



## **PŘÍLOHA E:**

# **METODICKÝ POSTUP ANALÝZY SUCHA SOFTWARE MODELU, 2015 TAČR TA02020402 CERTIFIKOVANÁ METODIKA MODELU FOURIER**

**PROF. ING. P. KOVÁŘ, DRSC.**

**ING. Š. DVOŘÁKOVÁ, PH.D.**

**MGR. J. ZEMAN, PH.D.**

**KATEDRA BIOTECHNICKÝCH ÚPRAV KRAJINY, FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ NA ČESKÉ  
ZEMĚDĚLSKÉ UNIVERZITĚ V PRAZE**

**září 2015**

## **Obsah**

1. <b>Popis Metodiky</b> .....	3
2. <b>Výsledky a diskuze</b> .....	5
3. <b>Literatura</b> .....	12
4. <b>Software (zdrojový program Fortran)</b> .....	14

## 1. Popis Metodiky

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. Harmonické funkce vlastní vztahu srážka-odtok se v důsledku matematicky podobných vztahů evapotranspirace-odtok, neboli harmonické snižování odtoku územním výparem v cyklu den/noc se dají řešit analogicky. Proto lze navázat na anotaci v Metodice, která končí rovnicí (1), v principu použitelnou pro oba hydrologické procesy. Proto také použijeme systém číslování rovnic jako navazující. Rov. (2) navazuje na rov. (1) a v anotaci mají obě stejnou levou stranu, tj. explicitně definovaný výstup  $yc(t)$ .

Výraz v rov. (1):  $x(i) \cdot u(n-1)$  v konečných mezích  $(n-1)$  vyjadřuje konvoluční procedura, neboli sčítání násobků  $x(i) \cdot u(n-1)$  jestliže  $x(t)$  není rovno nule, potom vypočtené průtoky  $yc(t)$  mohou být vyjádřené rov. (2), která je známá jako Fourierův rozvoj:

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

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

Tato funkce je ortogonální (Hardy & Roginski, 1971; O'Donnell, 1960) a je známo, že platí v intervalu  $0 \leq t \leq n$ , tedy v každém časovém bodě  $t$ .

Touto výstupní funkcí  $yc(t)$  je harmonická vlnová funkce transformovaná evapotranspirací s koeficienty  $A_r, B_r$ :

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

$$B_r = \frac{n}{2} (a_r \cdot \beta_r - b_r \cdot \alpha_r) \quad (3)$$

Vstupní funkcí je výtoková čára, tj. dolní část sestupné větve hydrogramu  $x(t)$ , buď již přímka, nebo plochá exponenciála (Boussinesq), aproximovaná Fourierovým rozvojem  $a_r, b_r$ , kde podobně jako v rov. (3) je  $r$  je index harmonických koeficientů, ( $r$  je počet těchto koeficientů). Kosinové a sinové funkce Fourierovy řady jsou navzájem ortogonální pro kteroukoliv dvojici, mimo  $n = n/2$ . Koeficienty  $a_r, b_r$  v rov. (4) jsou dány:

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

$$b_r = \frac{2}{n} \int_0^n g(t) \cdot \sin r \frac{2\pi t}{n} dt \quad (4)$$

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  $n$ , použijeme-li součinitelů  $[a, b]$  pro  $x(t)$ ,  $[A, B]$  pro  $y(t)$  a  $[\alpha, \beta]$  pro  $u(t)$ , dostaneme dosazením do konvolučního integrálu, což je vyjádření výstupu, potřebné algebraické součinitele.

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

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

$$\beta_r = \frac{2}{n} \cdot \frac{a_r \cdot B_r - b_r \cdot A_r}{a_r^2 + b_r^2} \quad (5)$$

Tento transformační proces  $x(t) \longrightarrow yc(t)$  je tedy opět založen na aproximaci Fourierovy řady s koeficienty  $\alpha_0, \alpha_r, \beta_r$ . Transformační funkcí  $u(t)$  tedy je:

$$u(t) = \alpha_0 + \sum_{r=1}^{n-1} \left( \alpha_r \cdot \cos r \frac{2\pi t}{n} + \beta_r \cdot \sin r \frac{2\pi t}{n} \right) \quad (6)$$

Nyní, jestliže jsou všechny párové koeficienty vypočtené ( $a, b; \alpha, \beta; A, B$ ) je žádoucí se vrátit k rovnici (1) a řešit ji s dosazením všech dříve vypočtených koeficientů:

$$g(t) = yc(t) = A_0 + \sum_{r=1}^{n-1} \left( A_r \cdot \cos r \frac{2\pi t}{n} + B_r \cdot \sin r \frac{2\pi t}{n} \right) \quad (7)$$

Řada  $yc(t)$  je Fourierovým rozvojem  $g(t)$  v interval  $1 < t < n$  a reprezentuje každý časový krok  $\Delta t$ . Kosinové a sinové funkce  $yc(t)$  jsou tedy navzájem k sobě ortogonální (kolmé) vyjadřují výsledné hodnoty.

Tento metodický postup vyžaduje dobré charakteristiky sucha, výrazné podmínky výparu i fyziologické podmínky transpirace. Malá povodí (do několika km<sup>2</sup>), kde rozdíly mezi průtoky v noci a ve dne mohou být výrazné, jsou také předpokladem získání kvalitních dat. Jedním z těchto povodí je nesporně Starosuchdolský potok. Z měření průtoků, datovaného od roku 2011, na tomto experimentálním povodí uvádíme Tab. 1, která poskytuje vybrané charakteristiky povodí. 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. Z lesních druhů je nejvíce zastoupena olše (*Alnus glutinosa*), jasan (*Fraxinus excelsior*), dub (*Quercus robur*) a sporadicky habr (*Carpinus betulus*) vedle keřové a bylinné vegetace.

Starosuchdolský potok pramení v severní části starého Suchdola, části Prahy 6, v nadmořské výšce 230 m n. m. Délka toku k uzávěrovému profilu je zhruba 580 m a plocha povodí činí 2,95 km<sup>2</sup>. Tvoří pravostranný přítok ve 2,3 km Únětického potoka, který se pak vlévá do Vltavy. Morfologie terénu 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%. Po geomorfologické stránce povodí spadá do okrsku Turské plošiny, severní část Kladenské tabule, jež je utvářena převážně horninami svrchního proterozoika a je zpestřena zbytky cenomanských a spodnoturských slepenců, pískovců, jílovců a spongilitů.

Z pedologického hlediska je povodí rozděleno zhruba do tří základních geomorfologických formací, a to půdy rozlehlých plošin, niva toku a svažité pozemky přikloněné k toku potoka. Plošiny jsou představovány hnědozeměmi na spraši, převážně illimerizovanými, písčitohlinitými, jedná se tedy o ornou půdu spíše vyšší bonitace. 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. Povodí je z části

zemědělsky obhospodařováno (53%) a zastavěno (36%). Lesní plochy, nacházející se v severní části povodí okolo vodního toku, tvoří směs polopřírodních smíšených lesů.

Tab. 1: Fyzicko – geografické parametry povodí Starosuchdolského potoka

Parametry povodí	Jednotky	Označení	Celé povodí
Číslo hydrologického pořadí IV (Únětický potok)	-	-	1-12-02-014
Plocha povodí	km <sup>2</sup>	F	2,946
Nejvyšší kóta povodí	m n.m.	H <sub>max</sub>	335,000
Nejnižší kóta povodí	m n.m.	H <sub>min</sub>	211,000
Absolutní výškový rozdíl	m	V <sub>a</sub>	124,000
Výška pramene toku	m n.m.	H <sub>pr</sub>	230,000
Délka údolí toku	km	L <sub>ú</sub>	3,700
Délka hlavního toku	km	L <sub>t</sub>	0,580
Délka rozvodnice	km	O	9,100
Sklon údolí toku	%	i <sub>ú</sub>	5,400
Plocha lesů	km <sup>2</sup>	S <sub>l</sub>	0,104
Plocha orné půdy	km <sup>2</sup>	S <sub>op</sub>	1,564
Plocha luk a pastvin	km <sup>2</sup>	S <sub>lp</sub>	0,218
Plocha zahrad, ostatní zatravněná plocha	km <sup>2</sup>	S <sub>za</sub>	0,357
Plocha urbanizovaného intravilánu	km <sup>2</sup>	IN	1,061

## 2. Výsledky a diskuze

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, 2006; Tallaksen, 1995; aj.) a jako autoři této studie se k nim rádi připojujeme. Z řady epizod suchého období od roku 2011 na tomto povodí byla vybrána pouze 1 epizoda (z důvodu omezeného rozsahu příspěvku):

EPIZODA 1: 8. 8. 2 hod – 16. 8. 20 hod 2012

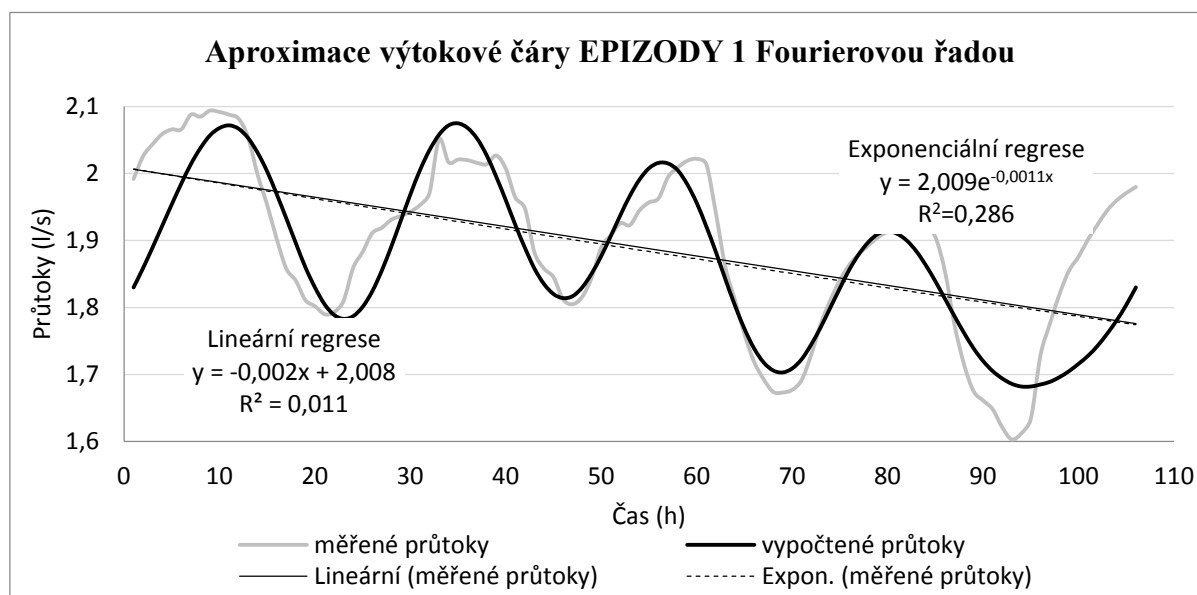
Časový krok  $\Delta t$  měření je flexibilní, pro tuto studii jsme vybrali  $\Delta t = 1,0$  hod. Měřitelná výška vodní hladiny Thomsonova přelivu je od 0,0 m do 1,0 m, typ hladinoměru Vega Vegawell 71, k digitalizaci výsledků je použit AD konvertor DRAK3, data jsou k dispozici on-line na příslušných katedrách ČZU v Praze. Zatím bylo změřeno 7 bezdešťových období, nejdelší z nich třítýdenní.

Matematickým modelem FOURIER (Kovář, 2014), který považujeme za svůj originální projekt pro širší účelové spektrum, byly aproximovány vybrané epizody měřených průtoků Fourierovým rozvojem. Tři epizody, již výše zmíněné, doplněné lineární a exponenciální regresí byly použity k ilustraci metody aproximace experimentální průtokové řady. Tab. 2 poskytuje numerické hodnoty vypočtených regresí.

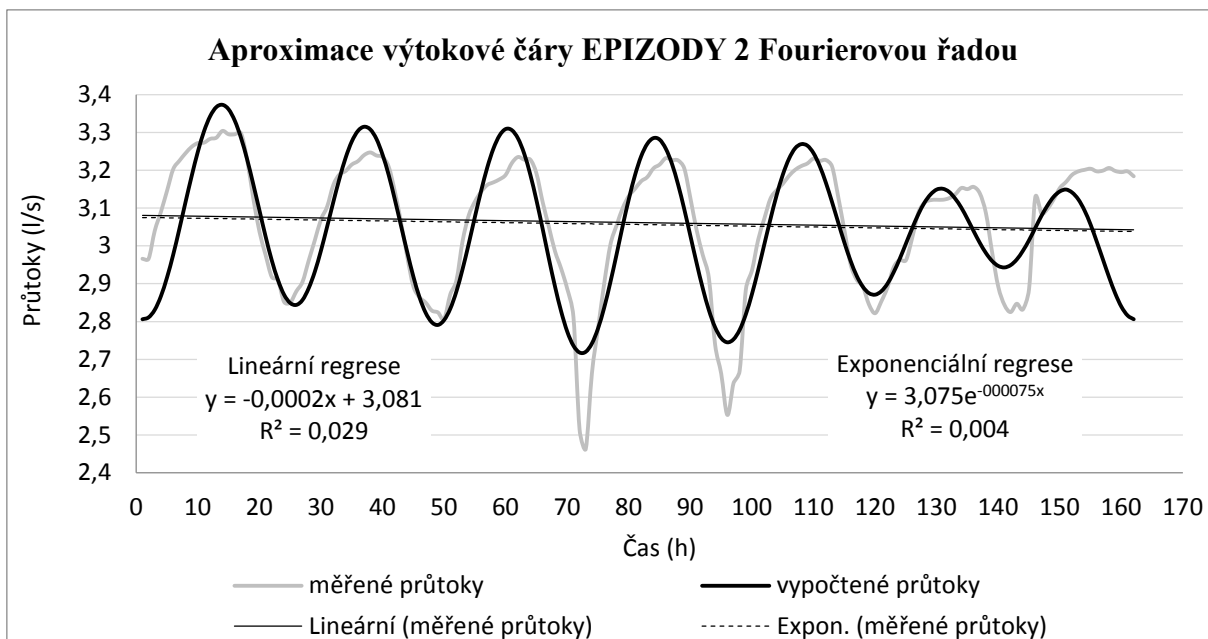
Tab. 2: Lineární a exponenciální regrese harmonické výtokové čáry povodí Starosuchdolského potoka v bezdešťovém období, EPIZODA 1, 2 a 3

LINEÁRNÍ REGRESE			EXPONENCIÁLNÍ KORELACE	
Aproximační rovnice: $y = a \cdot x + b$			Aproximační rovnice (Boussinesq): $y = y_0 \cdot e^{-\alpha \cdot x}$	
EPIZODA 1	$a = -0,002195$	$b = 2,008608$	$y_0 = 2,012123$	$\alpha = -0,001173$
	$R^2 = 0,011087$		$y = 2,012123 \cdot e^{-0,001173 \cdot x}$	
EPIZODA 2	$a = -0,000240$	$b = 3,081071$	$R^2 = 0,293019$	
	$R^2 = 0,029755$		$y_0 = 3,081396$	
EPIZODA 3	$a = -0,001822$	$b = 0,959497$	$\alpha = -0,000075$	
	$R^2 = 0,022853$		$y = 3,081396 \cdot e^{-0,000075 \cdot x}$	
			$R^2 = 0,004286$	
			$y_0 = 0,900967$	
			$\alpha = -0,001064$	
			$y = 0,900967 \cdot e^{-0,001064 \cdot x}$	
			$R^2 = 0,044559$	

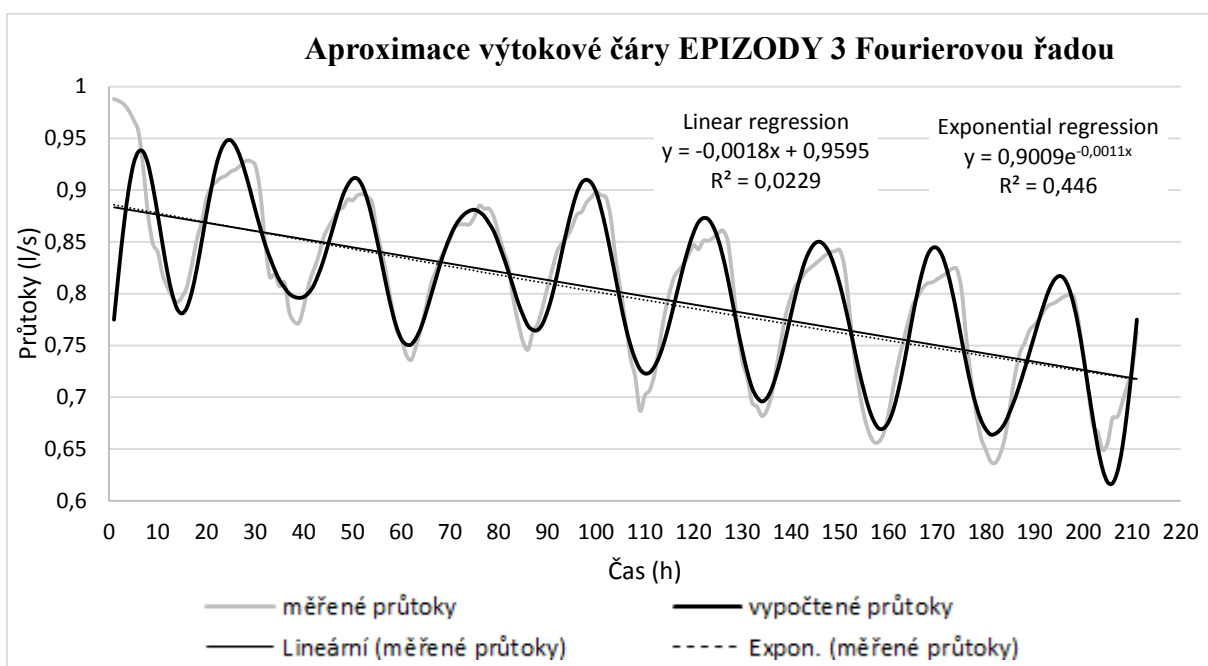
Obdobně Obr. 1, 2 a 3 s grafy vypočtených průtoků modelem FOURIER epizod 1, 2 a 3 (viz dále) byly vyneseny včetně přímkové a exponenciální výtokové čáry (dle Boussinesqa).



Obr. 1: Průtoky v suchém období 24. 6. – 29. 6. 2011 měřené na Starosuchdolském potoce (profil Spálený Mlýn), EPIZODA1



Obr. 2: Průtoky v suchém období 21. 5. – 29. 5. 2012 měřené na Starosuchdolském potoce (profil Spálený Mlýn), EPIZODA2



Obr. 3: Průtoky v suchém období 8. 8. 2012 – 16. 8. 2012 měřené na Starosuchdolském potoce, EPIZODA3

Optimální počty harmonických koeficientů RR Fourierových řad pro přijatelné hodnoty koeficientů determinace (EC) poskytují Tab. 3a, 3b.

Porovnání měřených průtoků a průtoků vypočtených aproximací Fourierovým rozvojem je však, co se týče shody, o něco horší než vyhlazení polynomem. Srovnávací grafy na Obr. 4 a 5 potvrzují jejich výbornou shodu s měřenými prototypy.

Koeficient determinace EC (EFFICIENCY COEFFICIENT) (-) je vyjádřen vztahem:

$$EC = 1 - \frac{\sum(Q_{mer} - Q_{vyp})^2}{\sum(Q_{mer} - \bar{Q})^2} \quad (8)$$

kde  $Q_{mer}$  pořadnice měřených průtoků (l.s<sup>-1</sup>)  
 $Q_{vyp}$  pořadnice vypočtených průtoků (l.s<sup>-1</sup>)  
 $\bar{Q}$  průměrná hodnota měřeného průtoků (l.s<sup>-1</sup>)

Tab. 3a: Optimální počet harmonických koeficientů (RR) pro koeficienty nejlepší shody podle Nash-Sutcliffe (EC) (Nash-Sutcliffe, 1970)

EPIZODA 1 (N = 106)		EPIZODA 2 (N = 162)		EPIZODA 3 (N = 211)	
RR	EC	RR	EC	RR	EC
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: Korekce nepříznivého trendu Epizod 1 a 2 vyhlazením polynomem 5-řádu

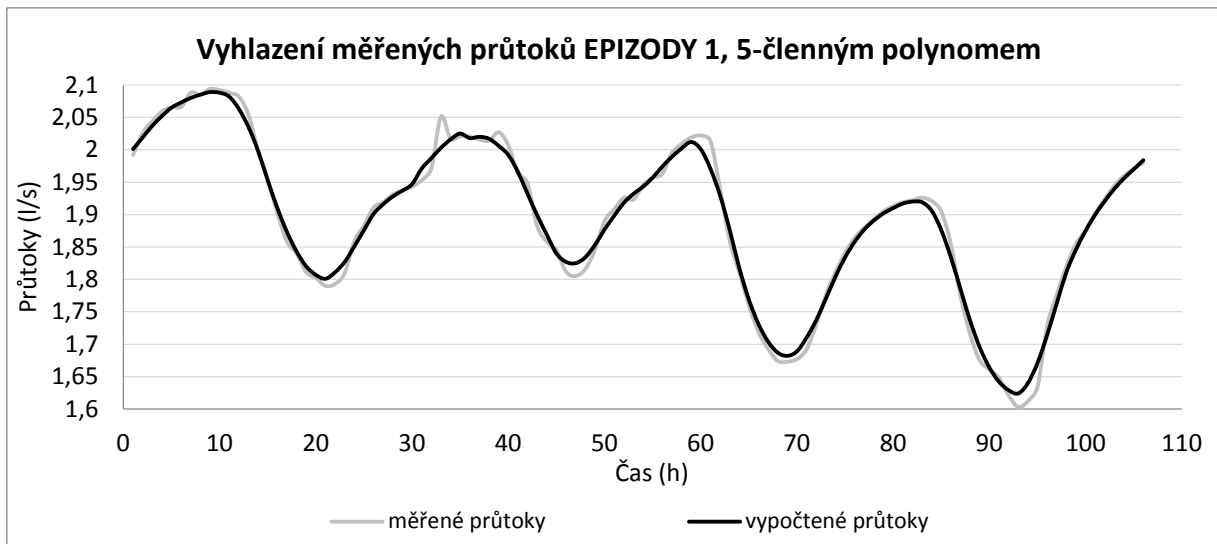
EPIZODA 1 (N = 106)		EPIZODA 2 (N = 162)		NOVÁ LINEÁRNÍ REGRESE (Vyhlazení Polynomem)
RR	EC	RR	EC	
6	0,771	7	0,742	<ul style="list-style-type: none"> <li>EPI 1: a = - 0,002160 b = 2,006650</li> <li>EPI 2: a = - 0,000228 b = 3,079739</li> </ul>
5	0,754	6	0,729	
7	0,748	8	0,733	

Tabulka 4 uvádí transformační koeficienty  $\alpha_r$  a  $\beta_r$  Fourierových řad pro všechny tři epizody.

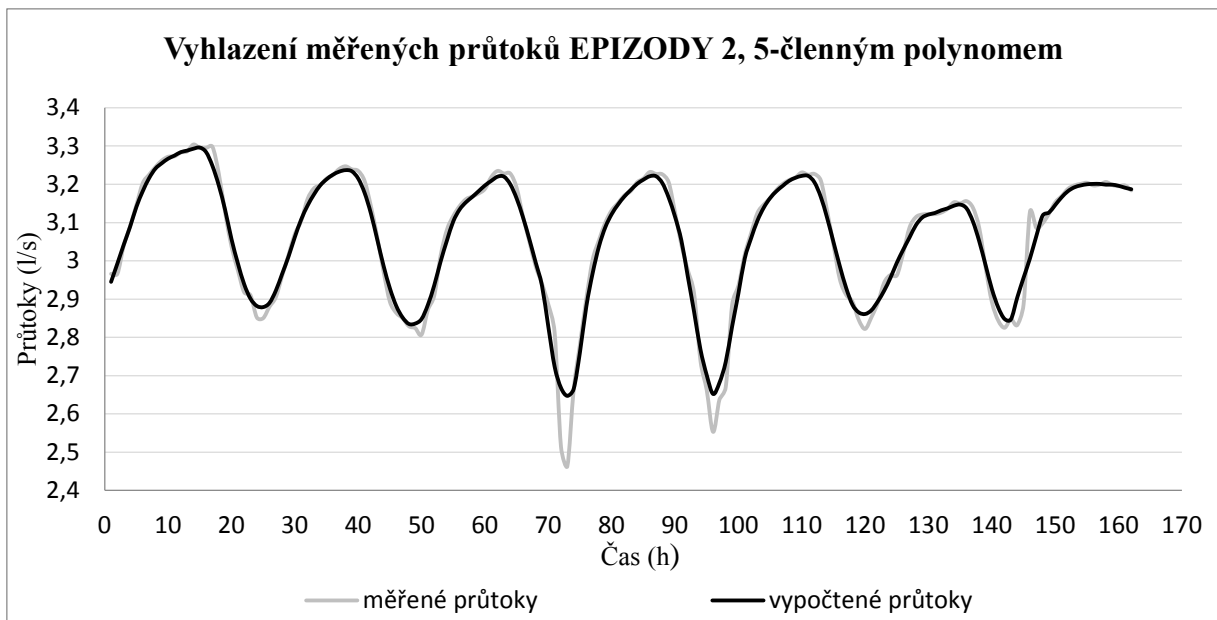
Tab. 4: Transformační koeficienty  $\alpha_r$  a  $\beta_r$  Fourierových řad pro jednotlivé epizody.

Index	EPIZODA 1		EPIZODA 2		EPIZODA 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





Obr. 4: Vyhlazení měřených průtoků 5-členným polynomem.



Obr. 5: Vyhlazení měřených průtoků 5-členným polynomem.

Paralelně s měřením průtoků v uzavěrovém profilu povodí Starosuchdolského potoka jsou měřeny dalšími dvěma sensory teploty vzduchu ( $^{\circ}\text{C}$ ) a vlhkosti půdy v hloubce kořenové zóny (cca 30 cm pod povrchem). Dále je kontinuálně měřen výpar z volné hladiny automatickým zařízením EWM (v areálu ČZU v Praze – cca 1,5 km od plošného těžiště povodí) alternovaným GGI-3000 (citováno podle Brutsaerta, 1982). Obě měřící zařízení, tj. Vegawel71-AD DRAK3 a EWM jsou časově sledovány, aby poskytovala použitelná data k vyhodnocování posunů maxima a minima průtoků vzhledem k těmto extrémům evaporace z vody a rovněž vzhledem k posunům ovlivněným hydraulickou rezisencí. 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 & Santini, 2002) a přístroje HYPROP (Schindler et al., 2010).

V této studii v rámci výzkumného projektu TAČR TA02020402 je to finální krok určení aktuální evapotranspirace na malém povodí, kterým se svou plochou, menší než  $3 \text{ km}^2$  experimentální povodí Starosuchdolského potoka nesporně je. Postup je jednoduchý, aktuální evapotranspirace se dá vyjádřit redukcí výparu z volné vodní hladiny relativní půdní vlhkost.

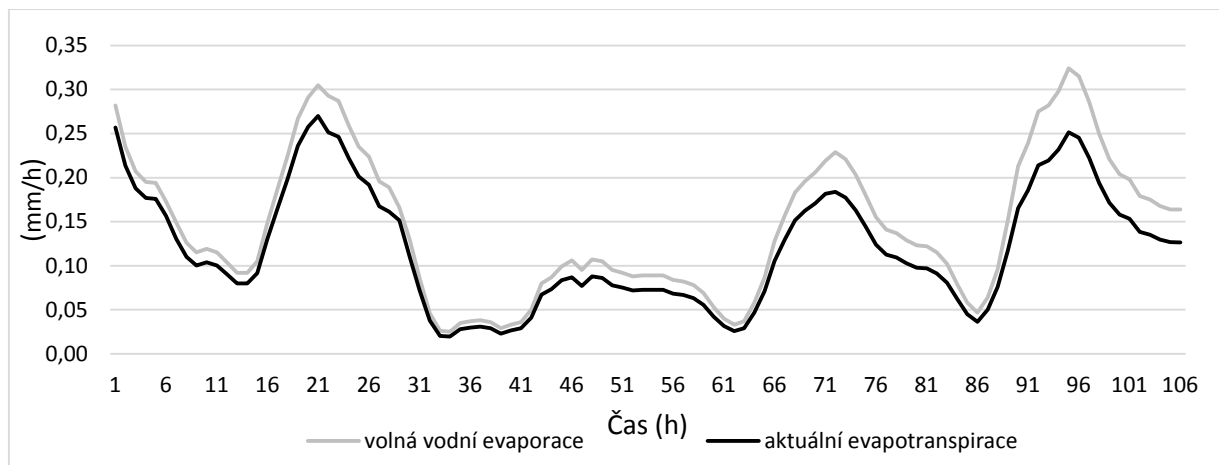
$$AE(i) = FWE(i) \cdot (SMC(i)/FC) \quad (9)$$

kde  $AE(i)$  ... vypočtená aktuální evapotranspirace (územní výpar) ( $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ )

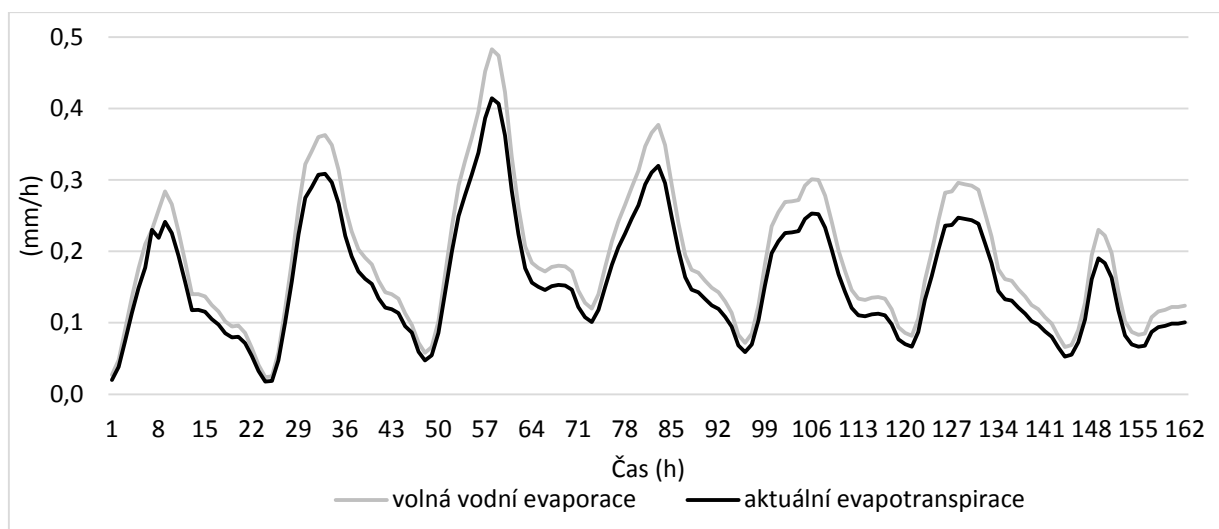
$FWE(i)$  ... měřený výpar z volné vodní hladiny ( $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ )

$SMC(i)$  ... měřená půdní vlhkost (-)

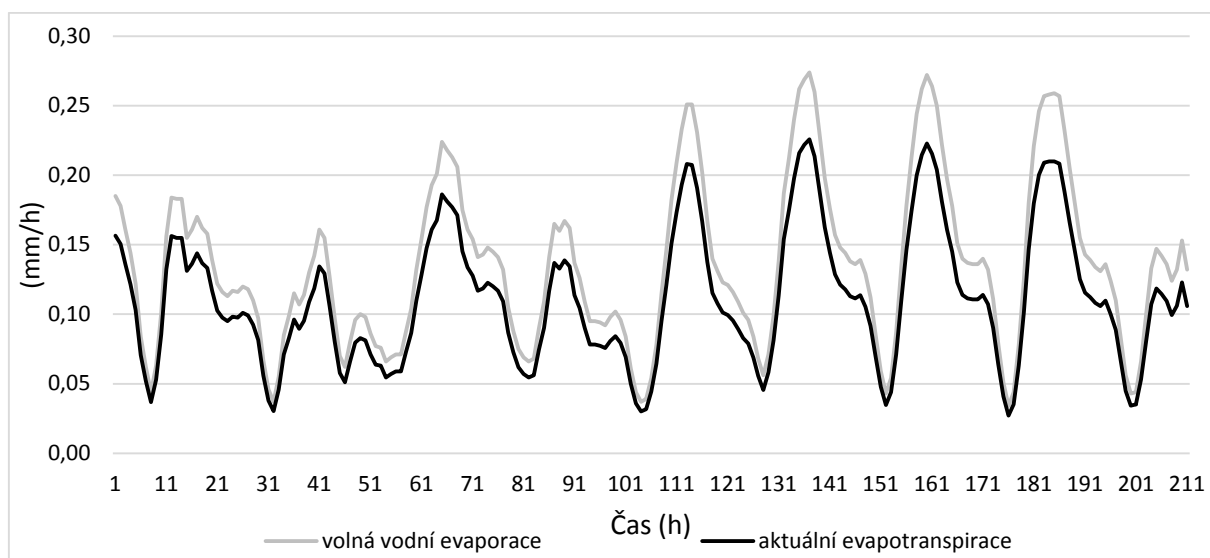
$FC(i)$  ... měřená polní vodní kapacita (-)



Obr. 6: Odhad územního výparu. EPIZODA 1.



Obr. 7: Odhad územního výparu. EPIZODA 2.



Obr. 8: Odhad územního výparu. EPIZODA 3.

Obr. 6, 7 a 8 ukazují odhad územního výparu u všech epizod, kde komponenty na pravé straně rov. (9) jsou měřeny. Pokud bychom počítali potenciální evapotranspirace (např. Penman-Monteith metoda), byly by hodnoty územního výparu poněkud nižší.

Závěrem je možno konstatovat, že využití Fourierových řad pro aproximace funkce vlivu aktuální evapotranspirace na odtokový proces je evidentně jednodušší s využitím transformace quasi-lineární konvolucí, než fyto-fyziologická řešení kapilárního proudění stomaty rostlin, abychom postihli vliv evapotranspirace na odtok. Nehledě ke skutečnosti potřeby drahých přístrojů. V procesu odtok-výpar, kde byla využita stejná metoda aproximace průtokové řady Fourierovým rozvojem, jsou důsledky quasi-linearit 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.

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 ( $DC > 0.80$ ).

Trendem dalšího studia poměrů sucha je řešení aktuální evapotranspirace povodí Starosuchdolského potoka, vycházející nejen z měření průtoků, ale i výparu z vodní hladiny výparoměru.

### 3. Literatura

- Beven K. J. (2006): *Rainfall-Runoff Modelling. The Primer*. John Wiley & Sons.
- Bond B. J., Jones J. A., Moore G., Phillips N., Post D., McDonnell J. J. (2002): The zone of vegetation on baseflow revealed by diel patterns of streamflow and vegetation water use in a headwater basin, *Hydrol. Process* 16. 16, pp. 1671 – 1677
- 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.
- Burt T. P. (1979): Diurnal variations in stream discharge and throughflow during a period of low flow, *Journal of Hydrology.*, Vol. 41, issue 3-4: 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*, Vol. 186, No. 6: 3837-3846.
- Dvorakova S., Kovar P., Zeman J. (2014): Impact of evatranspiration on discharge in small catchments. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. Vol. 62, No. 4: 285-292. doi: 10.2478/johh-2014-0039.
- Fenicia F., Savenije H. H. G., Matgen P., Pfister L. (2006) Is the groundwater reservoir linear? Learning from data in hydrological modelling, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 10: 139-150.
- Hardy G. H., Rogosinski W. W. (1971): Fourier series, *Fourierovy řady*, SNTL/ALFA, 3rd Issue, 04-005-71.
- 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): Catchment as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward. *Water Resources Research*, Vol. 45, W02429, doi: 10.1029/2008WR006912.
- Kovar P., Dvorakova S., Peskova J., Zeman J., Dolezal F., Suva M. (2014): Application of harmonic analysis for evapotranspiration of riparian vegetation in dry periods. *Proceedings of the Conference Hydrology of Small Catchments*. 2 volumes.
- Kraijenhoff van de Leur D. A., Schulze F. E., O'Donnell T. O. (1966): *Recent Trends in Hydrograph Synthesis*. TNO 13., The Hague.
- 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*, vol. 41, W07030. doi:10.1029/2005WR003942.
- Mul M. L., Savenije H. H. G., Uhlenbrook S. (2007): Base flow fluctuations from a frested and a cultivated hill slope in nirthern Tanzania. *Conference proceesings (CD-Rom) of the 8th WATERNET/WARFSA/GWP-SA Symposium*, Lusaka, Zambia, 31 Oct – 2 Nov 2007, 9pp.

- 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. IAHS Publ. No. 51: 546-557. Vol III. Ashbrook catchment, Wallingford Research Station.
- 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., 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: 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.

## 4. Software (zdrojový program Fortran)

```
$DEBUG
$NOTRUNCATE
PROGRAM FOURIER
C FILENAME FOUR.FOR
LOGICAL FOUR,SEP,APIC,ADEQ,SIM,NEXT
INTEGER R,RR,CAT,NUM,N,JJ
REAL MQ,ISE,MAXI,K1,IA,IB,RDT,X1,T1
DIMENSION A(300),B(300),IA(300),IB(300),OA(300),OB(300)
DIMENSION ALPHA(300),BETA(300)
DIMENSION G(900),X(900),T(900),Y(900),YC(900),BF(900)
C DIMENSION E(900),EC(900)
DIMENSION CNAME(20)
CHARACTER*12 NDFILE
CHARACTER*8 FNAME$
C
OPEN(UNIT=5,FILE='qsp1_f.dta',STATUS='OLD')
OPEN(UNIT=7,FILE='qsp1_f.out',STATUS='UNKNOWN')
OPEN(UNIT=1,FILE='NDFILE',STATUS='UNKNOWN')
500 FORMAT(20A4)
501 FORMAT(2I4)
502 FORMAT(6L1)
503 FORMAT(4F10.7)
504 FORMAT(3F8.3)
505 FORMAT(10F8.3)
506 FORMAT(F8.3)
600 FORMAT(1X,20A4)
601 FORMAT(1X,'THE FOURIER SERIES MODEL'/1X,44(1H*
* )/1X,'DEPARTMENT OF LAND USE AND IMPROVEMENT,'/1X,
* 'FACULTY OF ENVIRONMENTAL SCIENCES, CULS PRAGUE'/)
605 FORMAT(1X,17HCATCHMENT NUMBER:,I3/1X,17HCASE NUMBER : ,I3/
* 1X,15HDECISION TESTS:/1X,15(1H-)/
* 1X,7HFOUR = ,L1,2X,6HSEP = ,L1,2X,7HAPIC = ,L1,2X,7HADEQ =
* ,L1,2X,6HSIM = ,L1,2X,7HNEXT = ,L1)
611 FORMAT(1X,38HTIME INTERVAL DURATION - RDT (HOURS) :,F7.2/
* 1X, 38HNUMBER OF RUNOFF INTERVALS - JJ : ,I4/
* 1X, 41HNUMBER OF HARMONIC COEFFICIENTS - RR : ,I4/
* 1X, 38HCATCHMENT AREA - AREA (KM SQ.) : ,F7.2/)
632 FORMAT(1X,21HHARMONIC COEFFICIENTS/1X,18(1H-)/
* 3X,1HR,28X,2HIA,30X,2HIB/1X,70(1H-))
672 FORMAT(1X,21HHARMONIC COEFFICIENTS/1X,18(1H-)/
* 3X,1HR,28X,2HOA,30X,2HOB/1X,70(1H-))
673 FORMAT(1X,21HHARMONIC COEFFICIENTS/1X,18(1H-)/
* 3X,1HR,27X,5HALPHA,25X,4HBETA/1X,70(1H-))
633 FORMAT(1X, 70(1H-)/)
635 FORMAT(1X,I3,26X,F6.3,26X,F6.3)
640 FORMAT(1X,44HHARMONIC COEFFICIENT CALCULATION IS FINISHED/
* 1X, 32HGRAPH SIMULATION IS NOT REQUIRED)
642 FORMAT(1X,21HSYSTEM IDENTIFICATION/
* 1X, 26HFOURIER GRAPH COMPUTATION/1X,31(1H-))
645 FORMAT(1X,53HEVAPOTRANSPIR. CONSTANT FOR REAL TIME INTERVAL RDT =
* ,F7.3,11H (HOURS) : )
646 FORMAT(1X,1H+,70X,F8.3)
647 FORMAT(1X,1H+,70X,19H WAS NOT CALCULATED)
648 FORMAT(/1X,15HGODNESS OF FIT/
* 1X,40HEFFICIENCY COEFFICIENT BY NASH EC(-) = ,F7.3/
* 1X,32HINTEGRAL SQUARE ERROR ISE(-) = ,F7.3/
* 1X, 50(1H-))
650 FORMAT( 1X,29HTHE HYDROGRAPH RECONSTRUCTION/1X,29(1H-)/
* 1X,22HNUMBER OF HYDROGRAPH :,I4/)
654 FORMAT(1X,'TIME OBS.RUN COM.RUN'/
*1X,'T(HR) Q(L/DT) QC(L/DT)'/1X,50(1H-)/)
657 FORMAT(2X,F7.3,4X,F6.3,6X,F6.3)
C 658 FORMAT(1H+,5X,F7.3,7X,F7.3,20X,F7.3,3X,F7.3)
C 659 FORMAT(1H+,5X,F7.3,7X,F7.3,20X,F7.3,3X,1H-)
C 660 FORMAT(1H+,5X,F7.3,7X,F7.3,20X,1H-,3X,F7.3)
C 661 FORMAT(1H+,5X,F7.3,7X,F7.3,20X,1H-,3X,1H-)
C 662 FORMAT(1H+,5X,1H-,7X,1H-,20X,F7.3,5X,F7.3)
C 663 FORMAT(1H+,5X,1H-,7X,1H-,20X,F7.3,5X,1H-)
C 664 FORMAT(1H+,5X,1H-,7X,1H-,20X,1H-,5X,F7.3)
C 665 FORMAT(1H+,5X,1H-,7X,1H-,20X,1H-,5X,1H-)
C 666 FORMAT(1X/1X,'IF JJJ LE JJ THEN FOR EXTRAPOLATION EQ. Q(J)=KQ*EXP
C *(-BFC*J), BFC=',F6.4/)
C 667 FORMAT(1X,'SIMULATION OF SCENARIO/DESIGN DISCHARGES')
```

```

668 FORMAT(1X,30(1H-))
669 FORMAT(5X,'T(I)',7X,'X(I)'/1X,20(1H-)/)
670 FORMAT(2X,F7.3,7X,F7.3)
C BEGINNING OF COMPUTATION
100 WRITE(6,601)
    WRITE(7,601)
    READ(5,500)CNAME
    WRITE(6,600)CNAME
    WRITE(7,600)CNAME
    READ(5,501)CAT,NUM
    READ(5,503)T1,X1,AL,BL
    READ(5,502)FOUR,SEP,APIC,ADEQ,SIM,NEXT
    WRITE(6,605)CAT,NUM,FOUR,SEP,APIC,ADEQ,SIM,NEXT
    WRITE(7,605)CAT,NUM,FOUR,SEP,APIC,ADEQ,SIM,NEXT
    CALL LEGEND
c Logical variables used for simulation:
c FOUR=T, SEP=F, APIC=F, ADEQ=F(F), SIM=F, NEXT=T(F)
    READ(5,501)RR,JJ
    READ(5,505)RDT,AREA
    WRITE(6,611)RDT,JJ,RR,AREA
    WRITE(7,611)RDT,JJ,RR,AREA
    RII=FLOAT(JJ-1)
C READING DISCHARGES
    READ(5,505)(Y(J),J=1,JJ)
    IF(.NOT.ADEQ) GOTO 8
    DO 7 J=1,JJ
7 Y(J)=(3.6*RDT*Y(J))/AREA
8 CONTINUE
    T(1)=T1
    DO 50 I=2,JJ
50 T(I)=T(I-1)+RDT
    X(1)=X1
    DO 51 I=2,JJ
    X(I)=BL+(AL*T(I))
51 CONTINUE
C Kontrolni tisk T(I) a X(I)
    WRITE(6,669)
    WRITE(7,669)
    DO 52 I=1,JJ
    WRITE(6,670)T(I),X(I)
    WRITE(7,670)T(I),X(I)
52 CONTINUE
    WRITE(6,632)
    WRITE(7,632)
    DO 53 I=1,JJ
53 G(I)=X(I)
    CALL FCOEF(RR,RII,A,B,G)
    DO 54 R=1,RR
    IA(R)=A(R)
    IB(R)=B(R)
    N=R-1
    WRITE(6,635)N,IA(R),IB(R)
    WRITE(7,635)N,IA(R),IB(R)
54 CONTINUE
    WRITE(6,672)
    WRITE(7,672)
    DO 22 I=1,JJ
22 G(I)=Y(I)
    CALL FCOEF(RR,RII,A,B,G)
    DO 23 R=1,RR
    OA(R)=A(R)
    OB(R)=B(R)
    N=R-1
    WRITE(6,635)N,OA(R),OB(R)
    WRITE(7,635)N,OA(R),OB(R)
23 CONTINUE
    WRITE(6,673)
    WRITE(7,673)
    DO 26 R=1,RR
    ALPHA(R)=2.*(IA(R)*OA(R)+IB(R)*OB(R))/(IA(R)*IA(R)+IB(R)*IB(R))/
    *RII
    BETA(R)=2.*(IA(R)*OB(R)-IB(R)*OA(R))/(IA(R)*IA(R)+IB(R)*IB(R))/RII
26 CONTINUE
    ALPHA(1)=ALPHA(1)/2.
    WRITE(6,633)
    WRITE(7,633)
    DO 24 I=1,JJ

```

```

24 BF(I)=0.
DO 27 R=1,RR
N=R-1
WRITE(6,635)N,ALPHA(R),BETA(R)
WRITE(7,635)N,ALPHA(R),BETA(R)
27 CONTINUE
WRITE(6,633)
WRITE(7,633)
DO 31 I=1,JJ
RI=FLOAT(I-1)
DO 30 R=2,RR
RER=FLOAT(R-1)
ARG=(6.28318531/RII)*RI*RER
BF(I)=BF(I)+ALPHA(R)*COS(ARG)+BETA(R)*SIN(ARG)
30 CONTINUE
BF(I)=BF(I)+ALPHA(1)
31 CONTINUE
WRITE(6,642)
WRITE(7,642)
DO 32 I=1,JJ
32 G(I)=X(I)
CALL FCOEF(RR,RII,A,B,G)
DO 33 R=1,RR
OA(R)=RII*(ALPHA(R)*A(R)-BETA(R)*B(R))/2.
OB(R)=RII*(A(R)*BETA(R)+B(R)*ALPHA(R))/2.
33 CONTINUE
DO 34 I=2,JJ
34 YC(I)=0.
OA(1)=2.*OA(1)
DO 36 I=1,JJ
RI=FLOAT(I-1)
DO 35 R=2,RR
RER=FLOAT(R-1)
ARG=(6.28318531/RII)*RI*RER
YC(I)=YC(I)+OA(R)*COS(ARG)+OB(R)*SIN(ARG)
35 CONTINUE
YC(I)=YC(I)+OA(1)
36 CONTINUE
IF(.NOT.SIM)THEN
MQ=0.
SQ2=0.
SQM2=0.
DO 37 I=1,JJ
37 MQ=MQ+Y(I)
MQ=MQ/FLOAT(JJ)
DO 38 I=1,JJ
SQ2=SQ2+(Y(I)-YC(I))**2
SQM2=SQM2+(Y(I)-MQ)**2
38 CONTINUE
EC=SQ2/SQM2
K1=SQRT(SQ2)
EC=(1.0-EC)
ISE=K1/MQ
MAXI=0.
DO 39 I=1,JJ
39 MAXI=AMAX1(MAXI,Y(I))
SUM=0.
K1=0.
DO 40 I=1,JJ
K1=YC(I)-Y(I)
K1=ABS(K1)
K1=K1*Y(I)
SUM=SUM+K1
40 CONTINUE
DEV=SUM*200.
K1=FLOAT(JJ)*(MAXI**2)
DEV=DEV/K1
WRITE(6,648)EC,ISE
WRITE(7,648)EC,ISE
ELSE
ENDIF
WRITE(6,650)NUM
WRITE(7,650)NUM
WRITE(6,654)
WRITE(7,654)
DO 42 I=1,JJ
WRITE(6,657)T(I),Y(I),YC(I)

```



```

        WRITE(7,657)T(I),Y(I),YC(I)
42 CONTINUE
C      print on specified file (cname)
C      SCREEN CONTROL
      read '(A12)',ndfile
C      data pro pripravu grafu
      write(*,'(A\)' )' Navez povodi nebo datoveho souboru:'
      read(*,'(A\)' )fname$
      open(unit=8,file=fname$)
      write(8,'(2x,i3,2f8.3)' )(i,y(i),yc(i),i=1,jj)
      close(8)
      IF(NEXT)GOTO 100
44 STOP
      END
      SUBROUTINE LEGEND
C
601 FORMAT(1X,'LEGEND TO THE DECISION TESTS:'/1X,28(1H-)/
*1X,'IF FOUR FALSE - ONLY HARMONIC COEFFICIENTS ARE CALCULATED'/
*1X,'IF FOUR TRUE - WHOLE PROGRAM IS EXECUTED'/
*1X,'IF SIM TRUE - ONLY SIMULATION IS PERFORMED'/
*1X,'IF SEP TRUE - SEPARATION OF BASE FLOW+NET RAINFALL'/
*1X,'IF ADEQ TRUE - RUNOFF WILL BE TRANSFERED TO MM/RDT'/
*1X,'IF APIC TRUE - ANTECEDENT PRECIPITATION INDEX IS CALCULATED'/
*1X,'IF NEXT TRUE - NEXT ANALYSIS IS PERFORMED'/)
602 FORMAT(1X,'NOTE: IF SIMULATION THEN SIM=T,SEP=F,ADEQ=F,FOUR=T')
      WRITE(6,601)
      WRITE(7,601)
      WRITE(6,602)
      WRITE(7,602)
      RETURN
      END
      SUBROUTINE FCOEF(RR,RII,A,B,G)
      INTEGER R,RR
      REAL RI,RII
      DIMENSION A(900),B(900),G(900)
      JII=IFIX(RII)-1
      DO 1 R=1,RR
      A(R)=2.*G(1)/RII
      B(R)=0.
      RER=FLOAT(R-1)
      DO 1 I=2,JII
      RI=FLOAT(I-1)
      ARG=RER*RI/RII
      ARG=ARG*6.28318531
      A(R)=A(R)+2.*G(I)*COS(ARG)/RII
      B(R)=B(R)+2.*G(I)*SIN(ARG)/RII
1 CONTINUE
      A(1)=A(1)/2.
      B(1)=0.
      RETURN
      END

```