{n} dt, \quad \text{but} \quad a_0 = \frac{1}{n} \int_0^n g(t) dt, \quad b_r = \frac{2}{n} \int_0^n g(t) \times \sin r \frac{2\pi t}{n} dt \quad (3)$$

91 If, for a black-box system, the input function  $x(t)$ , the output function  $y(t)$ , and the transformation  
 92 function  $u(t)$  are represented by finite harmonic expansions in the same time interval from 0 to  $n$ , we

93 can establish the relations between the Fourier coefficients [a, b] for x(t), [A, B] for y(t), and [α, β] for  
 94 u(t). Then, by substitution to the convolution integral, which is the expression for the output, we obtain  
 95 the coefficients that are unknown. The Fourier Series Model (FSM) used in this paper was adapted  
 96 from the classical Fourier series expansion developed earlier for the simulations of rainfall-runoff  
 97 events (O'Donnell 1960). However, instead of a rainfall hyetograph as an input function, the  
 98 evapotranspiration-independent recession function x (t) is used, either in the form of a straight line or  
 99 in the form of an exponential curve, both approximated by Fourier expansions with the coefficients a<sub>r</sub>,  
 100 a<sub>0</sub>, b<sub>r</sub>, where r is the order of the harmonic coefficients in Eq. (2). The output function y (t) is a  
 101 harmonic series expansion with the coefficients A<sub>r</sub>, A<sub>0</sub> and B<sub>r</sub>, a result of the original recession  
 102 function transformation by the influence of evapotranspiration. The latter coefficients are related to the  
 103 coefficient a<sub>r</sub>, a<sub>0</sub>, b<sub>r</sub>, of the original recession function x (t) and to the coefficients α<sub>r</sub>, α<sub>0</sub>, β<sub>r</sub>. of the  
 104 transformation function u(t) as follows:

$$A_r = \frac{n}{2} (a_r \times \alpha_r - b_r \times \beta_r), \quad \text{but} \quad A_0 = n \times a_0 \times \alpha_0, \quad B_r = \frac{n}{2} (a_r \times \beta_r - b_r \times \alpha_r) \quad (4)$$

105 This transformation process is linear and is based on a Fourier series expansion of the transformation  
 106 function with the coefficients α<sub>r</sub>, α<sub>0</sub>, β<sub>r</sub>. We can express these coefficients from (4) as follows:

$$\alpha_r = \frac{2}{n} \times \frac{a_r \times A_r + b_r \times B_r}{a_r^2 + b_r^2}, \quad \alpha_0 = \frac{1}{n} \times \frac{A_0}{a_0}, \quad \beta_r = \frac{2}{n} \cdot \frac{a_r \times B_r - b_r \times A_r}{a_r^2 + b_r^2} \quad (5)$$

107 In principle, if x (t) and the corresponding y (t) are given at n points of a time invariant linear system  
 108 (in which, among other things, the time step Δt is constant), then x (t) and y (t) can be represented by  
 109 a finite series in n discrete points within the interval 0 ≤ t ≤ n:

$$x(t) = a_0 + \sum_{r=1}^{n-1} (a_r \times \cos r \frac{2\pi t}{n} + b_r \times \sin r \frac{2\pi t}{n}) \quad (6a)$$

$$y(t) = A_0 + \sum_{r=1}^{n-1} \left( A_r \times \cos r \frac{2\pi t}{n} + B_r \times \sin r \frac{2\pi t}{n} \right) \quad (6b)$$

110 Eq. (4) can be used for finding the coefficients  $A_r, A_0$  and  $B_r$  or Eq. (5) can be used to find the  
 111 coefficients  $\alpha_r, \alpha_0, \beta_r$ , whatever is unknown. The input function  $x(t)$  has either the form of a straight  
 112 line or that of an exponential curve (Boussinesq), which approximate the depletion process unaffected  
 113 by evapotranspiration.

114 Thus, a set of  $n$  simultaneous equations is generated (for  $t = 0, 1, 2, \dots, (n-1)$ ) with  $n$  unknown  
 115 coefficients  $a_0, a_1, \dots, a_{n-1}; b_1, b_2, \dots, b_{n-1}$ . The orthogonality property, this time with respect to  
 116 summation, permits us to find the  $n$  coefficients:

$$a_r = \frac{2}{n} \sum_{t=0}^{n-1} x(t) \times \cos r \frac{2\pi t}{n}, \text{ but } a_0 = \frac{1}{n} \sum_{t=0}^{n-1} x(t), \quad b_r = \frac{2}{n} \sum_{t=0}^{n-1} x(t) \times \sin r \frac{2\pi t}{n} \quad (7)$$

117 and analogously for  $y(t)$  and the coefficients  $A_r, A_0$  and  $B_r$ . The series (6) can hardly be expected to  
 118 fit  $x(t)$  exactly between the discrete data points, where in fact  $x(t)$  is not known, but it does fit the  $n$   
 119 data points exactly. As  $n$  is increased, the  $n$  harmonic coefficients of the finite series, fitting  $n$  points,  
 120 approach the Fourier coefficients of the infinite series fitting the function everywhere (O'Donnell  
 121 1960). By implication, we can use the harmonic coefficients (7) as approximations for the Fourier  
 122 coefficients  $[a_n, b_n]$  and  $[A_n, B_n]$  in Eq. (5), but we can find only a finite number of such  
 123 coefficients. Therefore, we have to accept errors in the  $[\alpha_n, \beta_n]$  coefficients of the transformation  
 124 function  $u(t)$ , which expresses the effect of evapotranspiration. These errors depend on the length of  
 125 the time step  $\Delta t$ . When we have computed the coefficients  $\alpha, \beta$ , they can be used for estimating the  
 126 values of the transformation function for particular time steps:

$$u(t) = \alpha_0 + \sum_{r=1}^{n-1} \alpha_r \times \cos r \frac{2\pi t}{n} + \beta_r \times \sin r \frac{2\pi t}{n} \quad (8)$$

127 Then, we can proceed to compute the simulated discharge  $y(t)$  at each time step. Let us denote the  
 128 computed discharge ordinates  $yc(t)$ , to distinguish them from the measured ordinates  $y(t)$ :

$$yc(t) = A_0 + \sum_{r=1}^{n-1} (A_r \times \cos r \frac{2\pi t}{n} + B_r \times \sin r \frac{2\pi t}{n}) \quad (9)$$

129 The harmonic transformation coefficients are sensitive to noise when  $n$  is low, which may cause a bias  
 130 when the slope of the evapotranspiration-unaaffected runoff recession curve is small. In this case, we  
 131 recommend to append artificial data (e.g. zeros) to the measured time series, in order to make the latter  
 132 by about 25 % larger than the actual episode duration. This turned to be an efficient practical hint.

133 The Nash-Sutcliffe (1970) efficiency coefficient  $EC$  was used to characterize the goodness of fit of the  
 134 computed discharges with respect to the measured ones:

$$EC = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_i - QC_i)^2}{\sum_{i=1}^N (Q_i - \bar{Q})^2} \quad (10)$$

135 where:  $Q_i$ .....measured discharge ordinates ( $l.s^{-1}$ )

136  $QC_i$ .....computed discharge ordinates ( $l.s^{-1}$ )

137  $\bar{Q}$ .....mean value of the measured discharges ( $l.s^{-1}$ )

138 The discharges in rainless periods can also be computed using the linear convolution integral:

$$y_c(t) = \int_0^t x(\tau) \times u(t - \tau) d\tau \quad (11)$$

139 where  $x(\tau)$  is the input recession curve and  $u(t - \tau)$  is a transformation function. However, for  
 140 computation, the integral must be replaced by a summation of the  $x(t) \cdot u(n - t)$  products over a finite  
 141 number of time steps, corresponding to the duration of the event:

$$y_c(t) = \Delta t \sum_{t=1}^n (x(t) \times u(n - t)) \quad (12)$$

142 If we express the functions  $x(t)$  and  $u(n - t)$  as Fourier expansions, using the harmonic coefficients  
 143  $[a_r, b_r]$  for input discharges  $x(t)$  and  $[\alpha_r, \beta_r]$  for the transformation function  $u(t)$ , we can compute  
 144 the discharges from eq. (12).

145 The transformation function  $u(t)$  also expresses the effect of actual evapotranspiration in a semi-  
 146 quantitative way. In the temperate Central European climate, when only a few weeks in the year pass  
 147 without precipitation, the estimation of the actual evapotranspiration may be close to the potential one  
 148 (see Eq. 11). A direct assessment of the actual evapotranspiration might be provided by the Penman-  
 149 Monteith potential evapotranspiration equation or by the water balance method proposed by Kirchner  
 150 (2009). In our case, we estimated the actual catchment-scale evapotranspiration from the free water  
 151 evaporation data and the soil moisture data:

$$AE(i) = FWE(i) \times (SMC(i)/FC) \quad (13)$$

152 where:

153  $AE(i)$  ... computed actual evapotranspiration ( $\text{mm.h}^{-1}$ )

154  $FWE(i)$  ... measured free water evaporation ( $\text{mm.h}^{-1}$ )

155 SMC(i) ... measured volumetric soil water content (-)

156 FC ... field capacity of the soil (-).

### 157 **Starosuchdolský Brook Experimental Catchment**

158 The use of the Fourier Series Model methodology is suitable for small catchments with good water-  
159 retaining soil characteristics capable of protecting vegetation in dry conditions. The Starosuchdolsky  
160 Brook, close to Prague, Czech Republic, used in this study, is suitable for this purpose. It has a  
161 catchment area of 2.95 km<sup>2</sup>. The catchment is representative for the region north of Prague. The  
162 research in the catchment is focused on hydrological dynamics. In such a small catchment, the diurnal  
163 amplitudes of water discharges can be significant, usually enabling high-quality data to be gathered.  
164 The catchment characteristics are given in Table 1 and Fig. 1. The prevailing land use in the  
165 Starosuchdolsky Brook catchment is arable land (50% of the catchment area) and urbanized areas  
166 (38%, including gardens). The forested area in the downstream part of the catchment is a mixture of  
167 deciduous and coniferous trees and is environmentally protected. On both stream banks there are  
168 typical local forest species, represented by *Alnus glutinosa*, *Fraxinus excelsior*, *Quercus robur*, and a  
169 small number of *Carpinus betulus*. The middle part of the brook flows through an urbanized area in a  
170 closed circular pipe, only interrupted by few inspection manholes and a few junction wells. This  
171 arrangement does not allow take any water from the brook e.g. for irrigation purposes.

172 The morphology of the catchment is flat in its upper part (up to 0.05 of slope), then it goes down to the  
173 central area, where the slope is much steeper (up to 0.30), while the deep lying outlet part has again  
174 a moderate slope, being a part of a larger stream's flood plain. Diurnal discharge fluctuation occurs in  
175 the catchment during hot, dry summer periods, showing clear day/night differences in the hypodermic  
176 zone depletion. A substantial part of the soil profile in the riparian zone of the Starosuchdolsky Brook  
177 catchment is always saturated. The hypodermic runoff therefore contributes to the streamflow for a  
178 long time during dry periods.

179 The Starosuchdolsky Brook catchment has been monitored since 2011. The discharge data is derived  
180 from the water level data measured every ten seconds at the outlet of the catchment, using a V-notch  
181 (Thomson) weir equipped with a Vegawell 71 submersible water level gauge. The gauge primarily  
182 measures water pressure with high resolution. The depth of water flowing over the Thomson weir,  
183 which is built in a culvert aqueduct, varies from 0.000 m to 1.000 m. The catchment outlet of the  
184 Starosuchdolsky Brook is situated at the “Spaleny Mlyn” site, see Fig. 2. The monitoring of runoff in  
185 “Spaleny Mlyn” has been automatic since 2011. The automatic transfer of runoff discharges, air  
186 temperatures and soil water contents measured by the Vegawell sensor, a resistance thermometer and a  
187 dielectric soil moisture meter and digitized by the AD Convertor DRAK3 goes to a web link in a  
188 wireless way. Fig. 3 provides an example of data.

189 The first meteorological station is located close to the CULS Prague campus, longitude 14°22',  
190 latitude 50°08', time zone CET. The precipitation and temperature have been automatically measured  
191 since 2004. The free water evaporation measurements were taken at another weather station located in  
192 a grassland area about 2 km to the south of the catchment, using an EWM automatic sunken  
193 evaporation pan, developed by AS & Consulting, Melnik, Czech Republic (Bares et al. 2006). The  
194 geometry of EWM is derived from the standard Russian GGI-3000 evaporation pan (Gangopadhyaya  
195 et al. 1966; cited after Brutsaert 1982). EWM has a cylindrical shape and is made of stainless steel. Its  
196 evaporation area is 3000 cm<sup>2</sup>. The cylinder is 60 cm high, of which 10 cm extends above the ground.  
197 The water level is detected by a float, placed in a lateral stilling chamber and attached to a digital  
198 optical position sensor with 0.1 mm accuracy. The level is recorded every 10 minutes but the data used  
199 in this paper are 60-minute moving averages.

200 The field capacity of the soil, i.e. the lower threshold of drainable soil water content, was estimated in  
201 the standard way as the soil water content corresponding to 33 kPa of suction (Romano and Santini  
202 2002). It was found to be on average 0.371 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup> with the standard deviation 0.063 m<sup>3</sup> m<sup>-3</sup>. The  
203 measurements (three replications) were performed in the laboratory on 250 cm<sup>3</sup> undisturbed core  
204 samples, taken from the loamy skeleton-rich soil of the flood plain at a depth of 10-15 cm. The  
205 instrument used was HYPROP by UMS GmbH, Munich, laboratory evaporation equipment for

206 determining the retention curves and the unsaturated hydraulic conductivity of the soil (Schindler et al.  
207 2010). The saturated water content of this soil (estimated as equal to the total porosity) was, on  
208 average,  $0.533 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ , with the standard deviation  $0.029 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ .

## 209 **Results**

210 Among many low flow and rainless episodes measured, we selected the following three:

211 EPISODE 1: 24/6 (20 h) – 29/6 (05h) 2011 (n = 106 h)

212 EPISODE 2: 22/5 (09h) – 29/5 (02h) 2012 (n = 162 h)

213 EPISODE 3: 08/8 (02h) – 16/8 (20h) 2012 (n = 211 h)

214 where n is the number of hourly time steps  $\Delta t$ . For this study,  $\Delta t$  was set to one hour. The water  
215 evaporation records for same three episodes as specified above were selected.

216 The linear and exponential trend regression of the measured discharge vs. time was calculated to  
217 obtain estimates of the evapotranspiration-unaffected recession function. Its harmonic coefficients  
218  $a_r, a_0, b_r$  were computed using Eq. 7. These input series simulate a smooth depletion process either in  
219 the form of a straight line (a linear function) or an exponential curve suggested by the Boussinesq  
220 equation. The difference between these two functions is very small. Table 2 presents the results  
221 obtained by the regression analysis for all three episodes. The same regressions are depicted in Figs. 4  
222 to 6.

223 The measured discharges were used to compute the output Fourier coefficients  $A_r, A_0, B_r$  (Eq. 4). Then  
224 the transformation harmonic coefficients  $\alpha_r, \alpha_0, \beta_r$  were found (Eq. 5), enabling us to compute the  
225 transformation function (Eq. 8). The coefficients  $A_r, A_0, B_r$  can be used to approximate the measured  
226 discharges (Eq. 9). Figs. 4, 5, and 6 show these approximations of discharges during the Episodes 1, 2,  
227 and 3. Comparison of the measured discharges with their computed counterparts is presented in Table  
228 3a, using the Nash-Sutcliffe efficiency coefficients. These coefficients are suitable for characterizing  
229 the goodness of fit between the measured and the computed discharges series. The discharges in the



230 dry seasons are low and remain low after having been raised to the second power. The total number of  
231 harmonics  $rr$  in the series was varied in order to find its optimum value, but it was not allowed to  
232 exceed 25% of the actual length of the measured episode (i.e.  $0.25 n$ ). It is to be emphasized that our  
233 ambition was not to fit the measured discharge curve perfectly, but to decipher the effect of  
234 evapotranspiration.

235 The Nash-Sutcliffe coefficient value for good fit acceptance should be  $EC > 0.75$  (WMO 1992). This  
236 was not achieved with the discharges of the first two episodes, when the original measured data were  
237 used. Hence, we smoothed the measured discharge data of these episodes, using 5-hour central moving  
238 averages. Figs. 7 and 8 show the results of the smoothing. Table 3b provides the results of new  
239 regression calculations for finding the improved input recession functions from the smoothed  
240 discharges of Episodes 1 and 2. Then the Fourier series model was computed once more, which  
241 slightly improved the acceptability level of the fit of the computed vs. measured discharges, but the  
242 threshold  $EC > 0.75$  was not always reached. Table 4 provides a list of the transformation coefficients  
243  $\alpha_r$  and  $\beta_r$  of the Fourier series for all three episodes (the episodes 1 and 2 after smoothing). The  
244 number of harmonic coefficients ( $rr$ ) was adjusted according to the length of the series ( $n$ ).

245 Figs. 9 and 10 present graphs of free water evaporation and the actual evapotranspiration estimation  
246 according to Eq. (11) for the two episodes when all inputs (discharges, evaporation and soil water  
247 content) were measured (soil water content data were not measured for the EPISODE 1 in 2011). We  
248 admit that the estimates of the actual evapotranspiration according to Eq. (11) may be too large, as the  
249 starting point for the calculation was the free water evaporation, which is typically larger than the  
250 potential evapotranspiration.

251 Fig. 11 displays several hours of time delay of the discharges behind the transformation function. A  
252 similar but not so regular delay can be observed when we compare the measured discharges with the  
253 measured water evaporation (not shown). The catchment runoff formation is apparently influenced by  
254 the unsaturated zone processes (such as the soil water capillary rise), but also by the hydraulic  
255 resistance to water flow in the underground saturated zone and in the stream bed, especially due to the

256 stony channel bottom of the Starosuchdolsky Brook. Compared to evapotranspiration, the influence of  
257 hydraulic resistance is smaller. These effects remain to be quantified. The discharges were also  
258 computed using the linear convolution integral (11),replaced by the summation (12). The two  
259 discharge series obtained, respectively, from Eq. (9) and (12) were indeed virtually the same, as  
260 expected. The efficiency coefficients also remained the same, which may serve as the proof-control of  
261 our computation.

## 262 **Discussion**

263 Quasi-periodic diurnal fluctuations can be observed in the measured discharge records during hot and  
264 dry summer periods. The discharges show, at the same time, an overall declining trend, corresponding  
265 to a linear or quasi-linear recession curve. As long as a part of the soil zone of the catchment is  
266 saturated, it contributes to the streamflow. There is still a question about the type of the overall  
267 recession curve that should be used - whether to apply the Boussinesq exponential type or a straight  
268 line only. Evapotranspiration during a rainless period can be roughly assessed from the discharge  
269 measurements, using the Fourier Series Model (FSM). The expression “roughly” means that the  
270 discharge data are delayed few hours behind the evapotranspiration due to the unsaturated zone  
271 processes and the hydraulic resistances along the water flow paths.

272 Figs. 4 to 6 present interesting data to illustrate what happens when evapotranspiration impacts the  
273 flow. It is practical to implement FSM based on the Fourier series, where the input coefficients ( $a_r$ ,  $a_0$ ,  
274  $b_r$ ) and the output coefficients ( $A_r$ ,  $A_0$ ,  $B_r$ ) in Eq. (4) are used for computing the transformation  
275 function coefficients ( $\alpha_r$ ,  $\alpha_0$ ,  $\beta_r$ ) in Eq. (5). The method has an excellent mathematical background  
276 (O'Donnell 1960; Hardy and Rogosinski 1971), but the results are affected by subsurface and  
277 streambed processes, which delay the surface discharge, mainly due to the unsaturated zone soil water  
278 movement, groundwater flow and streambed hydraulic roughness (Dvorakova et al. 2014; Kovar et al.  
279 2014). One more remark for discussion: the approximation of the transformation function  $u(n - t)$   
280 (see Eqs. (8), (9) and (12)) by FSM offers a higher goodness of fit than other similar mathematical  
281 models, i.e. the Laguerre functions. The FSM can be improved through the choice of the period length

282 (Krajenhoff et al. 1966). The number of the Fourier's harmonic coefficients  $rr$  can be increased up to  
283 the number of the discharge ordinates  $n$ .

284 The transformation function  $u(t)$  is shown in Fig. 11 for EPISODE 3. Comparison of the  
285 transformation function with the parallel water evaporation measurements and actual  
286 evapotranspiration estimates (Fig. 10) indicates an overall semi-quantitative similarity between them,  
287 but further research is needed to quantify this similarity. The Fourier model can also be used for  
288 computing discharge data when the measured data is missing due to an equipment failure or for other  
289 reasons. For this purpose, we can use both the input coefficients and the transformation coefficients  
290 derived from the time series just before the discharge measurements collapsed (Kovar and Bacinova  
291 2015).

## 292 **Conclusions**

293 The impact of evapotranspiration on catchment runoff is an interesting but little studied hydrological  
294 phenomenon. Water use by riparian vegetation is closely linked to diurnal streamflow variability. The  
295 FSM model used in this study is based on the Fourier series and takes full advantage of its  
296 mathematical properties, such as harmonic functions, convolution principles, and strong convergence.  
297 The methodology used in this study, based on the set of Eqs. (2) to (9), is straightforward, but it has  
298 only become applicable with the development of high-resolution measuring instruments. Accurate  
299 streamflow measurements and the mathematical tool (FSM) have now been combined to produce this  
300 methodology. All these advantages can be used to interpret not only the rainfall-runoff relations, but  
301 also the runoff-evapotranspiration relations. Thus, streamflow hydrographs may become useful for  
302 reconstructing evapotranspiration records. The model and the research results obtained in this paper  
303 may become reference for others and for other catchments. Closing this paper, we can conclude the  
304 following:

- 305 • The methodology can clearly show how much an actual evapotranspiration influences  
306 surface runoff from small catchments.

- 307           • The Fourier transformation coefficients  $\alpha$  (rr) and  $\beta$  (rr-1) and their role in computed small  
308           river discharges fit better when increase their coordinates number (n).
- 309           • To compute the missing discharge data when those due to an accident have collapsed.
- 310           • A proof-control method confirms a correctness of computation on the convolution process.  
311           Summation procedure (Eq. 13) can be used. Transformation function  $u$  (t) provides  
312           reliable results.

### 313   **Acknowledgement**

314   This study was supported within Czech Technological Agency project TA02020402 Water Regime  
315   Optimisation to Mitigate Impacts on Hydrological Extremes. We express our gratitude for this  
316   financial support.

### 317   **References**

318   Balek, J. (2006). "Small basins as a continuous source of information. [Malá povodí jako trvalý zdroj  
319   informací.]" J. Hydrol. Hydromech, Vol. 54. No. 2: 96-105 (In Czech).

320   Banasik, K., Hejduk, L. (2012). "Long-term Changes in Runoff from a Small Agricultural  
321   Catchment." Soil and Water Res. 7, 2012 (2): 64-72.

322   Beven, K. (2010). Do we need research results from small basins for the further development of  
323   hydrological models? In: Proc. Status and Perspectives of Hydrology in Small Basins. March 30 -April  
324   2, 2009, Goslar-Hahnenklee. IAHS Publ. No. 336, 279-285.

325   Bares, D., Mozny, M., Stalmacher, J. (2006). "Automation of evaporation measurements in the Czech  
326   Hydrometeorological Institute." [Bioklimatológia a voda v krajine. Strečno]." 11. - 14. 9. 2006. Slovak  
327   and   Czech   Bioclimatological   Society.   ISBN   80-89186-12-2.   9   p.  
328   [http://www.cbks.cz/sbornikStrecno06/prispevky/PosterI.\\_clanky/P1-16.pdf](http://www.cbks.cz/sbornikStrecno06/prispevky/PosterI._clanky/P1-16.pdf), accessed 15 May 2015 (In  
329   Czech).

330 Bond, B. J., Jones, J. A., Moore, G., Phillips, N., Post, D., McDonnell, J. J. (2002). "The zone of  
331 vegetation influence on baseflow revealed by diel patterns of streamflow and vegetation water use in a  
332 headwater basin." *Hydrol. Processes*. 16, 1671-1677.

333 Boronina, A., Golubev, S., Balderer, W. (2005). "Estimation of actual evapo-transpiration from an  
334 alluvial aquifer of the Kouris catchment (Cyprus) using continuous streamflow records." *Hydrol.*  
335 *Processes* 19, doi: 10.1002/hyp.5871.

336 Brown, E. A., Zhang, L., McMahon, A. T., Western, W. A., Vertessy, A. R. (2004). "A review of  
337 paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in  
338 vegetation." *Journal of Hydrology* 310: 28-61.

339 Brutsaert, W. (1982). *Evaporation Into the Atmosphere: Theory, History and Applications*. D. Reidel,  
340 Dordrecht, The Netherlands.

341 Brutsaert, W., Nieber, J. L. (1977). "Regionalized drought flow hydrographs from a mature glaciated  
342 plateau." *Water Resources Res.*, 13, 637-643, doi: 10.1029/WR013i003p00637.

343 Burt, T. P. (1979). "Diurnal variations in stream discharge and throughflow during a period of low  
344 flow." *Journal of Hydrology.*, Vol. 41, issue 3 - 4: 291-301.

345 Deutscher, J., Kupec, P. (2014). "Monitoring and validating the temporal dynamics of interday  
346 streamflow from two upland head micro-watersheds with different vegetative conditions during dry  
347 periods of growing season on the Bohemian Massif, Czech Republic." *Environmental Monitoring and*  
348 *Assessment*, Vol. 186, No. 6: 3837-3846, doi: 10.1007/s10661-014-3661-5.

349 Dvorakova, S., Zeman, J. (2010). "Analysis of fluctuation in the stream water level during the dry  
350 season in forested areas." *Scientia Agriculturae Bohemica*, vol. 41, No. 4: 218-224.

351 Dvorakova, S., Kovar, P., Zeman, J. (2012). "Implementation of conceptual linear storage model of  
352 runoff with diurnal fluctuation of discharges in rainless periods." *Journal of Hydrology and*  
353 *Hydromechanics* 60, 4: 217-226 doi: 10.2478/v10098-012-0019-y.

354 Dvorakova, S., Kovar, P., Zeman, J. (2014). "Impact of evatranspiration on discharge in small  
355 catchments." *Journal of Hydrology and Hydromechamics*. Vol. 62, No. 4: 285-292. doi: 10.2478/johh-  
356 2014-0039.

357 Fenicia, F., Savenije, H. H. G., Matgen, P., Pfister, L. (2006). "Is the groundwater reservoir linear?  
358 Learning from data in hydrological modelling." *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 10: 139-150.

359 Gangopadhyaya, M., Harbeck, G. E. Jr., Nordenson, T. J., Omar, M. H., Uryvaev, V. A. (1966).  
360 "Measurement and estimation of evaporation and evapotranspiration." *World Meteorological*  
361 *Organization, Tech. Note No. 83, WMO - No. 201, TP, 105.*

362 Hardy, G. H., Rogosinski, W. W. (1971). *Fourier series, SNTL/ALFA, 3<sup>rd</sup> Issue, 04-005-71.*

363 Kirchner, J. W. (2006). "Getting the right answers for the right reasons: Linking measurements,  
364 analyses and models to advance the science of hydrology." *Water Resources Research* 42, W03S04,  
365 doi: 10.1029/2005WR004362.

366 Kirchner, J. W. (2009). "Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization,  
367 rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward." *Water Resources Research*, Vol. 45,  
368 W02429, doi: 10.1029/2008WR006912.

369 Kovar, P., Dvorakova, S., Peskova, J., Zeman, J., Dolezal, F., Suva, M. (2014). Application of  
370 harmonic analysis for evapotranspiration of riparian vegetation in dry periods. *Proceedings of the*  
371 *Conference Hydrology of Small Catchments*. 2 volumes.

372 Kovar, P., Bacinova, H. (2015). "Impact of Evapotranspiration on Diurnal Discharge Fluctuation  
373 Determined by the Fourier Series Model in Dry Periods." *Soil and Water Res.* 10, 2015 (4): 210-217,  
374 doi: 10.17221/122/2015-SWR.

375 Kraijenhoff van de Leur, D. A., Schulze, F. E., O'Donnell, T.O. (1966). *Recent Trends in Hydrograph*  
376 *Synthesis*. TNO 13, The Hague.

377 Langhammer, J., Vilimek, V. (2008). "Landscape changes as a factor affecting the course and  
378 consequences of extreme floods in the Otava river basin in Czech Republic." *Environmental*  
379 *Monitoring and Assessment* 144, 53-66, doi: 10.1007/s10661-007-9941-6.

380 Loheide, S. P., Butler, J. R. J., Gorelick, S. M. (2005). "Estimation of groundwater consumption by  
381 phreatophytes using diurnal water table fluctuations: A saturated-unsaturated flow assessment." *Water*  
382 *Resources Research*, vol. 41, W07030. doi:10.1029/2005WR003942.

383 Nash, J. E., Sutcliffe, J. V. (1970). "River flow forecasting through conceptual models." *Journal of*  
384 *Hydrology* 10, 282-290.

385 O'Donnell, T. O. (1960). "Instantaneous unit hydrograph derivation by harmonic analysis." IAHS  
386 Publ. No. 51: 546-557. Vol III. Ashbrook catchment, Wallingford Research Station.

387 Romano, N., Santini, A. (2002). "Water retention and storage: Field." In: *Methods of Soil Analysis* (J.  
388 H. Dane; G. C. Topp, Eds.), Part 4, Physical Methods. Madison: ASA; SSSA, 721-738.

389 Rupp, D. E., Selker, J. S. (2006). "On the use of the Boussinesq equation for interpreting recession  
390 hydrographs from sloping aquifers." *Water Resources Research* 42, W12421, doi:  
391 10.1029/2006WR005080.

392 Schindler, U., Durner, W., von Unold, G., Mueller, L., Wieland, R. (2010). "The evaporation method:  
393 Extending the measurement range of soil hydraulic properties using the air-entry pressure of the  
394 ceramic cup." *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 173, 563-572, doi: 10.1002/jpln.200900201  
395 563.

396 Szilagyi, J., Gribovszki, Z., Kalicz, P. (2007). "Estimation of catchment-scale evapotranspiration from  
397 baseflow recession data: Numerical model and practical application results." *Journal of Hydrology*  
398 336, 206-217, doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.01.004.

399 Winsemius, H. C., Savenije, H. H. G., Gerrits, A. M. J., Zapreeva, E. A., Kless, R. (2006).  
400 “Comparison of two model approaches in the Zambezi river basin with regard to model reliability and  
401 identifiability.” *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 10, 339-352.

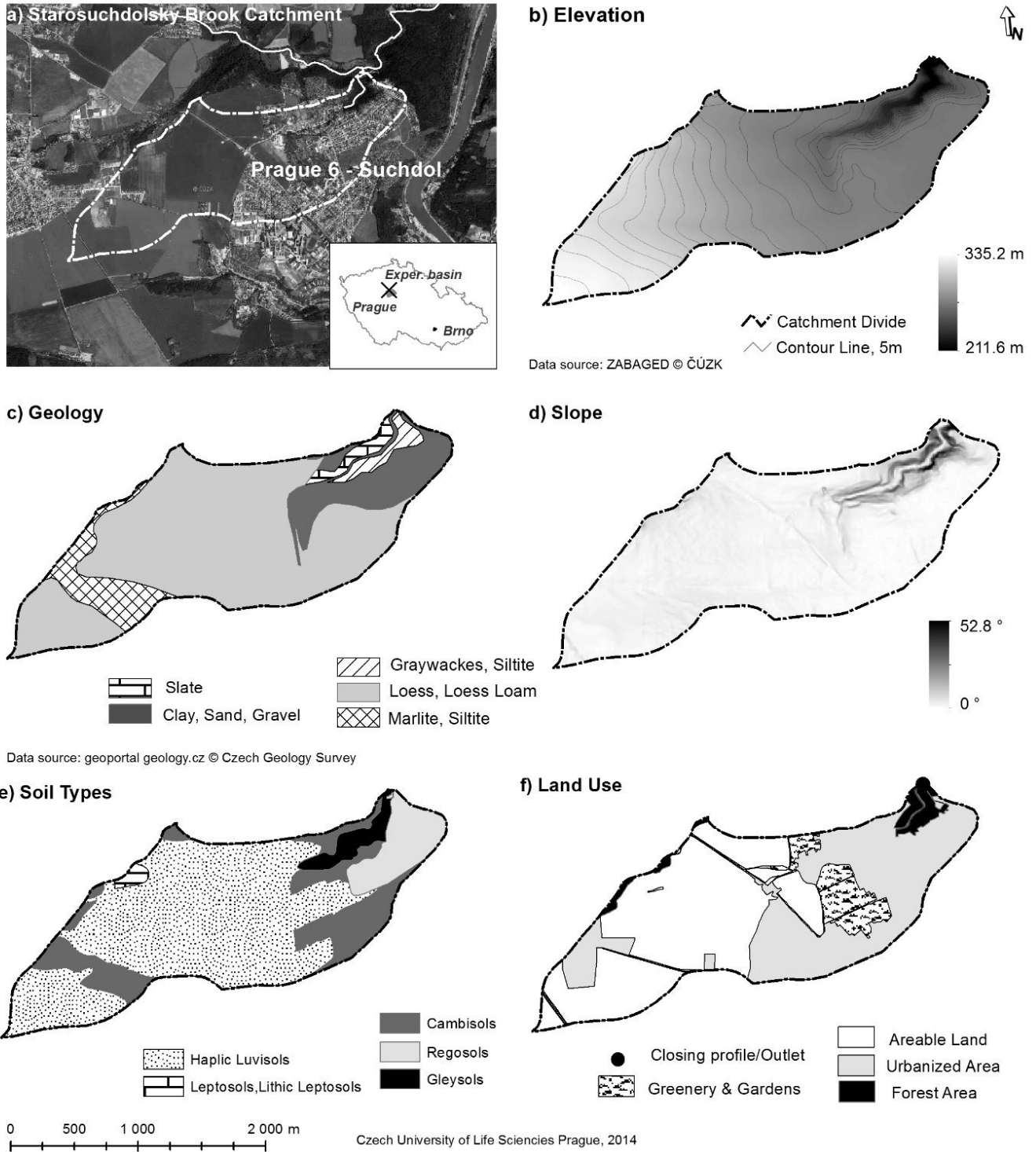
402 WMO (1992). Simulated real-time intercomparison of hydrological models. WMO No. 779,  
403 Operational Hydrology 38, Geneva.

404 Zhang, L., Dawes, W. R., Walker, G. R. (2001). “Response of mean annual evapotranspiration to  
405 vegetation changes at catchment scale.” *Water Resources Research* 37, 7001-7708.

406



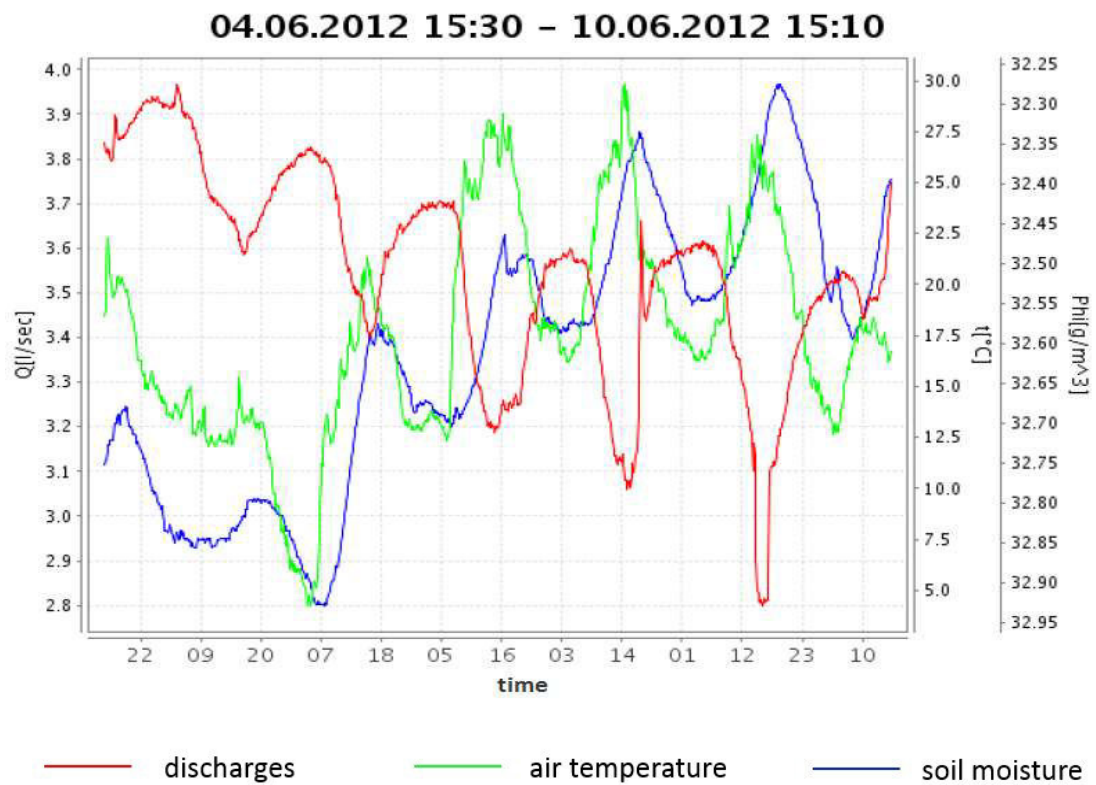
**Fig. 1:** Selected characteristics of the Starosuchdolsky Brook catchment



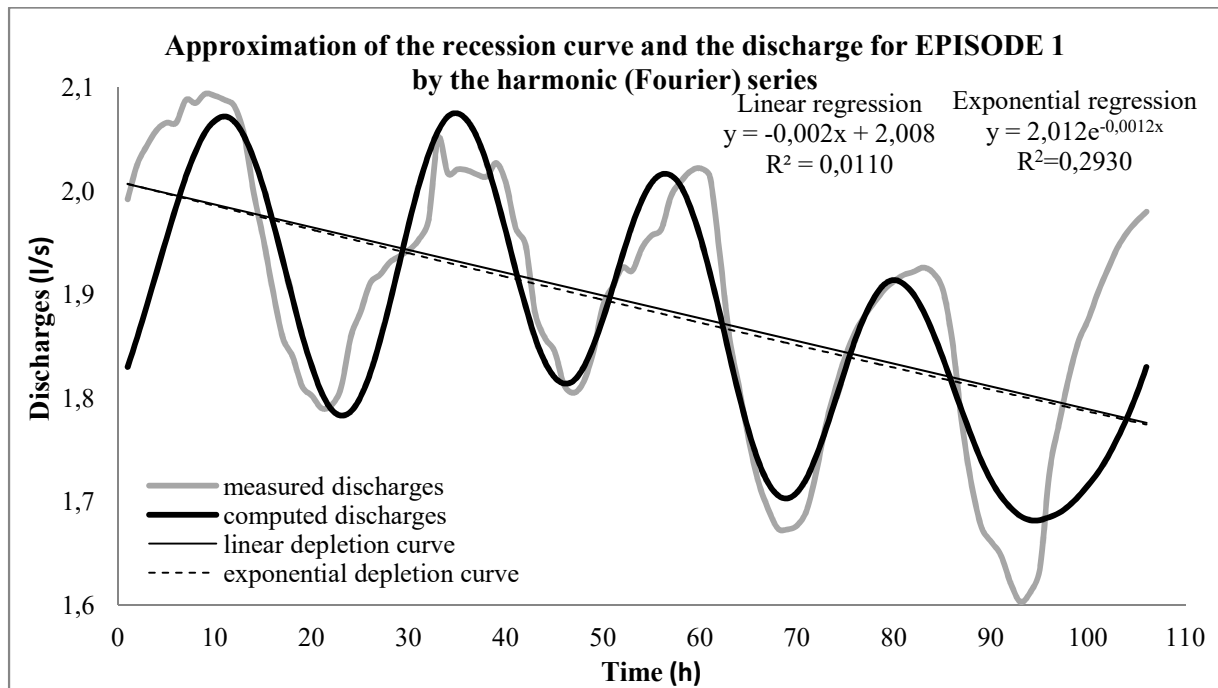
**Fig. 2:** The measurement of discharges at the outlet on the Starosuchdolsky Brook catchment



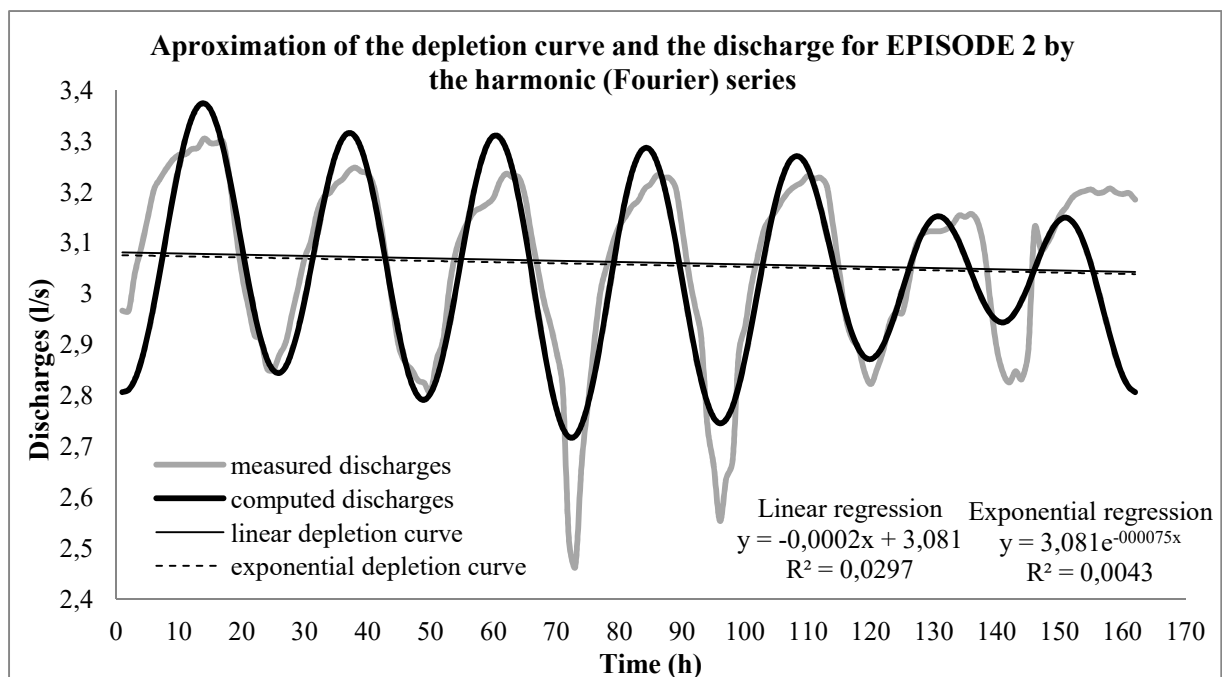
**Fig. 3:** Example results of the automatic measurement of discharges, air temperatures and soil moisture contents



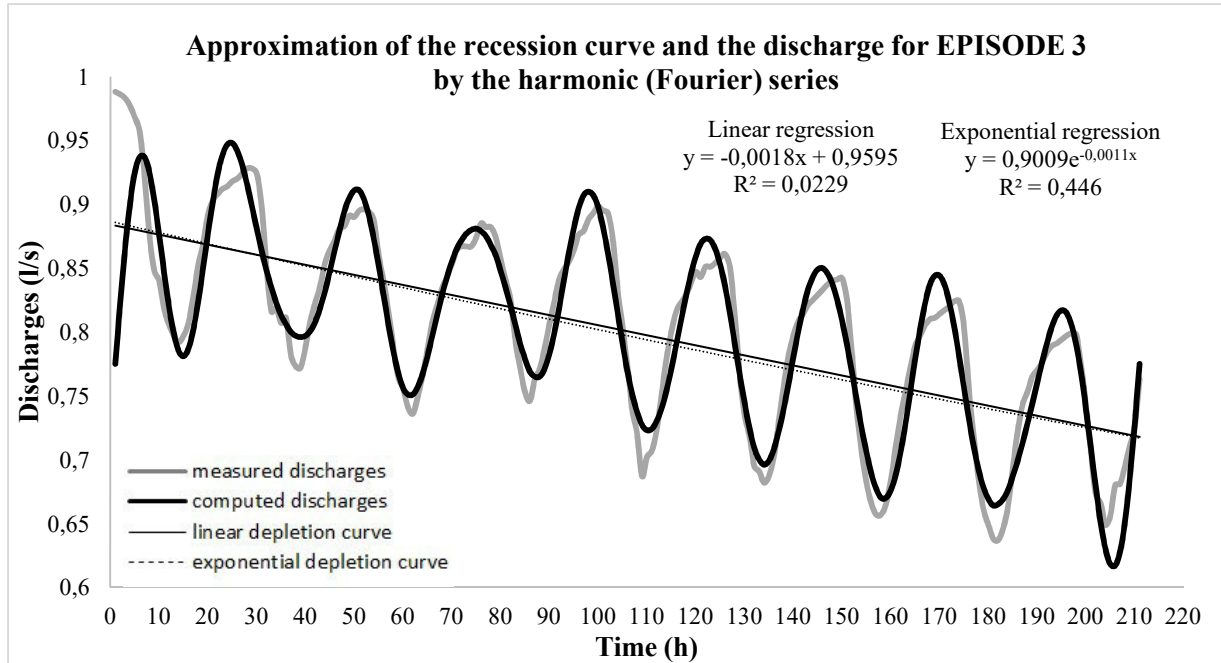
**Fig. 4:** Discharges in the dry period from 24/6/2011 to 29/6/2011 (EPISODE 1), measured in the Starosuchdolsky Brook catchment, approximated by the Fourier Series Model and by fluctuation-free recession curves.



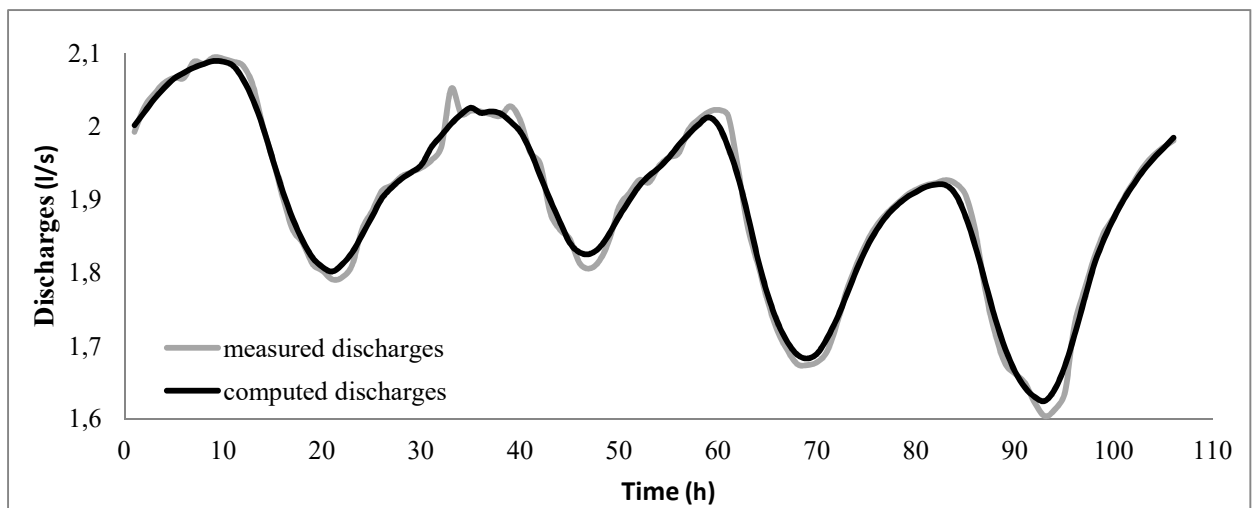
**Fig. 5:** Discharges in the dry period from 22/5/2012 to 29/5/2012 (EPISODE 2), measured in the Starosuchdolsky Brook catchment, approximated by the Fourier Series Model and by fluctuation-free recession curves.



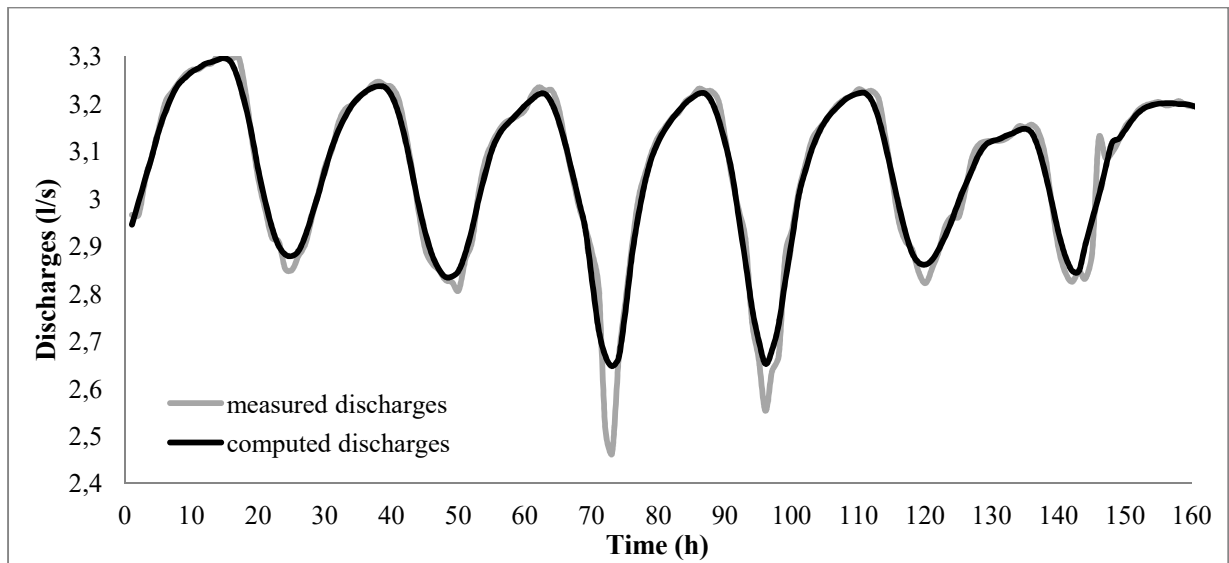
**Fig. 6:** Discharges in the dry period from 8/8 /2012 to 16/8/2012 (EPISODE 3), measured in the Starosuchdolsky Brook catchment, approximated by the Fourier Series Model and by the fluctuation-free recession curves.



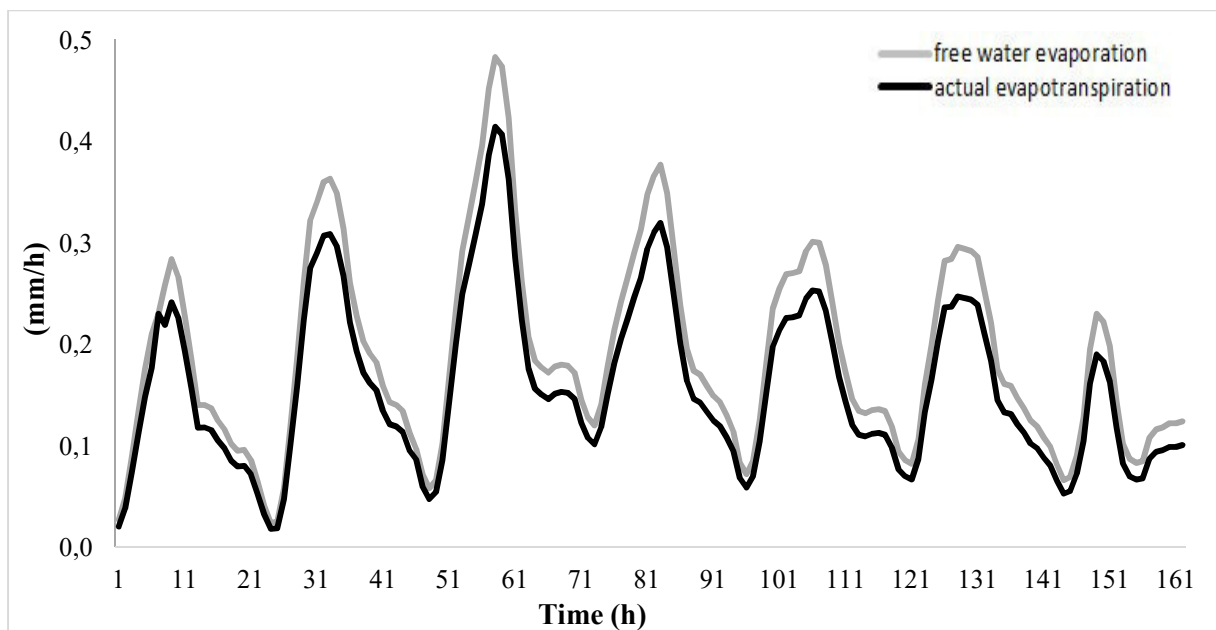
**Fig. 7:** Smoothing of the measured discharges for EPISODE 1 with 3-term moving averages



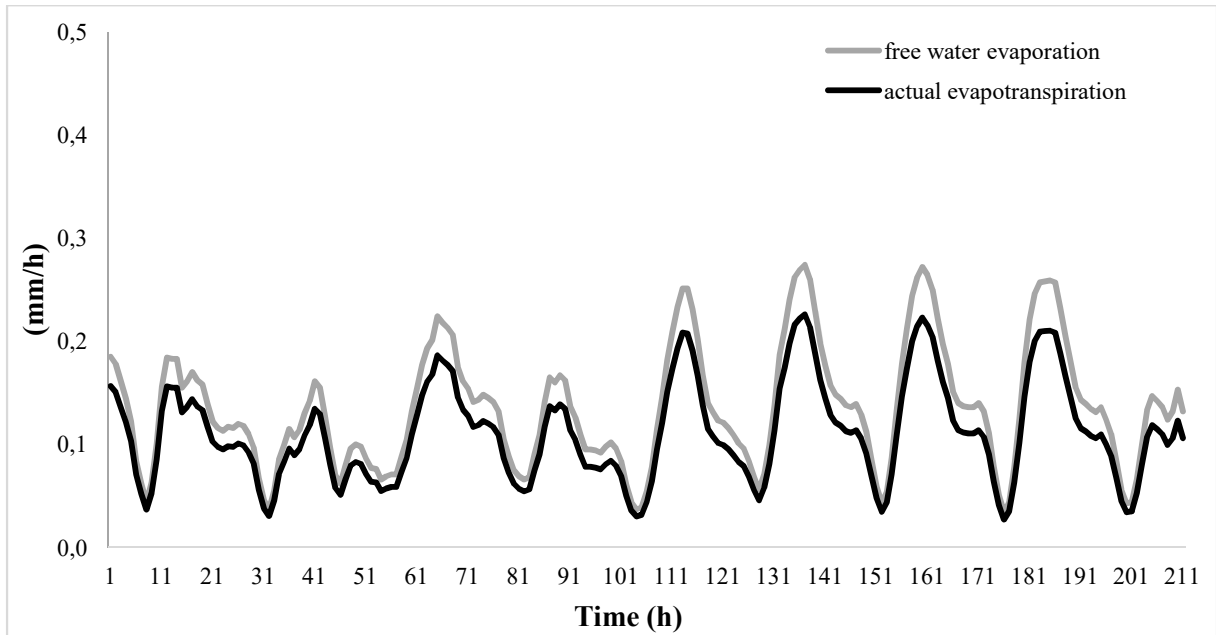
**Fig. 8:** Smoothing of the measured discharges for EPISODE 2 with 3-term moving averages



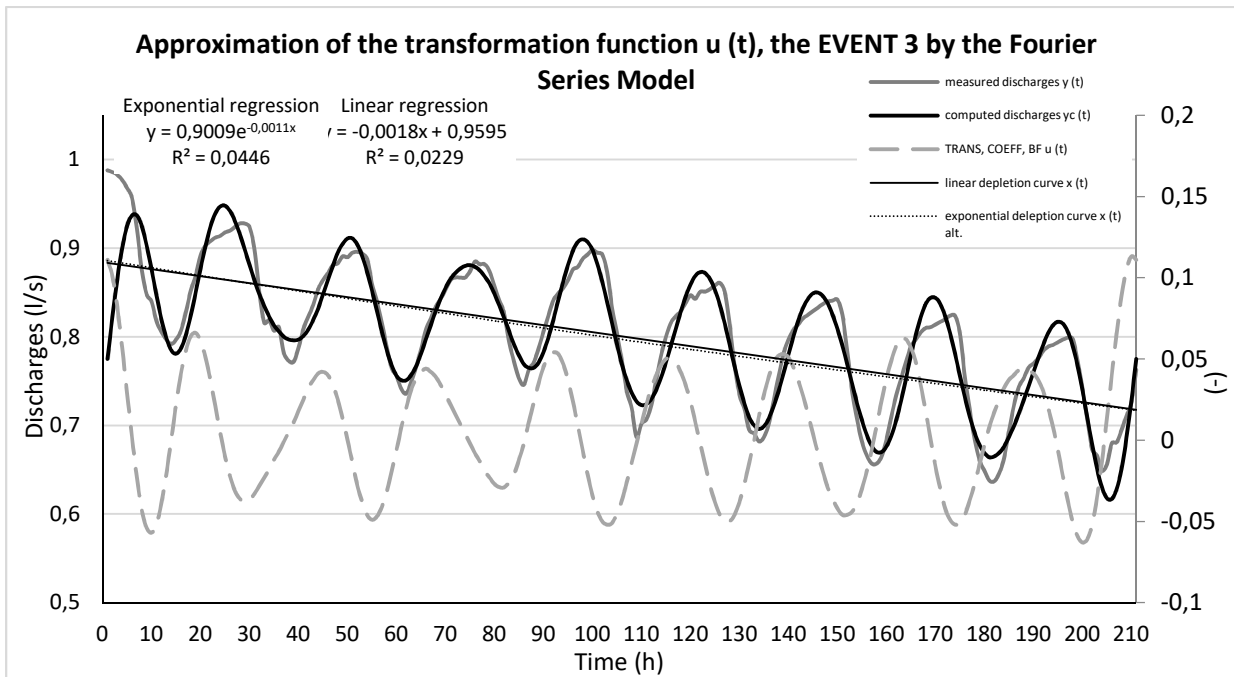
**Fig. 9:** Estimation of the actual catchment-scale evapotranspiration from the free-water evaporation - EPISODE 2



**Fig. 10:** Estimation of the actual catchment-scale evapotranspiration from the free-water evaporation - EPISODE 3



**Fig. 11:** Approximation of the transformation function  $u(t)$  for EPISODE 3 by the Fourier Series Model.



**Tab. 1:** Characteristics of the Starosuchdolsky Brook catchment

<b>Physiographical factors of the Starosuchdolsky brook</b>			
Catchment area ( $A$ , km <sup>2</sup> )	2.95	Maximum catchment elevation ( $H_{max.}$ , m a.s.l.)	335
Length of thalweg ( $L_{th}$ , km)	3.7	Minimum catchment elevation (outlet) ( $H_{min.}$ , m a.s.l.)	211
Length of brook ( $L_b$ , km)	0.58	River network density (km/km <sup>2</sup> )	0.33
Length of water divide ( $P$ , km)	9.1	Annual precipitation (mm)	520
Average slope of brook ( $J_b$ , %)	5.4	Annual runoff (mm)	120 - 140
Average catchment slope ( $J_s$ , %)	20	Annual average temperature (°C)	8.8
<b>Land use categories of the Starosuchdolsky brook</b>			
Arable land (%)	50.2	Urbanized area (%)	37.9
Forest (%)	3.5	Permanent grassland/greenery (%)	8.4

**Tab. 2:** Linear and exponential regression estimates of the recession curves for the Starosuchdolsky Brook catchment during the rainless EPISODES 1, 2, and 3

<b>LINEAR REGRESSIONS</b>		
Approximated equations: $y = a \cdot x + b$		
EPISODE 1	$a = -0.002195$ $R^2 = 0.011087$	$b = 2.008608$
EPISODE 2	$a = -0.000240$ $R^2 = 0.029755$	$b = 3.081071$
EPISODE 3	$a = -0.001822$ $R^2 = 0.022853$	$b = 0.959497$
<b>EXPONENTIAL REGRESSION</b>		
Approximated equations (Boussinesq): $y = y_0 \cdot e^{-\alpha \cdot x}$		
EPISODE 1	$y_0 = 2.012123$ $y = 2.012123 \cdot e^{-0.001173 \cdot x}$ $R^2 = 0.293019$	$\alpha = -0.001173$
EPISODE 2	$y_0 = 3.081396$ $y = 3.081396 \cdot e^{-0.000075 \cdot x}$ $R^2 = 0.004286$	$\alpha = -0.000075$
EPISODE 3	$y_0 = 0.900967$ $y = 0.900967 \cdot e^{-0.001064 \cdot x}$ $R^2 = 0.044559$	$\alpha = -0.001064$

**Tab. 3a:** Looking for optimal number of harmonic coefficients (rr) with regard to the Nash-Suttcliffe goodness of fit Efficiency Coefficients (EC) before the smoothing of discharge data

<b>EPISODE 1 (n = 106)</b>		<b>EPISODE 2 (n = 162)</b>		<b>EPISODE 3 (n = 211)</b>	
<b>rr</b>	<b>EC</b>	<b>rr</b>	<b>EC</b>	<b>rr</b>	<b>EC</b>
6	0.743	7	0.726	15	0.860
5	0.725	6	0.709	14	0.858
7	0.739	8	0.716	16	0.862

**Tab. 3b:** Improvement of the Nash-Suttcliffe goodness of fit Efficiency Coefficients (EC) due to the smoothing of discharge data (EPISODES 1 and 2 only)

EPISODE 1 (n = 106)		EPISODE 2 (n = 162)		NEW LINEAR REGRESSION (after smoothing)
rr	EC	rr	EC	
6	0.771	7	0.742	EPI 1: a = - 0.002160
5	0.754	6	0.729	b = 2.006650
7	0.748	8	0.733	EPI 2: a = - 0.000228
				b = 3.079739

**Tab. 4:** Transformation function coefficients  $\alpha_r$  and  $\beta_r$  of the Fourier series

Index	EPISODE 1		EPISODE 2		EPISODE 3	
	n = 106, rr = 6		n = 162, rr = 10		n = 211, rr = 15	
	$\alpha$	$\beta$	$\alpha$	$\beta$	$\alpha$	$\beta$
0	0.010		0.006		0.005	
1	0.021	-0.001	-0.005	-0.008	0.004	0.001
2	0.007	-0.009	0.007	-0.005	0.004	-0.001
3	0.018	-0.020	0.003	-0.005	0.005	0.001
4	0.019	-0.041	0.007	-0.002	0.003	0.002
5	0.003	0.033	0.014	-0.002	0.004	0.001
6			0.005	-0.026	0.002	0.003
7			0.043	0.053	0.001	0.004
8			0.016	0.000	-0.003	0.011
9			0.014	0.006	0.039	-0.026
10					0.009	-0.008
11					0.011	-0.003
12					0.008	0.000
13					0.010	-0.002
14					0.010	0.002

**ANNEX: Input data on measured values of discharge, pan evaporation, and soil moisture contents for all three EPISODES**

**EPISODE 1:**

Fourier Model: Discharges\_Starosuch. Brook, 1.EPI 24/6,20h - 29/6,5h, 2011

1	106	2.950	1.0	0.37						
1.992	2.026	2.044	2.059	2.066	2.066	2.088	2.085	2.094	2.092	
2.088	2.082	2.054	1.998	1.953	1.902	1.858	1.840	1.811	1.802	
1.790	1.793	1.810	1.859	1.883	1.911	1.919	1.931	1.937	1.943	
1.953	1.971	2.051	2.017	2.021	2.020	2.016	2.014	2.027	2.007	
1.964	1.948	1.882	1.858	1.845	1.812	1.805	1.816	1.845	1.890	
1.908	1.926	1.923	1.945	1.957	1.963	1.995	2.009	2.019	2.022	



2.014 1.941 1.860 1.811 1.760 1.719 1.693 1.674 1.673 1.677  
1.692 1.730 1.776 1.811 1.841 1.864 1.880 1.893 1.905 1.913  
1.919 1.922 1.926 1.921 1.905 1.854 1.774 1.715 1.675 1.661  
1.648 1.621 1.603 1.612 1.634 1.728 1.776 1.820 1.855 1.876  
1.902 1.924 1.945 1.960 1.971 1.980

Suchdol EPISODE 1: 24/6,20h - 29/6,5h, 2011

Evaporation rate (mm/h)

Total number of records: 106 DT (1h)

0.282 0.235 0.207 0.195 0.194 0.173 0.149 0.126 0.115 0.119  
0.115 0.104 0.092 0.092 0.105 0.149 0.188 0.225 0.267 0.291  
0.305 0.293 0.287 0.259 0.235 0.224 0.196 0.189 0.166 0.130  
0.086 0.046 0.026 0.025 0.035 0.037 0.038 0.036 0.029 0.033  
0.036 0.050 0.080 0.087 0.099 0.106 0.095 0.107 0.105 0.095  
0.092 0.088 0.089 0.089 0.089 0.084 0.082 0.078 0.069 0.053  
0.040 0.033 0.037 0.058 0.087 0.128 0.157 0.183 0.196 0.206  
0.219 0.229 0.221 0.203 0.180 0.155 0.141 0.137 0.129 0.123  
0.122 0.115 0.102 0.079 0.058 0.047 0.064 0.096 0.152 0.213  
0.239 0.275 0.282 0.298 0.324 0.315 0.286 0.250 0.221 0.204  
0.198 0.179 0.175 0.168 0.164 0.164

Soil Moisture Data (SMD) is missing. In 2011 was not yet measured.

## EPISODE 2:

FOURIER MODEL: Discharges\_Starosuch. potok, 2.EPI, 22/5,9h - 29/5,2h, 2012

1.0 1.0 2.966  
162 0  
2.966 2.966 3.040 3.090 3.146 3.203 3.225 3.245 3.262 3.272  
3.273 3.283 3.286 3.304 3.295 3.295 3.298 3.228 3.126 3.038  
2.976 2.918 2.910 2.852 2.850 2.880 2.905 2.961 3.015 3.070  
3.104 3.161 3.189 3.198 3.215 3.224 3.240 3.247 3.239 3.235  
3.209 3.143 3.062 2.972 2.893 2.864 2.850 2.829 2.824 2.807  
2.872 2.909 3.013 3.081 3.117 3.143 3.161 3.168 3.176 3.188  
3.219 3.235 3.228 3.228 3.191 3.116 3.051 2.986 2.940 2.886  
2.812 2.514 2.463 2.663 2.782 2.901 3.003 3.054 3.100 3.132

3.151 3.171 3.182 3.205 3.215 3.232 3.227 3.226 3.205 3.126  
3.042 2.976 2.915 2.740 2.662 2.553 2.637 2.670 2.884 2.935  
3.016 3.072 3.125 3.147 3.164 3.185 3.201 3.211 3.218 3.231  
3.225 3.227 3.210 3.130 3.042 2.952 2.911 2.893 2.845 2.822  
2.853 2.890 2.943 2.963 2.962 3.020 3.087 3.114 3.121 3.122  
3.122 3.126 3.136 3.153 3.150 3.156 3.139 3.086 2.983 2.892  
2.844 2.825 2.847 2.832 2.886 3.128 3.086 3.098 3.123 3.153  
3.169 3.188 3.197 3.201 3.204 3.197 3.199 3.206 3.198 3.195  
3.197 3.184

Starosuchdolsky potok 2.EPI, 22/5,9h - 29/5,2h, 2012

Evaporation rate (mm/h)

Total number of records: DT = 162 hod

0.048 0.090 0.135 0.176 0.210 0.230 0.258 0.284 0.266 0.228  
0.185 0.140 0.140 0.137 0.125 0.116 0.102 0.095 0.096 0.086  
0.065 0.041 0.024 0.025 0.058 0.119 0.186 0.262 0.322 0.340  
0.360 0.363 0.349 0.314 0.261 0.228 0.203 0.191 0.182 0.159  
0.143 0.140 0.134 0.113 0.097 0.072 0.058 0.066 0.102 0.168  
0.234 0.292 0.326 0.359 0.396 0.452 0.483 0.474 0.423 0.333  
0.262 0.207 0.184 0.177 0.172 0.178 0.180 0.179 0.172 0.145  
0.128 0.120 0.140 0.178 0.214 0.242 0.265 0.290 0.313 0.347  
0.366 0.377 0.349 0.293 0.239 0.195 0.174 0.170 0.159 0.149  
0.143 0.130 0.114 0.083 0.072 0.085 0.125 0.182 0.235 0.255  
0.269 0.270 0.272 0.292 0.301 0.300 0.278 0.241 0.201 0.173  
0.146 0.134 0.132 0.135 0.136 0.134 0.119 0.094 0.086 0.082  
0.106 0.160 0.199 0.243 0.282 0.284 0.296 0.294 0.292 0.286  
0.253 0.221 0.175 0.161 0.159 0.147 0.137 0.125 0.119 0.108  
0.099 0.081 0.066 0.069 0.090 0.128 0.195 0.230 0.222 0.198  
0.144 0.102 0.087 0.083 0.085 0.108 0.116 0.118 0.122 0.122  
0.124 0.120

Soil Moisture Content (SMD) Starosuch. Brook, Episode 2 22/5 9h - 29/5 2h 2012

0.339 0.339 0.339 0.339 0.339 0.338 0.338 0.339 0.339 0.339  
0.340 0.340 0.340 0.341 0.341 0.342 0.342 0.342 0.342 0.342

0.342 0.342 0.342 0.342 0.341 0.342 0.341 0.341 0.341 0.340  
 0.339 0.339 0.338 0.338 0.339 0.339 0.339 0.340 0.340 0.341  
 0.341 0.342 0.343 0.342 0.342 0.342 0.342 0.342 0.342 0.342  
 0.341 0.341 0.340 0.340 0.340 0.339 0.339 0.340 0.340 0.340  
 0.341 0.341 0.341 0.341 0.341 0.341 0.341 0.341 0.341 0.341  
 0.340 0.340 0.340 0.340 0.339 0.339 0.339 0.338 0.338 0.337  
 0.337 0.337 0.337 0.337 0.337 0.337 0.337 0.338 0.338 0.338  
 0.338 0.338 0.338 0.337 0.337 0.336 0.336 0.336 0.336 0.336  
 0.335 0.336 0.335 0.335 0.335 0.335 0.335 0.335 0.335 0.335  
 0.335 0.336 0.336 0.336 0.336 0.336 0.335 0.335 0.335 0.335  
 0.334 0.334 0.334 0.333 0.333 0.334 0.333 0.333 0.333 0.333  
 0.333 0.333 0.333 0.333 0.334 0.334 0.334 0.334 0.334 0.334  
 0.334 0.334 0.334 0.334 0.334 0.333 0.333 0.333 0.333 0.332  
 0.332 0.331 0.331 0.332 0.332 0.332 0.332 0.333 0.333 0.333  
 0.333 0.333

**EPISODE 3:**

Fourier model: Discharges\_Starosuchdolsky Brook episode 3 - 8/8/2012 2 hod - 16/8/2012 20 h

1 211 2.950 1.0 0.37  
 0.988 0.986 0.983 0.977 0.968 0.957 0.922 0.876 0.848 0.840  
 0.818 0.806 0.797 0.792 0.792 0.807 0.828 0.852 0.869 0.892  
 0.903 0.908 0.912 0.914 0.918 0.920 0.924 0.928 0.928 0.924  
 0.899 0.851 0.816 0.819 0.807 0.811 0.782 0.773 0.772 0.788  
 0.809 0.823 0.836 0.854 0.864 0.872 0.881 0.883 0.891 0.890  
 0.895 0.896 0.894 0.888 0.860 0.840 0.816 0.789 0.765 0.756  
 0.741 0.736 0.749 0.766 0.786 0.808 0.821 0.834 0.843 0.853  
 0.864 0.867 0.867 0.867 0.874 0.885 0.882 0.882 0.874 0.857  
 0.841 0.826 0.794 0.772 0.753 0.746 0.763 0.771 0.787 0.806  
 0.824 0.841 0.849 0.855 0.864 0.876 0.879 0.888 0.893 0.898  
 0.895 0.893 0.873 0.833 0.804 0.773 0.739 0.720 0.687 0.702  
 0.707 0.723 0.751 0.779 0.800 0.816 0.823 0.829 0.838 0.847  
 0.843 0.851 0.851 0.854 0.858 0.861 0.851 0.814 0.768 0.735

0.719 0.695 0.691 0.682 0.687 0.702 0.729 0.756 0.781 0.797  
0.808 0.814 0.821 0.825 0.829 0.833 0.837 0.840 0.841 0.842  
0.825 0.784 0.739 0.707 0.682 0.666 0.657 0.657 0.665 0.684  
0.710 0.734 0.753 0.772 0.789 0.797 0.805 0.810 0.811 0.814  
0.817 0.820 0.824 0.824 0.804 0.756 0.718 0.685 0.661 0.649  
0.638 0.637 0.646 0.663 0.693 0.722 0.743 0.753 0.765 0.770  
0.776 0.784 0.789 0.791 0.794 0.797 0.799 0.798 0.774 0.742  
0.707 0.673 0.666 0.649 0.656 0.680 0.681 0.695 0.711 0.726  
0.763

Starosuchdolsky Brook, episode 3 - 8/8/2012 2 hod - 16/8/2012 20 h

Evaporation rate (mm/h)

Total number of records: 211 hod

0.161 0.144 0.122 0.084 0.062 0.044 0.063 0.101 0.156 0.184  
0.183 0.183 0.155 0.161 0.170 0.162 0.158 0.139 0.122 0.116  
0.113 0.117 0.116 0.120 0.118 0.110 0.097 0.067 0.046 0.037  
0.055 0.085 0.099 0.115 0.107 0.114 0.130 0.142 0.161 0.155  
0.127 0.097 0.070 0.062 0.080 0.096 0.100 0.098 0.086 0.077  
0.076 0.066 0.069 0.071 0.071 0.088 0.104 0.132 0.154 0.177  
0.193 0.201 0.224 0.218 0.213 0.206 0.175 0.161 0.154 0.141  
0.143 0.148 0.145 0.141 0.132 0.105 0.088 0.075 0.069 0.066  
0.068 0.090 0.109 0.141 0.165 0.160 0.167 0.162 0.137 0.126  
0.109 0.095 0.095 0.094 0.092 0.098 0.102 0.096 0.084 0.061  
0.044 0.037 0.039 0.054 0.078 0.115 0.146 0.182 0.209 0.233  
0.251 0.251 0.231 0.202 0.167 0.140 0.131 0.123 0.121 0.116  
0.109 0.101 0.096 0.084 0.068 0.056 0.071 0.099 0.138 0.187  
0.212 0.240 0.262 0.269 0.274 0.260 0.229 0.198 0.176 0.157  
0.148 0.144 0.138 0.136 0.139 0.129 0.112 0.085 0.059 0.043  
0.054 0.087 0.134 0.178 0.213 0.244 0.262 0.272 0.264 0.250  
0.222 0.197 0.178 0.151 0.140 0.137 0.136 0.136 0.140 0.132  
0.111 0.079 0.051 0.034 0.044 0.078 0.125 0.180 0.221 0.246  
0.257 0.258 0.259 0.257 0.232 0.205 0.180 0.155 0.143 0.139  
0.134 0.131 0.136 0.124 0.110 0.084 0.056 0.043 0.044 0.066

0.100 0.133 0.147 0.142 0.136 0.124 0.132 0.153 0.132 0.106  
0.071

Soil Moisture Content, - episode 3 - 8/8/2012 0 h - 16/8/2012 20 h

Starosuchdolsky Brook - 8/8/2012 0 h - 16/8/2012 20 h

0.345 0.345 0.346 0.346 0.346 0.346 0.346 0.346 0.346 0.346  
0.345 0.345 0.345 0.345 0.345 0.344 0.344 0.344 0.344 0.344  
0.344 0.344 0.344 0.344 0.345 0.345 0.345 0.344 0.343 0.343  
0.343 0.343 0.343 0.342 0.342 0.342 0.342 0.341 0.341 0.341  
0.341 0.340 0.340 0.340 0.340 0.340 0.340 0.340 0.340 0.341  
0.341 0.341 0.341 0.341 0.341 0.341 0.341 0.340 0.340 0.340  
0.340 0.340 0.339 0.339 0.339 0.339 0.339 0.339 0.339 0.339  
0.339 0.339 0.339 0.339 0.339 0.339 0.339 0.339 0.340 0.340  
0.340 0.340 0.339 0.339 0.339 0.339 0.339 0.339 0.339 0.339  
0.339 0.338 0.338 0.338 0.338 0.338 0.339 0.339 0.339 0.339  
0.339 0.339 0.339 0.339 0.339 0.339 0.338 0.338 0.338 0.338  
0.338 0.337 0.337 0.337 0.337 0.337 0.337 0.337 0.337 0.337  
0.337 0.337 0.337 0.337 0.337 0.337 0.337 0.336 0.336 0.336  
0.336 0.336 0.336 0.336 0.336 0.335 0.335 0.335 0.335 0.335  
0.335 0.335 0.335 0.335 0.335 0.335 0.335 0.335 0.335 0.335  
0.335 0.335 0.335 0.335 0.336 0.336 0.335 0.334 0.333 0.333  
0.333 0.333 0.333 0.333 0.333 0.333 0.333 0.333 0.333 0.333  
0.333 0.333 0.333 0.333 0.333 0.333 0.333 0.333 0.333 0.332  
0.332 0.332 0.331 0.331 0.331 0.331 0.331 0.331 0.331 0.331  
0.331 0.331 0.331 0.331 0.331 0.331 0.331 0.331 0.331 0.331  
0.331 0.330 0.330 0.330 0.330 0.329 0.329 0.329 0.329 0.329  
0.329

**STUDIE 6:** KOVAR P., HRABALIKOVA M., NERUDA M., NERUDA R., SREJBER J., JELINKOVA A., BACINOVA H., 2015: Choosing an Appropriate Hydrological Model for Rainfall-Runoff Extremes in Small Catchments. Soil and Water Research, roč. 10, č. 3, s. 137-146. ISSN: 1801-5395, doi: 10.17221/16/2015-SWR.

## Choosing an Appropriate Hydrological Model for Rainfall-Runoff Extremes in Small Catchments

PAVEL KOVÁŘ<sup>1</sup>, MICHAELA HRABALÍKOVÁ<sup>1</sup>, MARTIN NERUDA<sup>2</sup>, ROMAN NERUDA<sup>3</sup>,  
JAN ŠREJBER<sup>4</sup>, ANDREA JELÍNKOVÁ<sup>1</sup> and HANA BAČINOVÁ<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Faculty of Environmental Sciences, Czech University of Life Sciences Prague, Prague, Czech Republic; <sup>2</sup>Faculty of Environment, University of Jan Evangelista Purkyně in Ústí nad Labem, Ústí nad Labem, Czech Republic; <sup>3</sup>Institute of Computer Science, Academy of Sciences of the Czech Republic, Prague, Czech Republic; <sup>4</sup>Czech Hydrometeorological Institute, Ústí nad Labem, Czech Republic

### Abstract

Kovář P., Hrabalíková M., Neruda M., Neruda R., Šrejber J., Jelínková A., Bačínová H. (2015): Choosing an appropriate hydrological model for rainfall-runoff extremes in small catchments. *Soil & Water Res.*, 10: 137–146.

Real and scenario prognosis in engineering hydrology often involves using simulation techniques of mathematical modelling the rainfall-runoff processes in small catchments. These catchments are often up to 50 km<sup>2</sup> in area, their character is torrential, and the type of water flow is super-critical. Many of them are ungauged. The damage in the catchments is enormous, and the length of the torrents is about 23% of the total length of small rivers in the Czech Republic. The Smědá experimental mountainous catchment (with the Bílý potok downstream gauge) in the Jizerské hory Mts. was chosen as a model area for simulating extreme rainfall-runoff processes using two different models. For the purposes of evaluating and simulating significant rainfall-runoff episodes, we chose the KINFIL physically-based 2D hydrological model, and ANN, an artificial neural network mathematical “learning” model. A neural network is a model of the non-linear functional dependence between inputs and outputs with free parameters (weights), which are created by iterative gradient learning algorithms utilizing calibration data. The two models are entirely different. They are based on different principles, but both require the same time series (rainfall-runoff) data. However, the parameters of the models are fully different, without any physical comparison. The strength of KINFIL is that there are physically clear parameters corresponding to adequate hydrological process equations, while the strength of ANN lies in the “learning procedure”. Their common property is the rule that the greater the number of measured rainfall-runoff events (pairs), the better fitted the simulation results can be expected.

**Keywords:** flood prediction; infiltration; Jizerské hory Mts.; kinematic wave; neural network

Rapidly developing catastrophic situations caused by extreme rainfall-runoff episodes can often be encountered in small mountainous catchments, where changes in the runoff and sediment regime can be enormous. This is the situation for the creeks in the Jizerské Hory Mts., where the Smědá catchment was chosen as the case study for this paper. Convective high-intensity precipitation on a relatively small catchment area, its high inclination and the slope of the longitudinal profile of the river, channel de-

struction and its surroundings impacted by erosion often cause a great damage (KOVÁŘ & KŘOVÁK 2002).

An improvement in runoff prediction methods and in determining the volumes of flooding waves are of economic as well as environmental importance (ČAMROVÁ & JÍLKOVÁ 2006). *N*-year flood discharges are the basic hydrological sources for proposing measures against floods and erosion. Over the past few decades, growing importance has been given to the use of mathematical models of the rainfall-

runoff process, based physically on infiltration, and to monitoring surface runoff and its movement on slopes and on hydrographic networks. This case study shows the ways of identifying the design runoff in small basins using the KINFIL model (KOVÁŘ 1992). This model combines the *CN* curves method and the solution of infiltration equations (MOREL-SEYTOUX & VERDIN 1981). The simulation of surface runoff is resolved by the kinematic wave model (SINGH 1976, 1996), taking into account the detailed topography of the basin. The topographic terrain values are calculated by ArcGIS software. The accuracy of these mathematical modelling methods and their connection to GIS systems is adequate for the accuracy of the mathematical description of physical processes and to the range and reliability of the data set used herein.

The second model used in this paper is an artificial neural network consisting of units called neurons that transfer and process information in the form of excitations. The training of the neural network can be imagined as modifications to the network parameters in such a way that the output neurons are excited by certain combinations of input signals (RUMELHART & MCCLELLAND 1986). The number of neurons and their connections are determined by the topology of the network. According to the function, we distinguish input, output, and intermediate neurons. The input neurons correspond with receptors, the output neurons are connected to effectors, and the intermediate neurons constitute the mediators of the information transfer between inputs and outputs (LIPPMANN 1987). These ways of excitation transfer are referred to as paths. The information is processed on paths by means of changes in the states of neurons along the corresponding paths. The states of all neurons and connections (synaptic weights) represent the configuration of a network. Training the neural network involves setting the configuration on the basis of data representing pairs of inputs with desired outputs. This approach is called supervised learning, and it most often utilizes gradient-based nonlinear algorithms, called error back propagation (NERUDA *et al.* 2005).

The goal of our study is to compare the KINFIL and ANN approaches, to identify their strengths and weaknesses.

## MATERIAL AND METHODS

**Description of the Smědá catchment.** The river Smědá rises in the peat lands of the Jizerské hory Mts. It is the border flow between the Czech Re-

public and Poland (Figure 1a). Since 1957, a water level recorder has been installed in the Bílý potok station and a number of precipitation gauges have been set up in Hejnice, Nové Město pod Smrkem, Višňová, and Bílý Potok. This catchment with its measured rainfall-runoff episodes is often a source of flood disasters, which will be analyzed in this study. Table 1 shows the major physical-geometric catchment characteristics of the Bílý Potok downstream water level recorder.

The Smědá brook is classified as having class I and class II basic water quality – the water is classified as unpolluted or slightly polluted. Table 2 shows the basic hydrological data in the Smědá catchment, e.g. the average yearly precipitation and the *N*-years runoff values.

In the following description, the basic geological, soil, geomorphological, and land use characteristics of this part of the Jizerské hory Mts. are presented as a consequence of the effects of major rainfall-runoff episodes. For understanding the destruction in the area caused by high surface outflow and erosion processes, the following considerations should be taken into account:

- The geological basement of the Jizerské hory massif is composed of biotic coarse granular or porphyritic granite, easily eroded and crumbled into fine fractions.
- Most of the soils are shallow, light, coarse granular loamy-sandy soils of peat mountain Podzol type, peaty soils, and rocky rubble on steep slopes.
- The unsuitable structure and texture of the soils and the softness of the soil profile with a lack of humus means that the soils are easily eroded.
- The Jizerské hory Mts. have one of the highest precipitation frequencies and amplitudes of all Central Europe.
- Steep terrain slopes (30–50%) and quite long slope lengths (400–1000 m) provide conditions for gully erosion of whole areas.

Table 1. Physical-geometric characteristics of the Smědá catchment, Bílý Potok downstream gauge

Characteristics	Value
Basin area (km <sup>2</sup> )	26.58
Thalweg length (km)	13.3
Thalweg slope (–)	0.069
Altitude (m a.s.l.)	497–1123
Basin average width (km)	1.96
Basin slope (Herbst) (%)	22.2



doi: 10.17221/16/2015-SWR

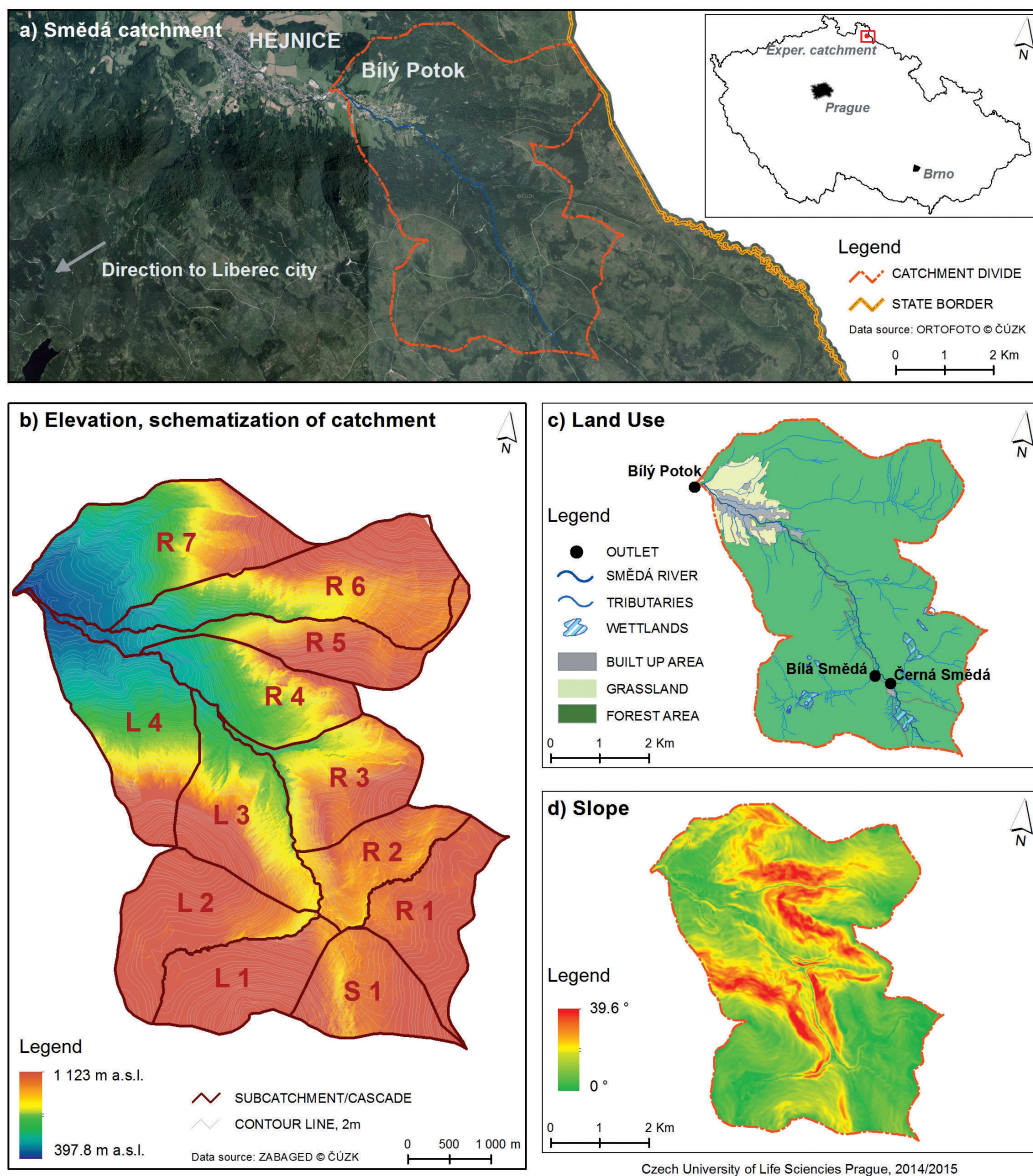


Figure 1. Main characteristics of the Smědá catchment

The vegetation in the Smědá basin consists mainly of spruce (80–90%), beech and maple trees (up to 15%). Dwarf pines occur in the peatlands, and birches and rowans are scattered in coppices. However, there is an intensive new planting programme, and the herbaceous small reed vegetation that has grown up in the clearings after deforestation is gradually being replaced. The species composition now being planted is different from the old species composition,

and includes species that are more resilient to natural disasters, and that help preventing forest erosion and infiltration.

**GIS mapping of the Smědá catchment.** In the present study, GIS tools were used to create a digital model of the terrain (DMT), hydrological soil groups, economic land use, and the distribution into the sub-catchments. We used ArcGIS 10.2 software tools, with the Spatial Analyst extension. The starting-point

Table 2. Hydrological data of the Smědá basin at Bílý Potok, the outlet station (Czech Hydrometeorological Institute)

Smědá basin	Precipitation (mm)	Runoff	N-year runoffs (m <sup>3</sup> /s)						
			Q <sub>1</sub>	Q <sub>2</sub>	Q <sub>5</sub>	Q <sub>10</sub>	Q <sub>20</sub>	Q <sub>50</sub>	Q <sub>100</sub>
Bílý potok	1426	1116	21	33	54	74	97	132	162

materials were vector base datasets derived from the Orthophoto map and the Basic Map of the Czech Republic 1:10 000 (ZABAGED II), digital map BPEJ, and datasets downloaded from the HEIS database. The resulting products are the maps shown in Figure 1: Major characteristics of the Smědá catchment, comprising: (a) orthophotos, (b) height ratios and schematization of sub-catchments, (c) slope, and (d) land use. The synthetic product is a geographical map containing the hydrological information required for the KINFIL model. This data is compiled in Table 3 and shown in Figure 2, which provides a geometrical schematization of the sub-catchments, including land use. Table 3 provides a numbering system for the geometrized areas of the catchment

(see Figure 2) away from the catchment boundary to the downstream gauge profile, distinguishing the upper segment (S) and the plates of the left (L) and right (R) side of the flow direction of the Smědá river.

**The KINFIL model.** The KINFIL model is based on a combination of infiltration theory, put forward by Green and Ampt and modified by Morel-Seytoux (MOREL-SEYTOUX & VERDIN 1981), and direct runoff transformation, resolved using a kinematic wave (LAX & WENDROFF 1960; KIBLER & WOOLHISER 1970; BEVEN 1979; SINGH 1996).

The task of the infiltration part of the model is to determine the parameters of saturated hydraulic conductivity  $K_s$  and the retention coefficient of the suction pressure  $S_f$  (for the state of field capacity  $FC$ ).

Table 3. Schematization of the Smědá catchment

Cascade/ subcatchment	Area (km <sup>2</sup> )	Length of basin (km)	Plate	Area (km <sup>2</sup> )	Average width (km)	Length (km)	Slope (–)	Land use (%)			
								Grassland	Forest	Other area	Built up area
S1	1.64	1.86	S 11	1.12	0.88	1.26	0.178	–	99.30	–	0.70
			S 12	0.53		0.60	0.114	–	94.60	–	5.40
R1	1.84	1.35	R 1	1.84	1.36	1.35	0.070	–	99.60	–	0.40
R2	1.44	0.75	R 21	0.96	1.93	0.50	0.097	–	99.60	–	0.40
			R 22	0.48		0.25	0.204	–	99.90	–	0.10
R3	1.99	1.80	R 31	1.08	1.10	0.98	0.213	–	100.00	–	–
			R 32	0.91		0.83	0.394	–	99.90	–	0.10
R4	1.91	1.75	R 41	0.97	1.09	0.89	0.243	–	91.50	–	7.80
			R 42	0.95		0.87	0.424	–	100.00	–	–
R5	1.79	0.78	R 51	0.10	2.29	0.05	0.119	–	100.00	–	–
			R 52	0.41		0.18	0.216	–	100.00	–	–
			R 53	1.27		0.56	0.269	1.10	81.10	1.70	16.10
R6	3.30	1.49	R 61	0.50	2.22	0.23	0.156	–	100.00	–	–
			R 62	1.33		0.60	0.218	–	100.00	–	–
			R 63	1.47		0.66	0.380	0.65	93.75	3.06	2.54
R7	3.46	3.50	R 71	0.40	0.99	0.41	0.180	–	100.00	–	–
			R 72	1.68		1.70	0.317	2.90	95.40	1.70	–
			R 73	1.38		1.40	0.147	34.70	42.50	15.00	7.80
L1	1.79	1.18	L 11	0.62	1.51	0.41	0.193	–	100.00	–	–
			L 12	1.17		0.77	0.147	–	99.70	–	0.30
L2	2.25	1.23	L 21	1.34	1.83	0.73	0.086	–	100.00	–	–
			L 22	0.91		0.50	0.154	–	99.93	–	0.07
L3	2.33	1.48	L 31	0.36	1.58	0.23	0.157	–	100.00	–	–
			L 32	1.61		1.02	0.415	–	98.40	–	1.60
			L 33	0.36		0.23	0.273	–	94.60	–	5.40
L4	2.75	2.67	L 41	0.23	1.03	0.23	0.171	–	100.00	–	–
			L 42	1.03		1.00	0.403	–	100.00	–	–
			L 43	1.49		1.45	0.164	24.70	52.00	2.00	21.30

doi: 10.17221/16/2015-SWR

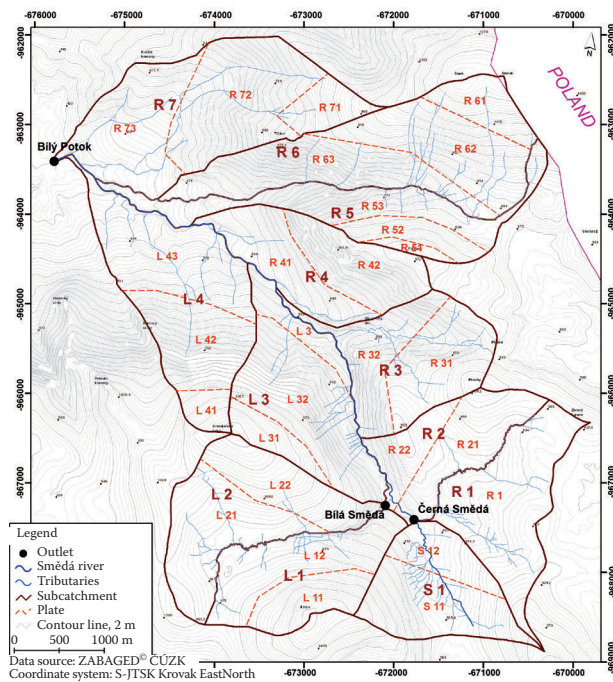


Figure 2. The Smědá catchment (BP) – distribution into sub-catchments

The solution makes use of previously derived relationships between these parameters and the values of the runoff curve numbers  $CN$  (US SCS 1986). The  $CN$  index values correspond with the conceptual values for soil parameters  $K_s$  and  $S_f(FC)$ :  $CN = f(K_s, S_f)$  (Kovář 1992; Kovář *et al.* 2014). The second component of the KINFIL model is the direct runoff transformation. The equation describes an unsteady flow, which is approximated by a kinematic wave. The kinematic equation has been converted into the finite difference form and resolved by the Lax-Wendroff explicit numerical scheme (LAX & WENDROFF 1960). For practical solutions, the basin has been geometrized by being divided into two components: the cascade of planes and the convergent segments, so that the simulation of the runoff process corresponds with the topographical catchment areas.

For the rain files of rainfall-runoff episodes, the KINFIL model simulation is important for correct determining the value for the runoff curve numbers  $CN$  (US SCS 1992) for antecedent moisture conditions (average:  $AMC$  II), and also the default values for other parameters (actual:  $CN_{A'}$ , volumetric:  $CN_{vol}$ ), and consequently the hydraulic conductivity  $K_s$  and sorptivity  $S$  (at the field capacity  $FC$ ). The  $CN$  values, and therefore the value for the potential retention of the active upper soil zone, are influenced by the uses to which the mostly forested land is put. The

forest hydrological conditions affect especially the interception, infiltration, and retention of water in depressions with no runoff and a ground cover layer of forest soil (humus leaf litter,  $HLL$ ). The class of forest hydrological conditions ( $CFHC$ ) is determined on the basis of the depth of the litter ( $HLL$  from 0 to 15 cm) and its compactness ( $C$ ) classification. For these  $CFHC$  values, the average numbers of runoff  $CN$  curves have been derived by hydrologic soil groups (Kovář & Vaššová 2012).

The average value representation of the first grain category 1<sup>st</sup> is 25–30%. To this class reaches saturated hydraulic conductivity  $K_s$  values as high as 10 mm/h. On the basis of the humus compactness grade  $CG = 1$  (depth to 5 cm), the forested surface of the basin may be classified into two hydraulic conditions ( $CFHC = 2$ ) and for soil group C, subsequent  $CN_{II} = 79$  and for soil group B  $CN_{II} = 69$ .

Table 4 provides a clear record of the numbers of runoff curve values. To calibrate the parameters of the model, it is necessary to choose characteristic couples of rainfall-runoff episodes in such a way that the rains were short and heavy, that the basin has already been saturated by previous rain, and that the peak flow was attained as soon as possible. This means that the episode should preferably be in category  $AMC$  III of the  $CN$  curve validity (i.e. low values for hydraulic conductivity and sorptivity at  $FC$ ). Episodes with the characteristics reported in Table 5 were selected for calibration.

Variable  $i_{max}$  in Table 5 is the highest rainfall intensity,  $H_s$  is rain depth,  $H_{s5}$  is the sum of previous rains for five days before the start of the episode, and  $Q_{max}$  is peak flow. For the selected calibration episodes, we were aware that the period of 35–45 years that elapsed between the calibration and the validation

Table 4. Land division in the Smědá catchment, Bílý Potok downstream gauge

Representation	Area (%)	HSG	Weighted CN
Forests	88	70 C	$0.70 \times 79 = 55.3$
		18 B	$0.18 \times 69 = 12.4$
Pastures (clearings)	7	7 C	$0.07 \times 79 = 5.5$
Arable land	3	3 B	$0.03 \times 79 = 2.4$
Built-up (urbanized)	2	2 –	$0.02 \times 98 = 1.9$
Total	100	100	$CN_{II} = 77.0$ (rounded)
			$CN_{III} = 89.0$

HSG – hydrological soil groups; weighted CN – weighted average of curve number values

Table 5. Selected runoff episodes (KINFIL) in the Smědá catchment (calibration)

Episode No.	Date (start) of episode	$i_{\max}$ (mm/h) <sup>1</sup>	$H_s$ (mm)	$H_{s5}$ (mm)	$Q_{\max}$ (m <sup>3</sup> /s)
03	1/7 1971	10.1	77.3	50.5	33.75
04	20/6 1977	12.4	37.7	37.0	37.89

$i_{\max}$  – highest rainfall intensity;  $H_s$  – precipitation depth;  $H_{s5}$  – sum of the previous rains for five days before the start of the episode;  $Q_{\max}$  – peak flow

Table 6. Simulation rating of episodes selected for parameter calibration in the Smědá catchment

Episode No.	Date (start) of episode	Measured $Q_{\max}$	Calculated $QC_{\max}$	Difference peak (%)	Nash-Sutcliffe coefficient (-)
		(m <sup>3</sup> /s)			
03	1/7 1971	33.75	40.22	19.17	0.62
04	20/6 1977	37.89	35.45	3.14	0.99

$Q_{\max}$  – peak flow;  $QC_{\max}$  – computed peak flow

period in the KINFIL model has changed the status of land use in the Smědá basin to some extent. The simulation rating for the parameters used for calibrating the KINFIL model is shown in Table 6.

From the calibration criteria, only episode number 04 is fully acceptable (WMO 1984). When selecting the validation episodes, we focused on recent episodes (after 2008) (Table 7), indicating the volume of effective rainfall (i.e. runoff volumes) for each rain gauge station. Table 7 also shows the previous rainfall totals, the  $API_{30}$  index, and the saturation class (II–III) for each episode. Table 8 provides the episodic volume values for  $CN$  and the volume of the retention zone.

The volume values for the  $CN_{vol}$  curves and the values for the retention zone volumes were calculated from the rainfall and runoff volumes according to a well-known methodology (PONCE & HAWKINS 1996).

**The ANN model.** The inputs for the ANN model are short-history values of hourly precipitation and runoffs; the output of the network, representing the runoff value one hour ahead, is predicted on the ba-

sis of the history of hourly values of precipitation and runoff. The experiments demonstrated that a period of two or three hours was sufficient for good predictions. A further objective of the experiments was to minimize the free parameters, i.e. the size of the network. A two-hour runoff and precipitation history was therefore used during the experiments. The number of layers in the network has also been kept as limited as possible. It is known that, in theory, one hidden layer should be sufficient to obtain an arbitrarily relevant approximation of the functional dependence represented in the data. However, in our experiments there was a confirmation that the use of two (and sometimes more than two) hidden layers results in a smaller network. In all our experiments we have therefore used networks with four input neurons, one output neuron, and two layers of eight and five neurons, respectively. This rather small size has proved to be specific enough for the quantity of available data; larger networks have a tendency to over-fit the training data and achieve poor generalization.

Table 7. Status of catchment saturation 30 days before the start of the episode

Episode No.	Start of episode	Total rainfall 30 days before the episode start (mm)			$API_{30}$ (mm)	Saturation class
		Hejnice	Nové Město pod Smrkem	weighted average		
Weight		0.830	0.170	1		
1	29/10 2008	84.2	94.5	86.0	79.9	II
2	24/6 2009	195.4	226.1	200.6	186.6	III
3	2/6 2010	144.8	150.8	145.8	135.6	III
4	23/7 2010	88.9	97.3	90.3	84.0	II
5	6/8 2010	164.0	175.2	165.9	154.3	III

$API_{30}$  – index of previous saturation

doi: 10.17221/16/2015-SWR

Table 8. Runoff episode heights and  $CN_{vol}$  volume

Episode No.	Start of episode	Rainfall	Q (mm)	A	$CN_{vol}$ (-)
1	29/10 2008	54.6	26.3	37.3	87.2
2	24/6 2009	21.1	15.7	5.4	97.9
3	2/6 2010	44.8	38.6	5.7	97.8
4	23/7 2010	79.1	29.1	76.3	76.9
5	6/8 2010	199.7	136.8	63.5	80.0

Q – runoff; A – retention zone volume;  $CN_{vol}$  – volume value of curve number

### RESULTS

**Results of the KINFIL model calibration and validation.** The results of parameter calibration for the KINFIL model are shown in Figure 3. The peak flows of the tested hydrographs were in accordance with the criteria assessment that was used (WMO 1984) only in the case of episode 04. The data for calibrating the KINFIL model parameters is presented in Table 6, and the results of the hydrograph simulations used by the model are shown in Figure 4.

According to the criteria of the World Meteorological Organization (WMO 1984), simulations with resulting coefficients in the range of 0.75–1.0 are applicable, using the same coefficient for model assessment (Table 9). The quality of the results is described by means of the Nash-Sutcliffe coefficient (NASH & SUTCLIFFE 1970) in Table 9.

**Results of the ANN Model calibration and validation.** During the experiments, we employed the leave-one out methodology – the model was always calibrated using four episodes out of five, and the remaining fifth episode was used for validation. Figure 5 shows the calibration and validation results. In this case, a history of two hour worth runoff and

Table 9. Validation results of the physically based model (KINFIL)

Episode	Nash-Sutcliffe coefficient	
1	29–30/10 2008	0.61 no*
2	24–25/6 2009	0.77 yes
3	23–25/7 2010	0.89 yes
4	6–8/8 2010	0.81 yes

\*coefficient lower than WMO limit

precipitation values is used as an input of one training example with the output of runoff value one hour ahead. The main problem when calibrating the network was not the quality of approximation, but rather the generalization of the model for previously unseen data. The validation data error was therefore used during calibration as a stop criterion to prevent over-fitting. In particular, the relevant increase in the validation error was used as an indicator to stop the iterative training algorithm. The models were calibrated by the error back propagation method with a momentum term. The quality of the results is described by means of the Nash-Sutcliffe coefficient (NASH & SUTCLIFFE 1970) in Table 10.

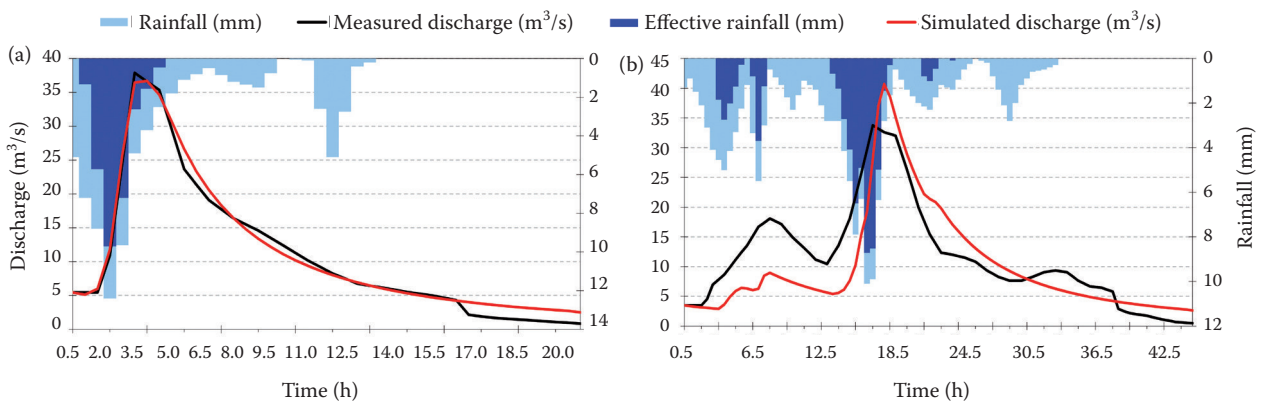


Figure 3. KINFIL calibration: Smědá 04, 20–21/6 1977 (a) and Smědá 03, 1–2/7 1971 (b)

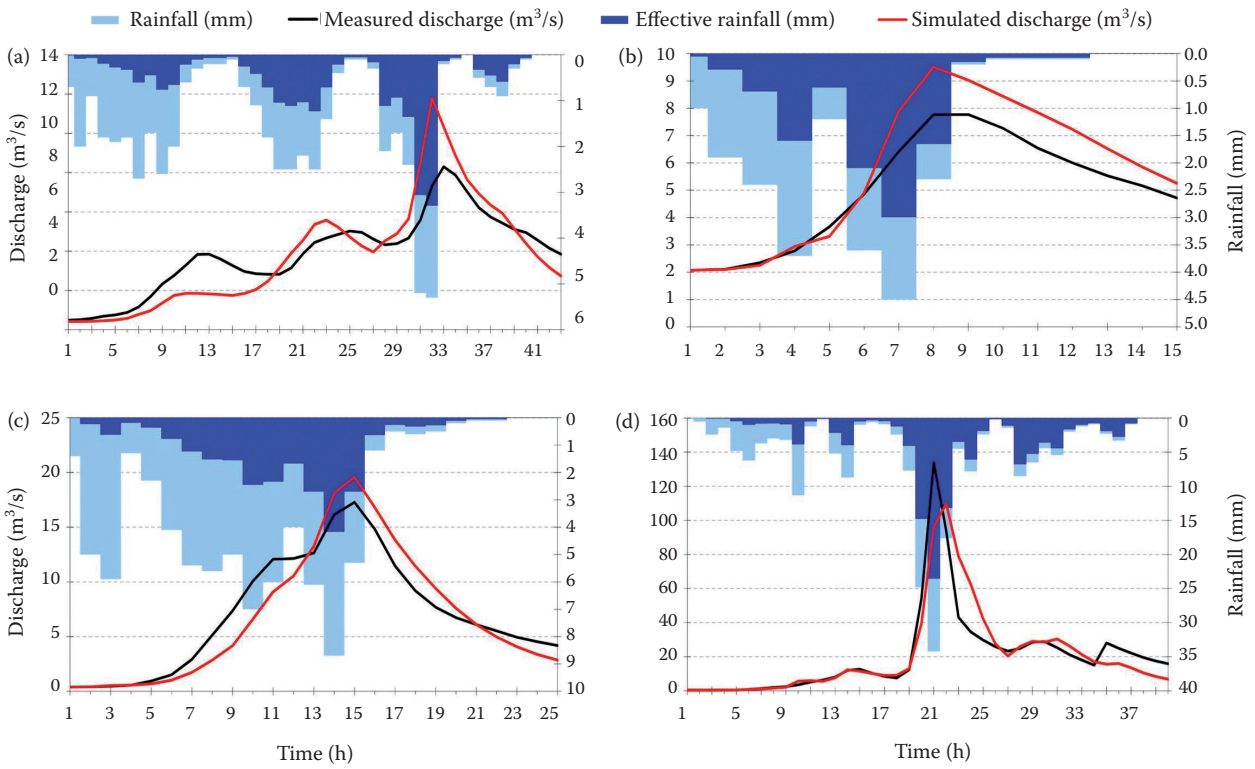


Figure 4. KINFIL validation Smědá: 29–30/10 2008 – episode 1 (a), 24–25/6 2009 – episode 2 (b), 23–25/7 2010 – episode 3 (c) and 6–8/8 2010 – episode 4 (d)

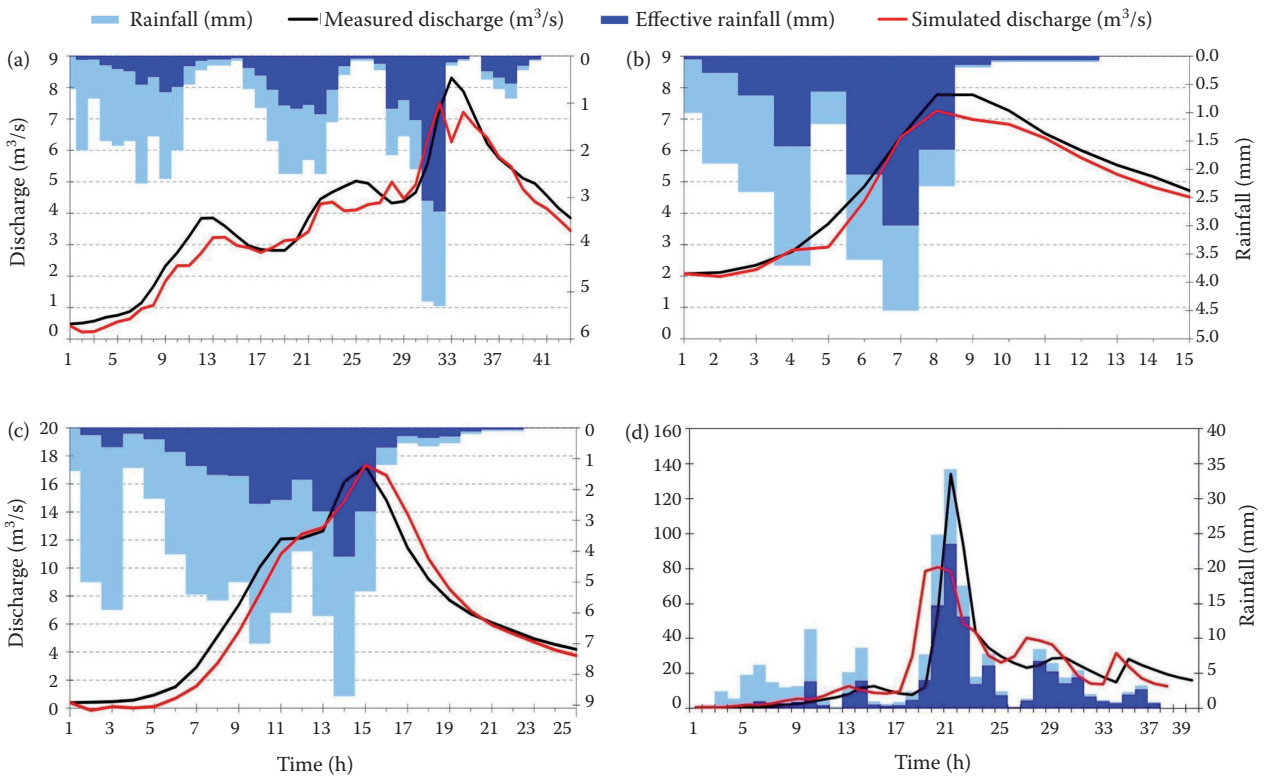


Figure 5. ANN Smědá: 29–30/10 2008 – episode 1 (a), 24–25/6 2009 – episode 2 (b), 23–25/7 2010 – episode 3 (c) and 6–8/8 2010 – episode 4 (d)

doi: 10.17221/16/2015-SWR

Table 10. Validation results of the artificial neural network (ANN) model

Episode		Nash-Sutcliffe coefficient	
1	29–30/10 2008	0.92	yes
2	24–25/6 2009	0.96	yes
3	23–25/7 2010	0.95	yes
4	6–8/8 2010	0.75	yes

## DISCUSSION

Concerning the KINFIL model, the essential question for hydrologists is which simplifications are right. Physically-based rainfall-runoff models attempt to link catchment behaviour with measurable properties (BEVEN 2001). However, scaling is a problem of magnitude. It is currently unclear whether this upscaling premise is correct. Catchment behaviour at larger scales can hardly be described by the same governing equations with effective parameters that somehow subsume the heterogeneity of the catchment (KIRCHNER 2009). Not only the subsurface conditions for unsaturated flow, but also the spatial distribution of the rainfall over a catchment area serve as good examples of heterogeneity. However, we tested the KINFIL model with four parameters only in order to avoid over-parametrization while keeping an adequate model structure (PERRIN *et al.* 2001; ANDRÉASSIAN 2004).

The Smědá catchment in the Jizerské hory Mts. has a very non-linear rainfall-runoff process. The shallow peat soils are poorly permeable, and precipitation extremes often cause soil erosion and even landslides. The KINFIL model in the version with parameter derivation of saturated hydraulic conductivity  $K_s$  and sorptivity  $S$  (at  $FC$ ), as a simple three-parameter model (along with Manning roughness  $n$ ), has proved not to be entirely reliable for simulating extreme runoff. The derived parameters from two calibration cases are applicable (Table 6), but only three out of four validated episodes are fully acceptable (Table 9).

Unlike a physically-based model, the mechanism of the artificial neural network ANN model involves approximating the relationship between rainfall (an input to the system) and runoff (an output from the system) represented by the available historical data. In our case, the calibration process is based on training the network on data from several episodes, irrespective of the physical system, the structure, and the governing equations. The robustness of the model is based on two important factors. The first factor is the reliability of data representing the

rainfall-runoff relations, while the second factor is the leave-one-out approach. It means that each simulation is calibrated on several episodes, and is validated on one episode that has not been used for calibration. All possible combinations of calibration and validation splits of the episodes were tested.

The most important issue that we had to address when calibrating the ANN model was over-fitting of the training data. The obvious non-linearity of the problem, represented by the data, calls for a more complex network design with a larger number of units. This conflicts with the rather small sizes of the datasets describing the episodes by means of one hour-based data. Thus, the networks of dozens of units in two layers have a tendency to capture too many details (maybe including rainfall measurement errors). The network parameters and the length of the training episode were therefore verified by means of the validation set results. Since our goal is not the best-possible performance of the training set, but relevant performance of the validation data, the models typically show better validation results than calibration.

## CONCLUSION

The rainfall-runoff processes in the Smědá basin are admittedly difficult to calibrate, especially in a model with a small number of parameters. Generally, the KINFIL model used here is a physically-based four-parameter 2D model (2 infiltration parameters and 2 transformations by a kinematic wave). When a version of the runoff  $CN$  curves was tested, the resulting values were used for deriving two parameters,  $K_s$  and  $S$ . Thus the four-parameter version was reduced to a three-parameter version. The selection of more recent calibration episodes (not from the 1960s and 1970s) would probably also help the simulation. We also assume that direct measurements of the soil hydraulic parameters using geo-statistical methods, instead applying  $CN$  methods to derive both infiltration parameters, would bring more relevant results. However, a method of that kind would be very laborious.

In the case of ANN models, it has been demonstrated that neural networks in general have the ability to capture the non-linear nature of the rainfall-runoff relationship, and the results are to a degree comparable with those obtained using hydrological models. The application of neural networks in this area raised several issues that needed to be dealt with. Due to the low statistical frequency of extreme episodes, the ANN model has to be trained on selected data where

these episodes are present, and most of the data is not of interest and has to be abandoned. Unfortunately, the amount of available data from extreme episodes is relatively small, taking into account the complexity of the inherent nonlinear relationship of the model. We therefore have to address the issue of a suitable network size. It has to be large enough for the problem to be modelled faithfully, but at the same time it should be small enough to generalize well. Our solution to this problem was to use the validation data performance as a stopping criterion during the calibration phase. This allowed us to stop the calibration before the algorithm started to over-fit the data. This problem should be further investigated in future, and several other methods for improving generalization should be employed. Ensembles of ANNs are a promising approach.

**Acknowledgement.** The authors gratefully acknowledge the financial support provided by Technology Agency of the Czech Republic (Project TA02020402 “Water regime optimisation to mitigate the impact of hydrological extremes”).

### References

- Andréassian V. (2004): Water and forests: from historical controversy to scientific debate. *Journal of Hydrology*, 291: 1–27.
- Beven K.J. (1979): On the generalized kinematic routing method. *Water Resources Research*, 15: 1238–1242.
- Beven K.J. (2001): *Rainfall-Runoff Modelling: The Primer*. Chichester, John Wiley & Sons.
- Čamrová L., Jílková J. (2006): Flood Damages and Tools for their Mitigation. Praha, IEEP, VŠE. (in Czech)
- Kibler D.F., Woolhiser D.A. (1970): The Kinematic Cascade as a Hydrologic Model. Hydrology Paper No. 39. Fort Collins, Colorado State University.
- Kirchner J.W. (2009): Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modelling, and doing hydrology backward. *Water Resources Research*, 45: W02429.
- Kovář P. (1992): Possibilities of design floods assessment using model KINFIL. *Journal of Hydrology and Hydro-mechanics*, 40: 197–220.
- Kovář P., Křovák F. (2002): *Torrent Control*. Praha, FLE ČZU. (in Czech)
- Kovář P., Vaššová D. (2012): *The KINFIL Model Manual*. Praha, FŽP ČZU. (in Czech)
- Kovář P., Pelikán M., Heřmanovská D., Vrana I. (2014): How to reach a compromise solution on technical and non-structural flood control measures. *Soil and Water Research*, 9: 143–152.
- Lax P.D., Wendroff B. (1960): Systems of conservation laws. *Communications on Pure and Applied Mathematics*, 13: 217–237.
- Lippmann R.P. (1987): An introduction to computing with neural nets. *IEEE ASSP Magazine*, 4: 4–22.
- Morel-Seytoux H.J., Verdin J.P. (1981): *Extension of the Soil Conservation Service Rainfall-Runoff Methodology for Ungauged Watersheds*. Fort Collins, Colorado State University.
- Nash J.E., Sutcliffe J.V. (1970): River flow forecasting through conceptual models. Part I, A discussion on principles. *Journal of Hydrology*, 10: 282–290.
- Neruda M., Neruda R., Kudová P. (2005): Forecasting runoff with artificial neural networks. Progress in surface and subsurface water studies at plot and small basin scale. In: 10<sup>th</sup> Conf. Euromediterranean Network of Experimental and Representative Basins (ERB), Turin, Oct 13–17, 2004: 65–69.
- Perrin C., Michel C., Andréassian V. (2001): Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of Hydrology*, 242: 275–301.
- Ponce V.M., Hawkins R.H. (1996): Runoff curve number: Has it reached maturity? *Journal of Hydrologic Engineering*, 1: 11–19.
- Rumelhart D.E., McClelland J.L. (1986): *Parallel Distributed Processing: Explorations in the Microstructure of Cognition I&II*. Cambridge, MIT Press.
- Singh V.P. (1976): A note of the step error of some partial finite-difference schemes used to solve kinematic wave equations. *Journal of Hydrology*, 30: 247–255.
- Singh V.P. (1996): *Kinematic Wave Modelling in Water Resources: Surface Water Hydrology*. New York, John Wiley&Sons.
- US SCS (1986): *Urban Hydrology for Small Watersheds*. Technical Release 55. Washington D.C., USDA.
- US SCS (1992): *Soil Conservation. Program Methodology*. Chapter 6.12: Runoff Curve Numbers. Washington D.C., USDA.
- WMO (1984): *Commission for Hydrology: Abridged Final Report of the Seventh Session*. Geneva, Aug 27–Sept 7, 1984, Secretariat of the World Meteorological Organisation.

Received for publication January 27, 2015

Accepted after corrections April 28, 2015

*Corresponding author:*

Prof. Ing. PAVEL KOVÁŘ, DrSc., Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta životního prostředí, Kamýcká 129, 165 21 Praha 6-Suchbát, Česká republika; e-mail: kovar@fzp.czu.cz



**STUDIE 7:** GREGAR, J., KOVAR, P., BACINOVA, H., BAZATOVA, T., 2017: A comparison of water regimes using the hydrological balance of two dump catchments in dry years in the Krusne Mountains. Soil and Water Research. Accepted.

# A Comparison of Water Regimes using the Hydrological Balance of Two Dump Catchments in Dry Years in the Krusne Mountains

JAN GREGAR, PAVEL KOVÁŘ, HANA BAČINOVÁ and TEREZA BAŽATOVÁ

*Faculty of Environmental Sciences. Czech University of Life Sciences Prague.*

*Czech Republic*

## Abstract

After surface mining of coal, one of the basic recultivation operations involves optimizing the water regime on dump catchments to deal with drought conditions. Two dump catchments in the Krusne Mountains in the Czech Republic were selected for a study to reveal whether the hydrological balance in these catchments is adequate to keep life in them on a sufficiently natural level. A comparison is made between the different hydrological conditions in the Radovesický and Loketský dump catchments. These dumps are located about 90 km apart. The Radovesický catchment lies in a precipitation shadow. The WBCM-6 water balance model has been implemented for this hydrological case study. The Radovesický dump catchment suffers from a much greater precipitation deficit than the Loketský dump catchment does. The long-term deficit in the Radovesický dump catchment is about 100 mm annually.

This paper analyses the growing season of the dry year 2003, in order to identify suitable biotechnical hydrological measures, in particular cascades of small reservoirs,

**Keywords:** water balance model, biotechnical measures, mining dump, landscape improvement.

## Introduction

The concept of recultivation after surface mining in the North-West Bohemian brown coal basin requires studies of water regimes in support of future restoration processes. The WBCM-6 hydrological model has been applied to exploited areas of the Loketský and Radovesický dump catchments. The 1 000 ha area of the Radovesický dump catchment, is at an elevation of 200 m to 400 m (see Fig. 1). It is located in the district Teplice and is the largest dump in the Most region. Its area is 1653 ha and the average thickness is 50 to 70 meters. Some parts have already been recultivated, part of the dump is left for spontaneous succession. It belongs to the B2 climatological region (*moderately warm, moderately dry, mainly with moderate winter*) and partly to the B3 region (*moderately warm, moderately wet, with moderate winter, hilly*). The average long-term temperature is 8°C to 9°C, and the annual precipitation does not exceed 500 mm. The Radovesický dump catchment has the lowest number of snow days of any catchment in Czechia (about 40 days). Due to the prevailing winds, the water regime tends to be very dry.

The Loketský dump catchment lies in the Eastern part of the Sokolov district, and is more than 500 ha in area. Its characteristic shape is elliptical, with a longer axis in the east-west direction. The land use is mostly forest that was recultivated in the past. It belongs to the B1 region (*moderately warm, dry, with moderate winter*), B2(*moderately warm, moderately dry, mainly with moderate winter*). The average long-term temperature is 7 - 8 C, and the annual average precipitation does not exceeds 700mm. A study project in 1985 investigated the recultivation of the whole dump complex as a unit, with the aim of creating an ecologically well-balanced locality, a landscape suitable for agriculture, and good living conditions for the inhabitants.

## 46 **Methods and Materials**

### 47 **The WBCM-6 Model**

48 Conceptual models are frequently applied in operational practice. However, they usually  
49 neglect the spatial variability of the parameters and state variables. They are often calibrated  
50 using measured stream flow data. Models of this type include HBV (Bergström 1995), SAC-  
51 SMA (Burnash 1995), TOPMODEL (Beven et al. 1995), SWAT (Arnold et al. 1998) and  
52 AFFDEF (Moretti and Montanari 2007). The parameters of models of this kind often cannot  
53 be measured in the field, or lack physical meaning. These models also suffer from lack of  
54 parameter identifiability, and from equifinality.

55 Recharge estimation is essential for proper management of a catchment area. There is a group  
56 of water balance models based on the water balance equation, e.g. simplified DHVSM model  
57 (Andrew and Dymond 2007), HIDROMORE (Sánchez et al. 2010), and the WBCM-6 model  
58 (Kovář and Vaššová 2010). The WBCM-7 model (Kovář et al. 2016) can be used to improve  
59 water regimes quantitatively with the use of water reservoirs.

60 This paper provides a comparison of the water balance in the growing season (April 1 to  
61 October 31) with the decadal balance in dry year 2003 for both dump catchment similarly  
62 with the exception of precipitation component. However, a higher difference in water balance  
63 components was in normal growing season 2004 on the Radovesický dump catchment, and  
64 also with the decadal water balance in normal year 2006 on the Loketský dump catchment. A  
65 growing season is the most important part of a hydrological year (November 1 to October  
66 31). The same year does not always indicate a property of a growing season in a normal year.  
67 Different hydrological conditions and the distance between both hydrometeorological stations  
68 (Bílina and Karlovy Vary) are the circumstances that do not allowed to use a growing season  
69 in one normal year. The water balance for a particular area in a given time span can be  
70 described by the equation (in mm):

$$SP = STF + SAE + ASM + GWR - BF \quad (1)$$

71 where  $SP$  is rainfall,  $STF = SOF + BF$  is total runoff, and  $SAE$  is actual evapotranspiration.  
72  $ASM$  is the change in soil moisture content,  $GWR$  is groundwater recharge,  $BF$  is baseflow,  
73 and  $SOF$  is direct runoff.

74 The net difference in groundwater storage is  $SNGWR$ , and it is calculated from (in mm):

$$SNGWR = SGWR - BF = ASM + GWR - BF \quad (2)$$

75 where  $SNGWR$  is the net change in subsurface storage (after subtracting  $BF$ ), and  $SGWR$  is  
76 the change in subsurface storage. The variable  $DGWR$  is the change in subsurface storage (i.e.  
77 soil water):

$$DGWR = ASM + SNGWR \quad (3)$$

78 The aim of implementing the WBCM-6 model was to quantify the water balance. It is a  
79 combined model with the unsaturated soil zone as a distributed part and the other zones  
80 conceptually structured. In principle, it is based on the integrated storage approach. Each  
81 storage element represents the natural storages of interception, the soil surface, the root zone,  
82 the whole unsaturated zone, and the active ground water zone. The model with a daily step  
83 computes the storage of each zone and treats the daily values, including the input and output  
84 rates, in line with physical regularities, as reflected by the system of recurrent final difference  
85 and algebraic equations balancing the following processes (Kovář et al. 2004; Kovář 2006):

86 (1) potential evapotranspiration, interception and throughfall, (2) surface runoff recharge, (3)  
87 root soil moisture zone dynamics, (4) soil moisture content and actual evapotranspiration, and  
88 (5) groundwater dynamics, baseflow and total flow.

89 We have carried out the three-years project (i.e. 2009 – 2011, NAZV QG92091) which has  
90 highlighted hydrology. The land use on both catchments and with large areas without a proper  
91 cultivation are spontaneously and irregularly changing. In 2003 to 2006 were the parts of  
92 forested and ploughed land were almost the same but since ten years of a lesser tillage, the  
93 percentage of agriculture slowly disappears. Only pastures remain. Therefore we have applied  
94 the Curve Number (CN) methodology that is closer to hydrology (e.g. Radovesický CN = 77,  
95 Loketský CN = 72). Some water pool areas in depressions on the Loketský dump catchment  
96 grow more spontaneously due to a seasonal rainfall component in water balance there. Such a  
97 previous idea has been confirmed.

98

99 The WBCM-6 model has 11 parameters, but only three of them are to be optimized (Kulhavý  
100 and Kovář 2000): **SMAX** (mm) a parameter representing the maximum capacity of the  
101 unsaturated zone, **GWM** (mm), a parameter representing the maximum capacity of the  
102 saturated zone, and **BK** (days), the transformation parameter of the base flow.

103 **The individual parameters have the following physical meaning:**

104	AREA	Catchment area (km <sup>2</sup> )
105	FC	Average field capacity of the unsaturated zone (-)
106	POR	Average total porosity (-)
107	KS	Hydraulic conductivity (mm.h <sup>-1</sup> )
108	DROT	Average depth of the root zone (mm)
109	WIC	Upper limit of interception (mm)
110	ALPHA	Non-linear filling function exponent (-)
111	<b>SMAX</b>	Maximum capacity of the unsaturated zone mm)
112	<b>GWM</b>	Maximum capacity of the groundwater zone (mm)
113	<b>BK</b>	Baseflow transformation parameter (day)
114	CN	Curve Number (US SCS NRSC, 1986, 1992) (-)

115 The modified Penman-Monteith method (Penman 1963; Monteith 1965), and also the  
116 Priestley-Taylor method (Priestley and Taylor 1972), and the Turc method (Turc 1961) are  
117 used for computing the daily potential evapotranspiration values. The model unit that  
118 computes the actual interception and throughfall is based on a simulation of the irregular  
119 distribution of the local interception capacities around their mean value, WIC.

120 The US Natural Resources Conservation Service method, based on Curve Number (CN)  
121 assessment (NRCS 1986), was used for quantifying direct runoff. The standard procedure for  
122 the initial CN value was accepted, and the daily storages of the active zone, SS, were  
123 computed by this procedure. The recharge of the root zone, and thus of all unsaturated zones,  
124 depends greatly on the previous soil moisture content, and is controlled by the KS of the FC  
125 parameters. The evaluation procedure is based on the assumption that the distribution of the  
126 local FC values around their average is linear.

127 The exhaustion function with negative input represents the prevailing evapotranspiration in  
128 the daily step. This is applied for the root zone and also for the lower layer of unsaturated soil.  
129 Parameters P2 and P7 are based on particular soil retention curves: P2 = 0.2, P7 = 0.7 (loamy  
130 soils), 0.6 for clay soils and 0.8 for sandy soils. Parameter P1 = 0.1 describes very dry  
131 conditions for stomata transpiration. Linear retention curves can be substituted by a non-linear  
132 curve introducing parameter ALPHA.

133 The WBCM-6 model describes deep infiltration that recharges a groundwater zone and base  
134 flow while the upward capillary flux evaporates when evaporative conditions are favourable.  
135 Simultaneously, the exhaustion from this zone due to evapotranspiration is computed. To  
136 simulate this procedure, use is made of the proportions between the actual evapotranspiration  
137 and the potential evapotranspiration, according to the soil moisture content and according to  
138 the particular physical properties of the soil. The saturated zone is filled with groundwater  
139 recharge and is depleted through the base flow. Automatic optimization of parameters  
140 **SMAX**, **GWM** and **BK** is applied where the efficiency of the model can be controlled by  
141 minimizing the sum of least squared differences between the computed decades and the  
142 observed decades (periods of 10 days) of the annual water balance or of the vegetation period  
143 water balance (Rosenbrock, 1960).

## 144 **Results**

145 The water balance was simulated for both areas for a growing season 2003 (dry), in the form  
146 of decadal monthly water balances for 2004 (normal) on the Radovesicky dump catchment  
147 and for 2006 (normal) on the Loketsky dump catchment. Our interest was focused on dry  
148 years, as the aim of our study is to protect the water balance of dump catchments, in particular  
149 the water balance of the Radovesicky dump catchment. The water balance simulation of the  
150 vegetation periods in dry year 2003 is the most important episode in our study. This year  
151 shows the importance of precipitation as the fundamental component of the water balance  
152 equation.

153 The differences in rainfall, *SP*, and in water deficits between potential and actual evapotrans-  
154 piration (*SPE* - *SAE*) show clearly the character of each period (dry or normal). The second  
155 indicator is the net change in subsurface storage (*SNGWR*), which is a figure that usually  
156 expresses a deficit in growing periods. Tab. 1 presents an overview of the decade (10 days)  
157 values in 2003 on the Radovesicky dump catchment, and Tab. 2 presents the values on the  
158 Loketsky dump catchment. These tables are computed by subtracting the components of the  
159 water balance equation.

160 Figures 4 and 5 present the major graphs produced in this study, which express the decade  
161 water balance for the tested growing seasons. They are arranged sequentially step-by-step as  
162 graphs, subtracting the water balance components on the right side of the equation for each  
163 decade. i.e.(1): *SP*, (2): *SP* - *SAE*, (3): *SP* - *SAE* - *STF*, (4): *SP* - *SAE* - *STF* - *DGWR*. The last  
164 component, *DGWR*, expresses the subsurface water storage as the sum of the water in both the  
165 unsaturated zone and the saturated zone (*ASM* + *SNGWR*). Negligible imbalances can be  
166 observed in a few decades, when they are considered separately. These imbalances (*DIF*) are  
167 computed by:

$$115 \quad DIF = SP - SAE - STF - DGWR \quad (4)$$

168 The very small differences (*DIF*) are due to the fact that all balance components are  
169 calculated independently by the model, without forcing the balance processes to close at the  
170 end of each day. However, these imbalances, with values lower than 1.0%, which are usually

171 observed for the entire vegetation periods, indicate that the parameterisation of the model is  
172 satisfactory.

173 The sum of the imbalances (i.e. the differences) is then expressed by:

$$SDIF = \sum_{i=1}^N DIF_i \quad (5)$$

174 where  $SDIF$  is the total difference between the left and right balance equation for the annual  
175 growing period (mm), and  $DIF_i$  is the difference between the decadal left and right balance  
176 equation in decade  $i$  (mm). These differences can also be expressed as a percentage:

177 The differences in the water balance equation on the Radovesicky dump catchment in 2003  
178 are:  $SDIF = 0.90$  mm (0.37%), and on the Loketsky dump catchment:  $SDIF = -0.27$  mm (-  
179 0.05%).

180 The rainfalls are 23% higher on the Loketsky dump catchment area than on the Radovesicky  
181 catchment. For this reason, other major water balance components are also considerably  
182 higher there. Other components of the water balance are therefore hardly able to improve the  
183 water regime on the Radovesicky catchment. Biotechnical measures are needed to improve  
184 retention and accumulation. This situation calls for more advanced “water harvesting”  
185 technologies. For example, a system of small reservoirs can be constructed, infiltration ditches  
186 can be managed, and other water regime improvement measures can be introduced.

## 187 Discussion

188 The analysis of the water balance equation leads to the mass conservation equation, which can  
189 be derived from eq. (1):

$$(ASM + GWR) = SP - STF - BF - SAE \quad (6)$$

190 All variables are understood to be functions of time, averaged over the whole catchment area  
191 (Kirchner 2009). According to Kirchner’s analysis, eq. (6) should take into account how its  
192 individual terms can be measured to find the degree of uncertainty of their values. The  
193 precipitation ( $SP$ ) calculations are local, and are consequently loaded with the highest bias;  
194 the  $SAE$  data depend on the evapotranspiration method that is used. However, global radiation  
195 data and unsaturated soil moisture parameter measurements ensure reliability only when they  
196 are measured in areal transects that are reasonably well selected. The soil moisture dynamics  
197 ( $ASM$ ) is then computed by data calculations. The direct runoff component ( $SQ$ ) and the  
198 baseflow component ( $BF$ ) cannot be calculated directly. Instead, we applied the measured  
199 groundwater tables. These values also depend on the selection of borehole sites. This problem  
200 was also described by Banks et al. (2011), who assessed the spatial and temporal connectivity  
201 between surface water and groundwater in a regional catchment. Implementation of soil  
202 moisture assimilation data was also described in a similar way by Han et al. (2012), who  
203 investigated how surface layer soil moisture data affect all hydrological processes at  
204 catchment scale.

## 205 Conclusions

206 This paper has compared the water balance in the growing seasons in a distinctly dry year  
207 (2003) with the water balance in two normal years, 2004 and 2006. The water balance data  
208 were measured on the Radovesicky and Loketsky dump catchments in the Krusne Mountains.  
209 The hydrological balance was computed using the WBCM-6 model. The following  
210 innovations in water balance modelling were introduced:

- 211 • The climate data measurements and the data collection were done using state-of-the-  
212 art technology. A CHMI meteorological stations at Bílina and Karlovy Vary with an  
213 automatic measurement system was used. There was a charger connected to a solar  
214 panel. For the WBCM-6 model, the climate data was measured with a time step of 1  
215 hour.
- 216 • **Measurement of daily input climate data** (by CHMI Ústí n. L.):  
217 Precipitation, Air temperature, Air humidity, Solar Radiation, Daily duration of sun  
218 shine, Wind speed  
219 **Soil hydrology** (FZP CZU):  
220 Soil moisture in a root zone, Curve Number CN, Water storage due to CN, Initial soil  
221 moisture, Average total porosity, Average field capacity, Assessment of the major  
222 parameters SMAX, GWM and BK (as the starting values).
- 223 • This paper has provided a specific hydrological study for use as background  
224 information for reclamation in an engineering system project planned for improving  
225 the water regimes in the area. Due to biotechnical measures a growing period, it has  
226 been given preference to study drought.

## 227 **Acknowledgement**

228 The field studies, model improvement, assessment and evaluation have been supported by the  
229 Technological Agency of the Czech Republic, under Project TACR TA02020402 Water  
230 regime optimization to mitigate impact on hydrological extremes.

## 231 **References**

- 232 Andrew R.M., Dymond J.R. (2007): A distributed model of the water balance in the Motueka  
233 catchment. New Zealand. Environmental Modelling & Software. 22. 1519–1528.
- 234 Arnold J.G., Srinivasan R., Muttiah R.S., Williams J.R. (1998): Large area hydrologic  
235 modeling and assessment part I: Model development. Journal of the American Water  
236 Resources Association. 34(1). 73–89.
- 237 Banks E.W., Simmons C.T., Love A.J., Shand P. (2011): Assessing spatial and temporal  
238 connectivity between surface water and groundwater in a regional catchment: Implications for  
239 regional scale water quantity and quality. Journal of Hydrology. 404(1-2). 30–49.
- 240 Bergström S. (1995): The HBV model. In Singh. V. P. (Ed.). Computer models of watershed  
241 hydrology (pp. 443–520). Highlands Ranch. Colorado. USA: Water Resources Publications.
- 242 Beven K.J., Lamb R., Quinn P., Romanowicz R., Freer J. (1995): TOPMODEL. In Singh. V.  
243 P. (Ed.). Computer models of watershed hydrology (pp. 627–668). Highlands Ranch,  
244 Colorado, USA: Water Resources Publications.
- 245 Burnash R.J.C. (1995): The NWS river forecast system – Catchment modelling. In Singh. V.  
246 P. (Ed.). Computer models of watershed hydrology (pp. 311–366). Highlands Ranch.  
247 Colorado. USA: Water Resources Publications.
- 248 Han E., Merwade. V., Heathman G.C. (2012): Implementation of surface soil moisture data  
249 assimilation with watershed scale distributed hydrological model. Journal of Hydrology. 416-  
250 417. 98–117.
- 251 Kirchner J.W. (2009): Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization.  
252 rainfall-runoff modelling and doing hydrology backward. Water Resources Research. doi:  
253 10.1029/2008/WR006912.

254 Kovář P., Vaššová D. (2010): Impact of Arable Land to Grassland Conversion on the  
255 Vegetation-Period Water Balance of Small Agricultural Catchment (Němčický Stream). *Soil*  
256 *and Water Research*. 5(4). 128–138.

257 Kovář P. (2006): The extent of land use impact on water regime. *Plant, Soil and Environment*.  
258 52(6). 239–244.

259 Kovář P., Cudlín P., Šafář J. (2004): Simulation of Hydrological Balance on Experimental  
260 Catchments Všeminka and Dřevnice in the extreme periods 1992 and 1997. *Plant, Soil and*  
261 *Environment*. 50(11). 478–483.

262 Kovář P., Heřmanovská D., Hadaš P., Hrabalíková M., Pešková J. (2016): Water balance  
263 analysis of the Morava River floodplain in the Kostice-Lanžhot transect using the WBCM-7  
264 model. *Environ Monit Assess* (2016) 188: 74, DOI 10.1007/s10661-015-5080-7.

265 Kulhavý Z., Kovář P. (2000): Využití modelů hydrologické bilance pro malá povodí. Praha:  
266 VÚMOP Praha.

267 Monteith J.L. (1965): Evaporation and Environment. In Fogg. G. E. (Ed.). *The State and*  
268 *Movement of Water in Living Organisms* (pp. 205–234). UK: Academic Press for the Society  
269 for Experimental Biology.

270 Moretti G., Montanari A. (2007): AFFDEF: A spatially distributed grid based rainfall–runoff  
271 model for continuous time simulations of river discharge. *Environmental Modelling &*  
272 *Software*. 22. 823–836.

273 US SCS NRCS (1986): *Urban Hydrology for Small Watersheds*. Technical Release 55 (13).  
274 Washington D. C.: U.S. Department of Agriculture.

275 US SCS NRCS (1992): *Soil Conservation. Program Methodology*. Chapter 6. 12: Runoff  
276 Curve Numbers, USA, 13 pp.

277 Penman H. L. (1963): *Vegetation and Hydrology*. Harpenden. U. K: Technical Committee 53.  
278 C. Bureau of Soils.

279 Priestley C.H.B., Taylor R.J. (1972): On the assessment of surface heat flux and evaporation  
280 using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*. 100. 81–82.

281 Sánchez N., Fernández J.M., Calerab A., Torres E., Gutiérrez C.P. (2010): Combining remote  
282 sensing and in situ soil moisture data for the application and validation of a distributed water  
283 balance model (HIDROMORE). *Agricultural Water Management*. 98. 69–78.

284 Rosenbrock H.H. (1960): An automatic method for finding the greatest or least value of a  
285 function. *Computer Journal* 3, 1960.

286 Turc L. (1961): Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle.  
287 *Annales agronomiques*. 12. 13–49.

288



289 **Table 1:** Deductible decade water balance of the Radovesický dump-catchment in dry year  
 290 2003 (1. 4. – 31.10.2003)

<b>Deductible graph: Decade (10 days) hydrological balance</b>				
DECADE	RAINFALL	EVAPOR.	RUNOFF	SOIL WAT.
	SP (mm)	SAE (mm)	STF (mm)	DGWR (mm)
1	3.30	-10.90	-11.70	-23.50
2	17.30	-1.50	-3.20	-4.61
3	1.80	-15.10	-16.20	-31.21
4	20.70	-5.10	-7.40	-13.71
5	20.10	3.60	1.00	-1.96
6	0.70	-25.50	-26.30	-51.69
7	7.20	-22.80	-23.20	-46.13
8	14.60	-11.60	-14.00	-27.20
9	12.80	-11.20	-13.40	-26.09
10	43.40	28.80	22.30	-2.03
11	7.40	-9.20	-10.30	-19.90
12	50.40	33.80	26.90	-1.80
13	0.00	-18.60	-19.50	-38.07
14	3.30	-18.30	-18.40	-36.63
15	1.40	-14.40	-14.40	-28.78
16	1.10	-8.90	-8.90	-17.70
17	9.50	1.70	1.40	-0.12
18	0.00	-6.60	-6.60	-13.22
19	15.90	9.60	9.10	0.63
20	7.50	2.90	2.30	-0.97
21	4.00	1.00	0.90	-0.08

291

292

293 **Table 2:** Deductible decade water balance graph of the Loketsky dump-catchment in dry year  
 294 2003 (1. 4. – 31.10.2003)

<b>Deductible graph: Decade (10 days) hydrological balance</b>				
DECADE	RAINFALL	EVAPOR.	RUNOFF	SOIL WAT.
	SRAIN (mm)	SAE (mm)	STF (mm)	DGWR (mm)
1	10.70	-1.30	-2.30	-8.60
2	14.00	-6.50	-8.20	-14.80
3	2.70	-10.40	-11.70	-21.70
4	5.00	-17.40	-17.70	-34.90
5	29.40	12.70	9.00	-3.10
6	24.00	5.00	-3.10	-4.40
7	5.00	-17.10	-17.80	-34.90
8	38.60	16.70	7.50	-3.60
9	0.70	-21.30	-22.20	-43.50
10	37.90	22.20	16.40	-3.70
11	3.80	-14.10	-14.50	-28.60
12	51.50	31.50	23.80	-2.30
13	0.00	-17.60	-19.80	-37.30
14	2.70	-14.30	-14.40	-28.70
15	2.80	-11.10	-11.10	-22.30
16	8.50	-1.40	-1.60	-3.10
17	17.30	9.80	7.50	-1.00
18	1.10	-6.40	-6.50	-12.90
19	27.00	21.50	19.50	0.30
20	23.00	17.80	12.10	-4.20
21	9.00	5.90	5.10	-1.20

295 **Table 3:** Seasonal hydrological balance of the Radovesicky dump catchment in 2003 (dry)  
 296 and in 2004 (normal) in mm

<b>Radovesicky seasonal balance 1. 4. - 31. 10. in mm</b>	<b>2003</b>	<b>2004</b>
RAINFALL SP	243.9	340.9
TOTAL RUNOFF STF	31.4	53.3
SURFACE RUNOFF SOF	16.6	27.6
BASIC FLOW BF	14.8	25.7
POTENTIAL EVAPOTRANSPIRATION SPE	516.5	422.7
ACTUAL EVAPOTRANSPIRATION SAE	341.6	336.5
INFILTRATION RECHARGE SRECH	180.5	245.6
DIFFERENCE IN SOIL MOISTURE ASM	-171.4	-123.2
GROUNDWATER RECHARGE SGWR	56.3	100.2
NET GROUNDWATER RECHARGE SNGWR	41.4	74.4

298 **Table 4:** Seasonal hydrological balance of the Loketsky dump-catchment in 2003 (dry) and in  
 299 2006 (normal) in mm

<b>Loketsky seasonal balance 1. 4. - 31. 10.</b>	<b>2003</b>	<b>2006</b>
RAINFALL SP	315.3	419.3
TOTAL RUNOFF STF	54.4	78.7
SURFACE RUNOFF SOF	23.1	25.2
BASIC FLOW BF	31.3	53.5
POTENTIAL EVAPOTRANSPIRATION SPE	390.2	378.3
ACTUAL EVAPOTRANSPIRATION SAE	312.2	329.7
INFILTRATION RECHARGE SRECH	221.2	299.7
DIFFERENCE IN SOIL MOISTURE ASM	-116.5	-98.4
GROUNDWATER RECHARGE SGWR	93.3	161.5
NET GROUNDWATER RECHARGE) SNGWR	62.0	108.0

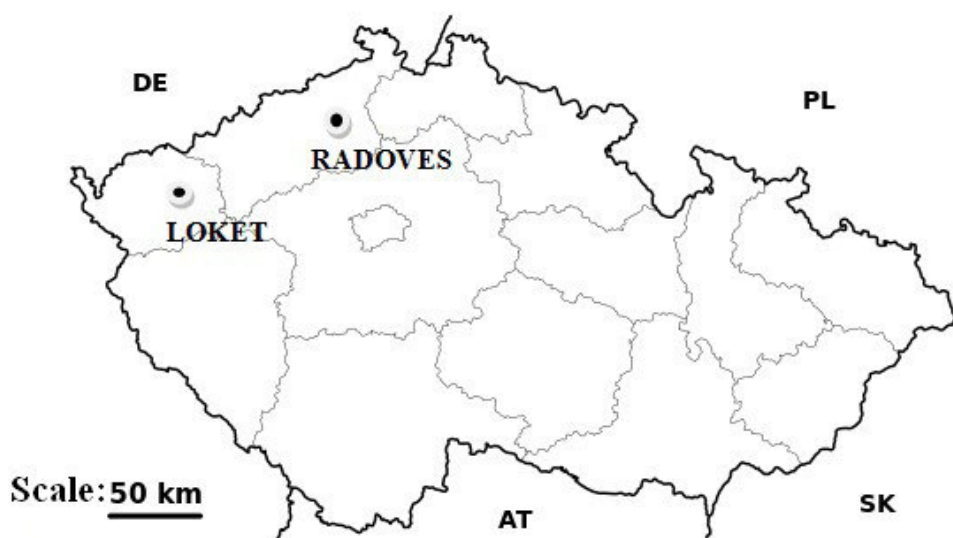
300

301 **Table 5:** Major component water balance differences between the Radovesicky and Loketsky  
 302 dump catchments in dry period 2003

<b>Water Balance Component</b>	<b>Radovesicky catchment (mm)</b>	<b>Loketsky catchment (mm)</b>
Rainfall SP	243.9	315.3
Total runoff STF	31.4	54.4
Actual Evapotranspiration SAE	341.6	312.2
Difference in soil moisture ASM	-171.4	-116.5
Net groundwater recharge SNGWR	41.4	62.0

303

304 **Figure 1:** The locations of the Radovesicky and Loketsky dump catchments



305

306 **Figure 2:** *The Radovesický dump catchment area*



307

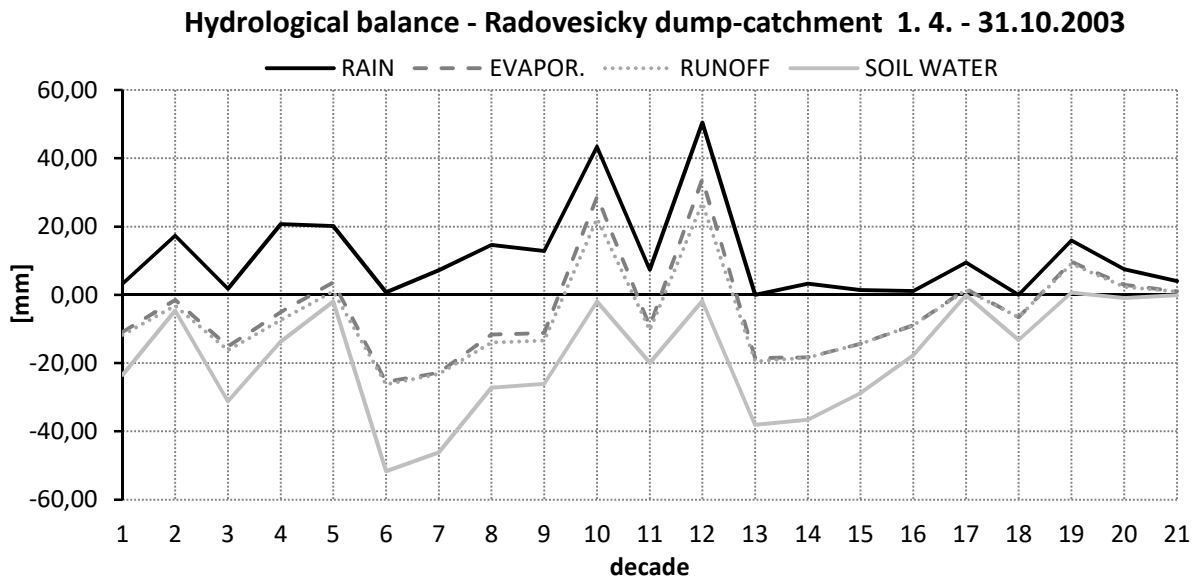
308 **Figure 3:** *The Loketský dump catchment area*



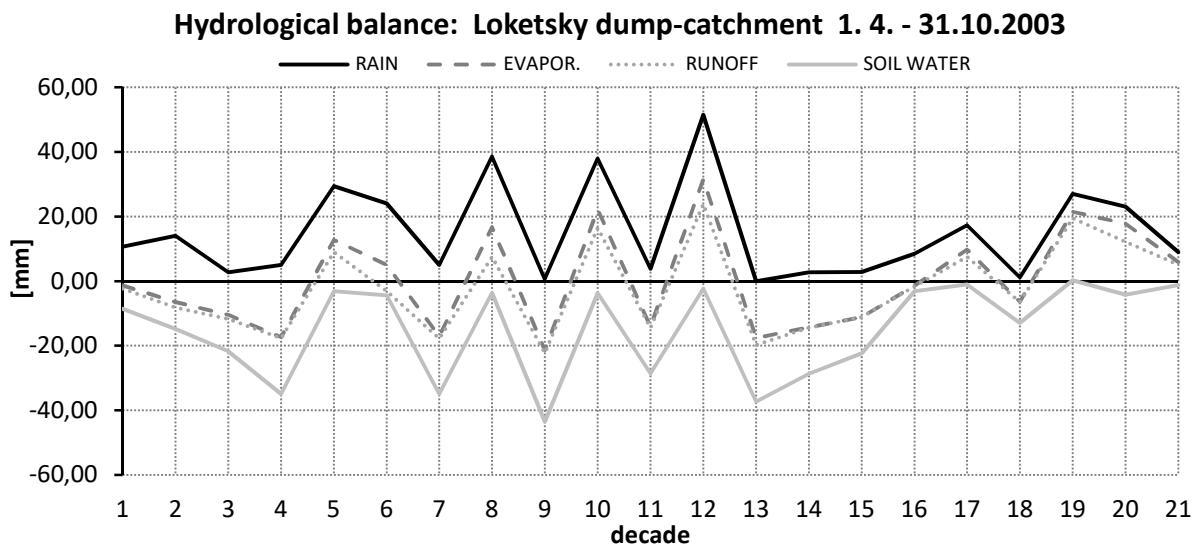
309

310

311 **Figure 4:** Deductible decade water balance graph of the Radovesický dump catchment in the  
 312 growing season of 2003



313  
 314 **Figure 5:** Deductible decade water balance graph of the Loketský dump catchment in the  
 315 growing season of 2003



316