

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ

**Katedra vodního hospodářství a environmentálního
modelování**

**Změny dlouhodobé hydrologické bilance
v Evropě za období 1766–2015**

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Vedoucí práce: doc. Ing. Petr Máca, Ph.D.

Diplomant: Bc. Lucie Bešťáková

2019

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta životního prostředí

ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

Bc. Lucie Bešťáková

Voda v krajině

Název práce

Změny dlouhodobé hydrologické bilance v Evropě za období 1766 – 2015

Název anglicky

The changes of long term hydrological balance in Europe during the period 1766-2015

Cíle práce

Cílem diplomové práce je popis změn dlouhodobé hydrologické bilance v Evropě v období 1766-2015. Změny dlouhodobé hydrologické bilance budou popsány prostřednictvím konceptu elasticity dlouhodobých výšek celkového odtoku, srážek, evapotranspirací a potenciálních evapotranspirací. Studie bude založena na zpracování ansámbly simulací hydrologického modelu mHM.

Metodika

Metodický postup diplomové práce bude založen na:

1. Zpracování dat srážek, potenciálních evapotranspirací a simulací z hydrologického modelu mHM.
2. Odhadu absolutních elasticit vybraných prvků, které popisují dlouhodobou hydrologickou bilanci.
3. Odhadu relativních elasticit vybraných prvků, které popisují dlouhodobou hydrologickou bilanci.
4. Posouzení změn dlouhodobé hydrologické bilance v 5, 10, 20 a 30 letých obdobích.

Doporučený rozsah práce

standardní

Klíčová slova

dlouhodobý odtok, dlouhodobý srážkový úhrn, dlouhodobá evapotranspirace, mHM model

Doporučené zdroje informací

Andréassian, V., Coron, L., Lerat, J., & Le Moine, N. (2016). Climate elasticity of streamflow revisited—An elasticity index based on long-term hydrometeorological records. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(11), 4503–4524. <https://doi.org/10.5194/hess-20-4503-2016>

Sankarasubramanian, A., Vogel, R. M., and Limbrunner, J. F.: Climate elasticity of streamflow in the United States, *Water Resour. Res.*, 37, 1771–1781, 2001.

WOS a další odborná periodika

Předběžný termín obhajoby

2018/19 LS – FŽP

Vedoucí práce

doc. Ing. Petr Máca, Ph.D.

Garantující pracoviště

Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování

Elektronicky schváleno dne 26. 3. 2019

doc. Ing. Martin Hanel, Ph.D.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 27. 3. 2019

prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.

Děkan

V Praze dne 27. 03. 2019

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracovala samostatně, pod vedením doc. Ing. Petra Máci, Ph.D. Uvedla jsem všechny literární prameny a publikace, ze kterých jsem čerpala. Prohlašuji, že tištěná verze se shoduje s verzí odevzdanou přes Univerzitní informační systém.

V Praze dne 18. 4. 2019

.....

Bc. Lucie Bešťáková

Poděkování

Ráda bych poděkovala svému vedoucímu diplomové práce doc. Ing. Petru Mácovi, Ph.D., za odborné vedení, za pomoc a rady při zpracování této práce.

Abstrakt

V práci používám pro popis změn dlouhodobé hydrologické bilance koncept elasticity odtoku. Jedná se o jednoduchý a spolehlivý nástroj pro odhad změn dlouhodobého odtoku na změny srážek, aktuální a potenciální evapotranspirace. Pro odhad elasticity v práci uplatňuji neparametrickou metodu navrženou Sankarasubramaniamem a kol. (2001), která využívá dlouhodobých pozorovaných meteorologických a hydrologických dat. Pro výpočet odhadu elasticity pracuji s ansámblem simulací z hydrologického modelu mHM pro oblast Evropy v období 1766-2015. Pro vyhodnocení jsem zvolila vykreslení časového průběhu roční absolutní a relativní elasticity odtoku a absolutní a relativní elasticity odtoku pro období (5, 10, 20 a 30letá). Dále jsem pro vykreslení zvolila prostorové rozložení roční absolutní a relativní elasticity odtoku a absolutní a relativní elasticity odtoku pro období pro oblast Evropy.

Výsledky vykreslení časového průběhu ukazují, že je trend u absolutní $e_{Q/E}$, $e_{Q/PET}$ a relativní elasticity $\varepsilon_{Q/E}$, $\varepsilon_{Q/PET}$ výrazně rostoucí, a to nejvíce v období 1950-2015. U prostorového rozložení absolutní a relativní elasticity odtoku jsou nejvyšší kladné a záporné hodnoty na Pyrenejském poloostrově, Apeninském poloostrově, Sardinii, v oblasti Karpat, Dinárských hor a dále také ve Francouzské a Severoněmecké nížině.

klíčová slova: dlouhodobý odtok, dlouhodobý srážkový úhrn, dlouhodobá evapotranspirace, mHM model

Abstract

In this work I use for the description changes in long-term hydrological balance the concept elasticity of streamflow. It is a simple and reliable method for estimation of changes in long-term runoff caused by the rainfall, actual and potencial precipitation changes. In this work I use the nonparametric method proposed by Sankarasubramanian et al. (2001), which is based on evaluation the long-term observed meteorological and hydrological data. To calculate the estimate of elasticity of streamflow I work with the ensemble of simulations from the hydrological model mHM for Europe for the period 1766-2015. I chose for the temporal analysis the annual absolute and relative elasticity of streamflow and the absolute and relative elasticity of streamflow for the periods (5, 10, 20 and 30 years). The spatial distribution of absolute and relative elasticities was also considered for analyzed part of Europe.

The results temporal analysis the absolute ($e_{Q/E}$, $e_{Q/PET}$) and relative elasticity ($\varepsilon_{Q/E}$, $\varepsilon_{Q/PET}$) of streamflow show, that the trend is significantly growing in the period 1950-2015. The results of the spatial distribution absolute and relative elasticity of streamflow are the highest positive and negative values on the Pyrenean peninsula, Italian peninsula, Sardinia, the Carpathian Mountains, the Dinaric Mountains, and also the French and Northern German plains.

key words: long-term runoff, long-term rainfall, long-term evapotranspiration, model mHM

OBSAH

1	ÚVOD	- 1 -
2	CÍLE DIPLOMOVÉ PRÁCE	- 2 -
3	LITERÁRNÍ REŠERŠE	- 3 -
3.1	Hydrologický cyklus	- 3 -
3.1.1	Hlavní složky hydrologického cyklu	- 3 -
3.2	Hydrologický systém	- 6 -
3.2.1	Systém v ustáleném stavu a conservační rovnice	- 7 -
3.3	Hydrologická bilance	- 8 -
3.4	Dlouhodobá hydrologická bilance	- 10 -
3.4.1	Hydrologická a energetická bilance	- 10 -
3.4.2	Budykův rámeček	- 12 -
3.5	Odhad meziročních variabilit	- 12 -
3.5.1	Teoretické studie elasticity.....	- 13 -
3.5.2	Empirické studie elasticity	- 13 -
3.6	Metody odhadu elasticity odtoku	- 14 -
3.6.1	Graficko-početní vyhodnocení elasticity	- 14 -
3.6.2	Turc-Mezentsevova rovnice.....	- 14 -
3.6.3	Alternativní metody empirického odhadu elasticity odtoku	- 15 -
4	DATA	- 18 -
5	METODIKA	- 21 -
5.1	Výpočet elasticity odtoku	- 21 -
5.1.1	Výpočet ročního odhadu absolutní elasticity	- 21 -
5.1.2	Výpočet ročního odhadu relativní elasticity	- 22 -
5.1.3	Výpočet odhadu absolutní elasticity pro období	- 22 -

5.1.4	Výpočet odhadu relativní elasticity pro období	- 24 -
5.2	Výběr nejlepšího člena ansámblu	- 24 -
6	CHARAKTERISTIKA STUDOVANÉHO ÚZEMÍ.....	- 26 -
7	VÝSLEDKY	- 28 -
7.1	Základní popisná statistika	- 28 -
7.1.1	Základní popisná statistika odhadu absolutní a relativní elasticity... - 29 -	
7.1.2	Základní popisná statistika odhadu absolutní elasticity pro období . - 30 -	
7.1.3	Základní popisná statistika odhadu relativní elasticity pro období... - 33 -	
7.2	Časový průběh absolutní a relativní elasticity	- 36 -
7.2.1	Časový průběh roční absolutní elasticity	- 38 -
7.2.2	Časový průběh roční relativní elasticity odtoku.....	- 40 -
7.2.3	Časový průběh absolutní elasticity odtoku pro období.....	- 41 -
7.2.4	Časový průběh relativní elasticity odtoku pro období	- 43 -
7.3	Prostorové rozložení absolutní a relativní elasticity	- 46 -
7.3.1	Prostorové rozložení roční absolutní elasticity odtoku	- 49 -
7.3.2	Prostorové rozložení roční relativní elasticity odtoku	- 50 -
7.3.3	Prostorové rozložení absolutní elasticity odtoku pro období.....	- 52 -
7.3.4	Prostorové rozložení relativní elasticity odtoku pro období	- 54 -
8	DISKUSE	- 58 -
9	ZÁVĚR A PŘÍNOS PRÁCE	- 63 -
10	PŘEHLED LITERATURY A POUŽITÝCH ZDROJŮ.....	- 65 -

1 ÚVOD

Hlavním nástrojem pro pochopení, jak je voda uložena a jak se pohybuje uvnitř a mezi povodími, je hydrologický cyklus. Hydrologický cyklus je založen na přírodních zákonech a je v současné době silně ovlivněn antropogenní činností (Edwards a kol., 2015, Marcinek, 2007).

Zákon zachování hmoty hydrologického cyklu je matematicky popsán rovnicí hydrologické bilance. Hydrologická bilance poskytuje relativně jednoduchý a užitečný nástroj pro hodnocení hydrologické odezvy povodí. Vyjadřuje, jak se mění odtok a dostupnost vody v půdě vzhledem ke změnám vstupů a výstupů v hydrologickém cyklu (Edwards a kol., 2015, Zhang a kol., 2004, Thomson, 1999).

Hydrologická bilance je rozsáhle používaná hydrology, geografy a klimatologů při výuce, ve výzkumu a v plánování, především ale v zemědělství. Kombinuje srážky i evapotranspiraci v určitých časových obdobích a posuzuje jejich vliv na vlhkost půdy a odtok. Hodnoty vstupů, výstupů a jejich změn jsou funkcí klimatu (Thomson, 1999).

Změna klimatu je v posledních letech stále významnějším problémem. Pomocí analýz, které popisují změny dlouhodobé hydrologické bilance, je vynakládána snaha objasnit narůstající pochybnosti související s případným budoucím nedostatkem vodních zdrojů, jenž je způsoben změnou klimatu. Jednoduchý a spolehlivý nástroj, který umožňuje stanovit odhad změn dlouhodobého odtoku, který je způsoben změnou srážek, aktuální a potenciální evapotranspirace, je klimatická elasticita odtoku (Yang a Yang 2011, Andréassian a kol., 2016).

Elasticita popisuje změnu odtoku určenou změnou klimatických veličin. Jedná se tedy o jednoduchý odhad citlivosti dlouhodobého odtoku na změny srážek, aktuální evapotranspirace a potenciální evapotranspirace (Andréassian a kol., 2016, Chiew, 2006).

Elasticitu lze odhadnout různými způsoby. V této práci je použita neparametrická metoda odhadu elasticity odtoku způsobená změnou srážek, aktuální a potenciální evapotranspirace. Jedná se o empirický přístup, který přímo využívá dlouhodobých pozorovaných meteorologických a hydrologických dat (Zheng a kol., 2009, Andréassian a kol., 2016). Tento neparametrický odhad klimatické elasticity odtoku byl poprvé použit v práci Sankarasubramaniana a kol. (2001).

2 CÍLE DIPLOMOVÉ PRÁCE

Je mnoho způsobů, jak lze popsat změny dlouhodobé hydrologické bilance. V této práci bude pro popis změn dlouhodobé hydrologické bilance použit koncept elasticit dlouhodobých výšek celkového odtoku, srážek, aktuální evapotranspirace a potencionální evapotranspirace. V práci je využit ansámbl simulací z hydrologického modelu mHM. Vyhodnocením bude zjištěn časový průběh a prostorové rozložení absolutní a relativní elasticity odtoku.

3 LITERÁRNÍ REŠERŠE

3.1 Hydrologický cyklus

Veškerá voda na Zemi se pohybuje v globálním hydrologickém cyklu. Sluneční energie a gravitace mění fyzický stav a geografickou polohu vody (Marcinek J., 2007). Voda se vyskytuje hlavně v mořích a oceánech, v atmosféře, jako povrchová voda v jezerech, řekách a jako půdní vláhna v podzemní vodě a v ledu (Sobr, 2016).

Hydrologický cyklus popisuje zásobu vody, pohyb uvnitř a mezi povodími (Edwards P. J. a kol., 2015). Zakládá se na zákonech přírody, je trvalým a samostatným procesem cirkulace vody na Zemi. Je výsledkem trvalé integrace atmosféry, hydrosféry a litosféry (Marcinek J., 2007).

V rámci hydrologického cyklu dochází k výparu vody z půdy i vegetace a k přenosu vody do atmosféry. Z atmosféry je vodní pára prouděním vzdušných hmot přesunuta na jiné místo, kde dojde ke kondenzaci a k uvolnění srážek na povrch. Voda se vsakuje do povrchu a zvyšuje vlhkost v půdním profilu, obohacuje tím zásoby vody podzemních a povrchových vod a opět se vypařuje. Jde o opakovaný a neustálý pohyb vodních mas, proto hydrologický cyklus nazýváme také jako oběh vody v přírodě (Starý, 2005).

Základní jednotkou v hydrologii je povodí. Povodí je definováno jako oblast, ve které všechny příchozí srážky stékají na stejné místo v důsledku své topografie. Topografické charakteristiky v povodí udávají, kde se voda hromadí a kam proudí. Menší povodí jsou součástí větších povodí (Edwards a kol., 2015).

3.1.1 Hlavní složky hydrologického cyklu

Hlavními složkami hydrologického cyklu jsou srážky, výpar, transpirace, půdní voda, podzemní voda a odtok (Edwards a kol., 2015).

Srážky

Srážky zajišťují přítok vody do povodí hlavně ve formě deště, sněhu, deště se sněhem, krupobitím a mlhou. Srážky jsou ovlivněny nadmořskou výškou a orografií oblasti. V horských oblastech bývají větší úhrny než v okolních nížinných oblastech, to je způsobené orografickým efektem, při kterém se při vzestupném proudění přes horskou překážku ochlazuje vzduch a dochází k uvolňování vlhkosti ve formě srážek. Orografický efekt způsobuje, že na závětrných stranách hor či pohoří se dostane méně

srážek než na návětrné straně hor. Na závětrné straně, kde se vyskytuje méně srážek, dochází ke vzniku srážkového stínu (Vysoudil, 2014, Edwards a kol., 2015).

Většina srážek musí propadnout vegetací, aby se dostala na zem. Srážky zadržené na vegetaci nazýváme intercepce (Máca, 2014). Podstatnou intercepce způsobuje obvykle lesní vegetace. Ztráta při intercepce je část srážek zachycených na vegetaci, které se nikdy nedostanou na zem, ale odpaří se. V zimě může docházet ke ztrátám sněhu sublimací (Edwards a kol., 2015). Množství srážek zachycených intercepce závisí na typu a intenzitě srážek, na povětrnostních podmínkách a na druhu stromů. Druhy stromů mají velký vliv na intercepce a propad srážek (Limin a kol., 2015).

Celkový výpar

Celkový výpar z půdy a rostlin nazýváme termínem evapotranspirace. Evapotranspirace je součet složek evaporace a transpirace. Evaporace a transpirace závisí na stejných fyzikálních procesech, tedy na vypařování vody, a vedou ke ztrátám vlhkosti z povodí v hydrologickém cyklu.

Evaporace je množství vody vypařené do ovzduší za určitou dobu z jakéhokoliv povrchu, tedy z rostlin, z povrchu půdy, z volné vodní hladiny, z budov, ze silnic apod. K evaporaci dochází vlivem Slunce, které poskytuje energii. Na velikost evaporace má také velký vliv vítr, jenž zvyšuje rychlost odpařování vody (Vysoudil, 2014, Edwards a kol., 2015, Dingman, 2002).

Transpirace je odpařování vody z rostlinných orgánů skrze průduchy do ovzduší (Vysoudil, 2015). Největší ztráty vlhkosti transpirací jsou v lesních porostech. Jeden jediný strom dokáže vypařit desítky až stovky litrů vody denně v závislosti na podmínkách a dostupnosti vody. Transpirace je závislá na sluneční energii a přítomnosti listů, proto u jehličnatých stromů dochází k transpiraci po celý rok na rozdíl od listnatých stromů (Edwards a kol., 2015).

Evapotranspirace tedy zahrnuje všechny procesy zahrnující změnu fáze z kapaliny (nebo pevné látky) na vodní páru. Při vyšších teplotách se evapotranspirace zvyšuje, ale při omezeném přístupu vody dochází k uzavírání průduchů a transpirace klesá. Nižší vlhkost může přispět ke zvyšující se evapotranspiraci, protože suchý vzduch má lepší schopnost přijímat vlhkost než vlhký vzduch. Vzhledem k zeměpisné šířce obecně platí, že evapotranspirace má své maximum na rovníku a téměř nulové hodnoty na pólech (Edwards a kol., 2015, Vysoudil, 2014, Dingman, 2002).

Půdní voda

Vlhkost půdy je jednou z nejdůležitějších charakteristik prostředí pro vegetaci. Vertikální pohyb půdní vlhkosti v kapalně fázi mezi povrchem půdy a hladinou podzemní vody lze rozdělit na tři kategorie: infiltrace, perkolace a kapilární vztlínání (Hora a kol., 2011, Eagleson, 1978).

Střídaté zvlhčování a vysoušení povrchu půdy způsobuje nepravidelné pronikání vody do půdy a dochází k pohybu vody v půdě. Během období srážek dochází k pronikání (infiltraci) vody do půdy, ke zvyšování půdní vlhkosti a ke snižování účinků kapilarity. Po nasycení půdního profilu se půdní voda, pohybující se ve spodní části půdního profilu, dále prosakuje (perkoluje) pomocí gravitace do prostoru podzemních vod (Eagleson, 1978). Mezi hladinou podzemní vody a nenasycenou zónou se nachází tzv. kapilární třáseň, ve které se voda pohybuje pomocí kapilárních sil. Kapilarita se projevuje vytvořením menisku, a tak dochází k pohybu vody v kapilárách (Eagleson, 1978, Starý, 2005).

Půdní vlhkost je zadržována v půdních pórech nebo mezi půdními částicemi či půdními agregáty. Půdní voda má velký význam pro vývoj půdy a utváření půdních vlastností. Obsah půdní vody je množství vody v půdě, které ale nemusí být k dispozici rostlinám. Dostupnost vody pro rostliny je limitována bodem vadnutí. Bod vadnutí určuje vlhkost, kdy rostliny nejsou dostatečně zásobeny vodou a transpirace je mnohem vyšší než adsorpce kořeny (Hora a kol., 2011).

Mikropóry jsou hlavními zdroji vlhkosti pro rostliny a zajišťují vláhu v období mezi srážkami. Tyto mikropóry se vyskytují hlavně u jílovitých půd, které obsahují do větší míry menší půdní částice. Naopak písčité půdy, které mají větší půdní částice, obsahují především mezo a makropóry. Půdní voda proudící v mezopórech a makropórech tvoří hlavní přítok do zásoby podzemních vod (Edwards a kol., 2015). Po nasycení půdy vodou je přechodně voda akumulována a dále prosakuje (perkoluje) do prostoru podzemních vod (Starý, 2005).

Podzemní voda

Podzemní voda je podzemní prostor, kde je hornina nebo skalní dutiny či zlomy zcela vyplněna vodou. Jedná se o nejstarší složku hydrologického systému. Horninový nebo půdní materiál, ve kterém je voda akumulována, se nazývá kolektor. Hladina

podzemní vody je horní povrch podzemní vody, který rozděluje prostor na nasycenou a nenasyčenou zónu (Máca, 2014, Edwards a kol., 2015).

Odtok

Pokud se voda neinfiltuje, nedochází k zadržení intercepce nebo retencí, pak dochází k povrchovému odtoku. Povrchový odtok může být plošný, když voda stéká plošně po nepropustném svahu, nebo soustředěný, když voda odtéká a soustředí se do říční sítě (Máca, 2014).

Obvykle se odtok rozděluje na dvě hlavní složky: na přímý odtok, který v sobě zahrnuje jak odtok povrchový, tak i hypodermický odtok. Druhou složkou je odtok základní z podzemních vod (Starý, 2005).

Základní odtok je nejpomalejší odtok a vzniká ve zvodních. Je to hlavní zásobárna vody pro říční síť. Rychlý podpovrchový odtok neboli hypodermický je odtok vody pod povrchem, vzniká přímo ze současných srážkových úhrnů, kdy voda proudí v mělkých hloubkách (Máca, 2014, Edwards a kol., 2015).

Odtok je diference (rozdíl) mezi srážkami a evapotranspirací. Mezi průměrným odtokem a průměrnými srážkami je úzká souvislost. V podstatě všechny oblasti s nejvyšším odtokem mají také největší srážky a naopak oblasti s malou hodnotou srážek mají malý odtok. Sezónní model odtoku se běžně zcela liší od srážek kvůli sezónnosti evapotranspirace a zásobě srážek ve formě sněhu. Vliv sněhové pokrývky bývá tím výraznější, čím déle trvá roční sněhová pokrývky (Dingman, 2002).

3.2 Hydrologický systém

Hydrologický cyklus lze popisovat jako systém navzájem propojených nádrží, které mezi sebou komunikují. Hydrologický systém se skládá ze dvou hlavních částí, tedy z prostorů a procesů.

Prostory jsou oblasti, kde je voda zadržena a akumulována (v atmosféře, v půdě a na zemském povrchu). Tyto akumulární prostory vytváří nádrže (retenční reservoáry), které jsou vzájemně spolu propojeny a nemají určený objem. Akumulační prostory, současně s aktuálně zadrženým objemem, se označují jako zásoby. Procesy přivádějí a odvádějí vodu do akumulárních prostorů (Máca, 2014).

Je velké množství definic systému. Pro účely hydrologického cyklu nejlépe vystihuje definici systému profesor J. C. I. Dooge, který říká, že systém je jakákoliv

struktura, zařízení, schéma nebo postup, jež se vzájemně propojují v daném časovém kroku. Vstup je příčina nebo podnět hmoty, energie nebo informace; výstup je účinek nebo odezva informací, energie nebo hmoty. Definice se vztahuje na vstupy a výstupy, které se skládají z hmoty, energie nebo informací. (Dooge, 1973).

Systémem je tedy jakákoliv koncepčně definovaná oblast prostoru, která je schopna přijímat vstupy o konzervativním množství, ukládat určitý objem tohoto množství a vypouštět výstupy z tohoto množství. Oblast bývá označována jako kontrolní objem. Konzervativní množství je takové množství, které nelze v systému vytvořit nebo zničit (Dingman, 2002).

V hydrologii je hlavním záměrem předpovídat výstup ze systému. Hlavní tři prvky, tedy vstupy, popis systému a fyzikální zákony, společně určují hodnotu výstupu. Tento přístup pro předvídaní chování systému může být chybný buď proto, že fyzikální zákony nelze určit, či jsou příliš složité, nebo je popis systému příliš složitý nebo jsou vstupní hodnoty nehomogenní. Proto je snaha vyhnout se problémům, které vznikají složitostí fyziky, struktury systému a vstupu (Dooge, 1973).

3.2.1 Systém v ustáleném stavu a konservační rovnice

Ustálený stav nebo také dynamická rovnováha vyjadřuje určitý stav systému, kdy se systém nemění v čase, množství zásoby vody tedy zůstává konstantní. V hydrologickém systému dochází k dynamické rovnováze obvykle pouze tehdy, když jsou vstupy a výstupy naměřeny v dostatečně dlouhých časových obdobích, takže se krátkodobé změny do hydrologického systému nezahrnují. Dynamika hydrologického systému, která vyjadřuje základní vztah mezi vstupem a výstupem, je popsána zákonem zachování hmoty, energie a hybnosti (Thomson, 1999).

Základní konservační rovnici lze vyjádřit jako rovnost mezi objemem konzervativního množství, které vstupuje do kontrolního objemu během definovaného časového období a je sníženo o množství objemu opouštějícího kontrolní objem v průběhu časového období změnou množství zásoby vody v kontrolním objemu během časového období. Základní konservační rovnice je zobecnění zákona zachování hmoty, Newtonových pohybových zákonů a zákonů termodynamiky. Ve zkrácené formě můžeme vyjádřit konservační rovnici jako:

$$\text{VSTUP} - \text{VÝSTUP} = \text{ZMĚNA ZÁSOb.}$$

Rovnice platí pouze pro konzervativní látky, pro definovaný kontrolní objem a pro definovanou dobu (Dingman, 2002, Thomson, 1999).

Této jednoduché rovnici k popisu hydrologického systému se věnoval i Don M. Gray a D. I. Norum (1969).

Pokud stanovíme objem konzervativního množství vstupujícího do oblasti I v časovém období Δt , objem vystupující Q v tomto období a změna zásoby vody ΔS během tohoto období, můžeme zapsat rovnici (Dingman, 2002):

$$I - Q = \Delta S.$$

Tato rovnice říká, že diference objemu vody ΔS v čase Δt je rovna přítoku I a odtoku Q . Pokud je hodnota přítoku rovna odtoku, pak nedochází k žádné změně zásoby vody (Thomson, 1999).

Další forma conservační rovnice je odvozena vydělením každého výrazu v rovnici podle Δt (Dingman, 2002):

$$\frac{I}{\Delta t} - \frac{Q}{\Delta t} = \frac{\Delta S}{\Delta t}.$$

Další verze conservační rovnice může být vytvořena definováním okamžitých rychlostí přítoku i a odtoku q jako:

$$i - q = \frac{dS}{dt}.$$

Všechny tyto tři způsoby vyjádření conservační rovnice jsou rovnicemi hydrologické bilance (Dingman, 2002).

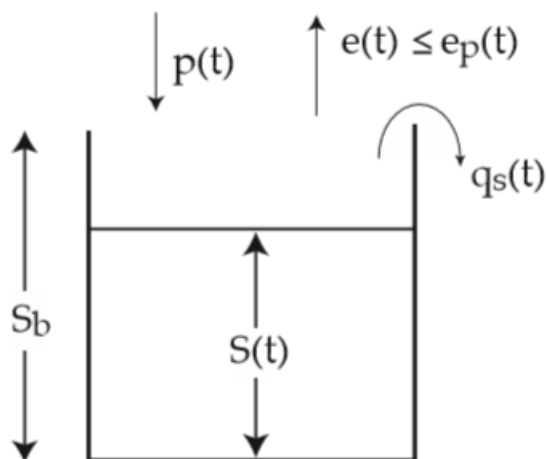
3.3 Hydrologická bilance

Hydrologická bilance je vzájemné působení srážek, odtoku, výparu, zásoby a spotřeby vody na určité vymezené oblasti nebo na celé Zemi (Marcinek J., 2007). Rovnice hydrologické bilance se používá k popisu a předvídání hydrologické odezvy nejčastěji na povodí. Povodí funguje jako uzavřený systém, takže výstupy jsou závislé na vstupech do povodí (Edwards a kol., 2015). Hydrologickou bilanci v celém měřítku povodí (povrchová a podzemní voda) lze zapsat takto:

$$P = E + Q + \Delta S,$$

kde P jsou srážky, Q je odtok (přímý a základní), E je evapotranspirace a ΔS je změna zásob. V dlouhodobém měřítku lze změnu zásob ΔS zanedbat (Zhang a kol.,

2004). Někteří autoři v rovnici ještě rozlišují změnu zásob půdní vody a změnu zásob podzemní vody. Pojmem změna je míněno, že se během sledovaného období mohou hodnoty zvýšit či snížit (Edwards a kol., 2015).



Obrázek 1: jednoduchý model hydrologické bilance (Sivapalan, 2011).

Na obrázku výše (Obrázek 1) je znázorněn princip hydrologické bilance pomocí jednoduché nádrže. Jedná se o jednoduchý způsob znázornění konceptu povodí.

V této práci je zacházeno s roční hydrologickou bilancí, kdy se předpokládá, že srážky a radiální záření pro evapotranspiraci jsou rovnoměrné během roku o hodnotě $p(t) = p$ a $ep(t) = ep$. Tím lze vymezit příslušné roční hodnoty $P = p \tau$ a $Ep = ep \tau$, kde τ je časová perioda jednoho roku, p je intenzita srážek a ep je intenzita evapotranspirace. S_b je celková kapacita nádoby a zásoba vody v nádobě je $S(t)$. Zásoba vody v nádobě nikdy nesmí překročit hodnotu S_b . Vzhledem k tomu, že v nádobě je stále k dispozici voda, pak můžeme předpokládat, že se jedná o potenciální evapotranspiraci (Sivapalan 2011).

Pro zjednodušení se tedy uvažuje s roční hydrologickou bilancí. Roční hydrologická bilance je bilance během jednoho roku, kdy předpokládáme, že voda není přenesena z jednoho roku do roku dalšího, tedy $\Delta S = 0$. Pak můžeme zapsat takto:

$$P = Q + E,$$

kde P , Q a E jsou roční hodnoty úhrnů srážek, odtoku a výparu (Sivapalan 2011). V hydrologii je zpravidla bilance počítána za hydrologický rok. Hydrologický rok trvá 12 měsíců (v ČR od 1. listopadu do 30. října), začíná a končí v nejsušší části roku,

kdy hladiny podzemní vody a půdní voda budou blízké normálu, takže hodnoty změn zásob se blíží nule (Sobr, 2016, Edwards a kol., 2015).

Existují základní dva přístupy zkoumání roční hydrologické bilance, tedy empirický a procesní. V empirickém přístupu je hydrologická bilance stanovena systematickou analýzou dlouhodobých časových datových řad srážek a odtoků v různých klimatických oblastech a regionech světa (Sivapalan a kol., 2011).

Klasickým empirickým přístupem v analýze hydrologické bilance je práce Budyka z roku 1974. Budyko vyčíslil průměrnou roční hydrologickou bilanci jako poměr průměrného ročního vypařování (evaporaci) ku průměrným ročním srážkám E/P . Na základě velkého počtu dat z povodí z celého světa prokázal, že poměr E/P je stanovený poměrem průměrného ročního potenciálního vypařování ku průměrným ročním srážkám PET/P . Poměr PET/P nazval jako index aridity (index sucha) (Budyko, 1974, Sivapalan a kol, 2011).

V procesním přístupu je hydrologická bilance stanovena na základě analytického vyjádření podle fyzikálních parametrů klimatu, půdy, topografie a vegetace (např. infiltrace, zásoba vody, odtok, evaporace a transpirace) (Sivapalan a kol, 2011, Eagleson, 1978).

3.4 Dlouhodobá hydrologická bilance

3.4.1 Hydrologická a energetická bilance

Aktuální evapotranspirace E propojuje rovnice hydrologické a energetické bilance. Hydrologie povodí je popsána jako vztah nabídky a poptávky pomocí modelu jednoduché nádrže, kde se předpokládá, že základní odtok je zanedbatelný. Pak je hydrologická bilance definovaná jako:

$$P = E + Q + S.$$

Rovnice hydrologické bilance vyjadřuje rozdělení srážek P do evapotranspirace E , odtoku Q (vyjádřeného jako plošný odhad) a do zásoby vody S (Donohue a kol., 2007, Renner a kol, 2012).

Rovnice energetické bilance charakterizuje, jak je dostupná energie, která formuje hydrologický cyklus. Toky hmoty a energie jsou zahrnuty v evapotranspiraci, ta představuje kritický vztah mezi vodní a energetickou bilancí. Energetická bilance je dána:

$$Rn = EL + H + Se.$$

Rovnice popisuje, jak je dostupná energie, vyjádřena jako sluneční záření Rn , rozdělena na latentní teplo EL , kde L označuje latentní teplo vypařování, na zjevné teplo H a na změnu zásoby energie Se . Rn má kladné hodnoty k povrchu Země, naproti tomu EL a H mají kladné hodnoty směrem od povrchu Země (Donohue a kol., 2007, Renner a Berghofer, 2012). Hodnota zjevného tepla H závisí na intenzitě turbulentní výměny tepla v dolní vrstvě atmosféry (Budyko, 1974).

Vzhledem k dlouhodobým průměrům můžeme předpokládat, že jak změny zásoby vody, tak i změny zásoby energie jsou v dlouhém časovém měřítku nulové. Proto vydělením rovnice energetické bilance pomocí latentního tepla odpařování L a za předpokladu, že změny zásoby energie Se jsou nulové, získáme:

$$\frac{Rn}{L} = E + \frac{H}{L}$$

Dále může být označen termín Rn/L jako hodnota PET . Jedná se o největší možnou hodnotu výparu za daných podmínek (Renner a Berghofer, 2012, Creed a kol., 2014, Donohue a kol., 2007). Tento vztah je široce používán pod pojmem potencionální evapotranspirace. Potencionální evapotranspiraci PET používáme tedy místo Rn/L pro popis zásoby energie. S výše uvedeným zjednodušením můžeme tedy napsat rovnici energetické bilance jako:

$$PET = E + \frac{H}{L}.$$

To má praktický význam, protože hodnotu PET lze snadno odhadnout z běžně dostupných meteorologických dat (Renner a Bernhofer, 2012). Roční evapotranspirace se nejčastěji odhaduje za předpokladu, že změna zásob je rovna nule. Proto je hodnota PET jako rozdíl naměřených hodnot P a Q (Donohue a kol., 2007).

Evapotranspirace je omezena dodávkou vody nebo energie. Pokud je povodí v rovnovážném stavu a je-li voda omezena ($PET > P$), pak je maximální možná hodnota evapotranspirace rovna srážkám a odtok je nulový. Stejně tak, pokud je maximálně možná hodnota evapotranspirace limitována energií PET , pak je hodnota tepelného toku rovna nule (Donohue a kol., 2007).

3.4.2 Budykův rámec

Je přístup vyvinutý Budykem (1974), který se používá k modelování energetické a hydrologické bilance v povodí a je založený na analýze hydrologických dat zaznamenaných v dlouhodobých časových měřících. V dlouhodobé analýze, ve které mohou být časové změny zásoby vody v povodí zanedbatelné, je dlouhodobý průměrný průtok Q rovný rozdílu mezi srážkami P a evapotranspirací E (Reis a kol, 2013). Tento vztah lze zapsat takto:

$$Q = P - E.$$

Srážky pak lze vyjádřit jako:

$$P = Q + E$$

nebo lze rovnici převést na vztah:

$$1 = \frac{Q}{P} + \frac{E}{P}.$$

3.5 Odhad meziročních variabilit

Vzhledem k nejistotě týkající se vodních zdrojů způsobené klimatickou změnou je snaha pomocí dlouhodobé hydrologické bilance vypočítat jednoduchým nástrojem spolehlivý odhad změn srážek, výparu a teploty, které způsobují změny v množství vody v půdě a v řekách. Elasticita odtoku je jedním z těchto nástrojů. Elasticita popisuje změny odtoku, které jsou určeny změnou klimatických veličin (Andréassian a kol., 2016).

Elasticita je tedy jednoduchý odhad citlivosti dlouhodobého odtoku na změny srážek, aktuální a potencionální evapotranspiraci. To se zejména uplatňuje jako výchozí odhad dopadu změny klimatu na vodní zdroje a půdu (Chiew, 2006). Elasticita může být absolutní nebo relativní.

Absolutní elasticitu lze definovat jako poměr mezi dvěma absolutními veličinami. Podmínkou však je, že obě veličiny jsou vyjádřené ve stejných jednotkách, a proto je poměr bezrozměrný. Absolutní elasticitu $e_{Q/X}$ lze stanovit jako (Andréassian a kol., 2016):

$$\Delta Q = e_{Q/X} \Delta X.$$

V této práci je počítáno s klimatickou proměnnou X pro srážky P , aktuální evapotranspirací E a potencionální evapotranspirací PET .

Relativní elasticita $\varepsilon_{Q/X}$ odtoku Q ku klimatické proměnné X je definována jako (Shaake a Liu, 1989, Andréassian a kol., 2016):

$$\frac{\Delta Q}{\bar{Q}} = \varepsilon_{Q/X} \frac{\Delta X}{\bar{X}},$$

kde ΔQ a ΔX jsou změny ročního odtoku a klimatické proměnné (srážky, aktuální nebo potencionální evapotranspirace) vzhledem k dlouhodobému průměru odtoku \bar{Q} a klimatických proměnných \bar{X} . \bar{Q} a \bar{X} jsou tedy dlouhodobé průměrné hodnoty odtoku a klimatické proměnné. Symbol Δ značí rozdíl mezi naměřenými a průměrnými hodnotami. Relativní elasticita $\varepsilon_{Q/X}$ je také bezrozměrná (vyjádřená v %), protože se jedná o poměr mezi dvěma relativními veličinami (Andréassian a kol., 2016, Zheng a kol., 2009).

3.5.1 Teoretické studie elasticity

Většina studií elasticity patří mezi teoretické studie. Tyto studie jsou založené na hydrologických modelech (Andréassian a kol., 2016).

Jednou z prvních prací je práce Němce a Schaakeho (1982), kteří ve své studii použili deterministický model Sacramento. Více je o této práci pojednáno v kapitole *3.6.1 Graficko-početní vyhodnocení elasticity*.

Další teoretickou studií je práce Vogel a kol. (1998), kteří použili logaritmický model a pro výpočet aplikovali metodu nejmenších čtverců. Práce Vogel a kol. (1998) je dále zahrnuta v kapitole *3.6.3 Alternativní metody empirického odhadu elasticity odtoku*.

Nejvíce teoretických studií je založeno na rovnici dlouhodobé hydrologické bilance, kterou navrhli Turc a Mezentsev. Turc-Mezentsevova rovnice je podrobněji popsána v kapitole *3.6.2 Turc-Mezentsevova rovnice*. Tuto rovnici ve studiích elasticity použil např. Arora (2002), Yang a Yang (2011) nebo Zhang a kol. (2004).

3.5.2 Empirické studie elasticity

Pouze několik publikovaných studií o elasticitě je empirických. Empirické studie jsou založené na naměřených datech (Andréassian a kol., 2016).

Hlavní empirickou studií elasticity je práce Sankarasubramaniana a kol. (2001), kteří ve studii porovnávají neparametrickou metodu odhadu elasticity založenou na mediánu. Uvedená studie je pro tuto diplomovou práci zásadní, protože data jsou vyhodnocována stejnou metodou.

Chiew (2006) ve své studii použil pro odhad elasticity odtoku 219 povodí po celé Austrálii. Pro odhad elasticity byl uplatněn hydrologický modelovací přístup a neparametrická metoda. Ačkoliv metoda pomocí hydrologického modelování poskytuje nepatrně lepší výsledky, tak jsou pro tento přístup nutná spolehlivá data a přesná kalibrace modelu. Oproti tomu odhad neparametrickou metodou je konzistentní v případě odhadu citlivosti změny dlouhodobého odtoku od klimatu, protože tato metoda používá pro odhad elasticity přímo historická data.

3.6 Metody odhadu elasticity odtoku

3.6.1 Graficko-početní vyhodnocení elasticity

Grafické znázornění elasticity patří do empirických studií, tedy jsou založené na hydrologických datech (Andréassian a kol., 2016). Vyhodnocením grafickou formou jsou výsledky velice dobře zřetelné.

Němec a Schaake (1982) ve své práci použili deterministický model Sacramento, který patří jeden k nejspolehlivějším v různých klimatických podmínkách na několika kontinentech. Pro modelování odhadu změny klimatu vybrali extrémně suché a extrémně vlhké povodí. Výsledkem jejich práce byly grafy změn odtoku, jako funkce změn srážek a potenciální evapotranspirace. Významným poznatkem v této práci bylo, že změny v evapotranspiraci mají relativně menší vliv na změnu odtoku než změny srážek (Němec a Schaake, 1982).

Další, kteří vyhodnocovali výsledky elasticity vykreslováním do grafů, byli Wolock a McCabe (1999).

3.6.2 Turc-Mezentsevova rovnice

Turc-Mezentsevova rovnice hydrologické bilance je jednoduchý a efektivní matematický nástroj, který popisuje vztah mezi dlouhodobým průměrným odtokem, dlouhodobými průměrnými srážkami a dlouhodobou průměrnou potenciální evapotranspirací. Pro celou řadu studií se jedná o referenční metodu odhadu teoretické elasticity (Andréassian a kol., 2016, Lebecherel a kol., 2013). Turc-Mezentsevovu rovnici lze zapsat takto:

$$Q = P - (P^{-n} + PET^{-n})^{-1/n},$$

kde Q je dlouhodobý průměrný odtok, P jsou dlouhodobé průměrné srážky, PET je dlouhodobá průměrná potenciální evapotranspirace, n je parametr, nejčastěji se používá hodnota $n = 2,5$ (Andréassian a kol., 2016, Lebecherel a kol., 2013).

Lebecherel a kol. (2013) v práci popisují historii vzniku tohoto modelu a navrhují zlepšení, která zpřesňují předpověď ve vybraných situacích.

3.6.3 Alternativní metody empirického odhadu elasticity odtoku

Jedná se o metody založené na datech. Tyto empirické metody vyžadují dlouhodobé řady odtoku a klimatických proměnných. Pro níže uvedené metody je zásadní tento zápis:

$$\Delta X_i^{(M)} = X_i^{(M)} - X^{(LT)},$$

kde proměnná X je počítaná pro období M (5, 10, 20, 30leté období), kde počáteční rok je i , LT je dlouhodobá průměrná hodnota proměnné X (Andréassian a kol., 2016).

Neparametrická metoda

Je to neparametrický přístup k odhadu klimatické elasticity přímo z pozorovaných dat. Jedná se o metodu, která počítá roční časové řady relativních anomálií odtoku, tedy rozdíly s dlouhodobým průměrem. Pro tento přístup odhadu absolutní elasticity je následně použit medián (Andréassian a kol., 2016):

$$e_{Q/X}^{(M)} = \text{median} \left(\frac{\Delta Q_i^{(M)}}{\Delta X_i^{(M)}} \right).$$

Tento přístup použil Sankarasubramanian a kol. (2001) na povodí řeky Sacramento, Animas a Saline. V tomto článku autoři porovnávají neparametrickou metodou odhadu relativní elasticity srážek na třech hydroklimatických modelech (Trivariate model, Nonlinear abc model a Abcd model).

Pro relativní elasticitu lze analogicky odvodit vztah:

$$\varepsilon_{Q/X}^{(M)} = \text{median} \left(\frac{\Delta Q_i^{(M)} / \bar{Q}}{\Delta X_i^{(M)} / \bar{X}} \right).$$

Problém při odhadu hodnoty elasticity může nastat, pokud při hodnotě $\Delta X_i^{(M)} = X_i^{(M)} - X^{(LT)}$ se hodnota $X_i^{(M)}$ blíží hodnotě $X^{(LT)}$, pak se jmenovatel blíží nule, proto Sankarasubramanian a kol. (2001) zavedli přepočítání přes medián (Zheng a kol., 2009).

Zheng a kol. (2009) ve své práci pro neparametrický odhad klimatické elasticity použili místo odhadu mediánem odhad pomocí metody nejmenších čtverců pro absolutní elasticitu jako (Zheng a kol., 2009):

$$e_{Q/X}^{(M)} = \frac{\sum(X_i - \bar{X})(Q_i - \bar{Q})}{\sum(X_i - \bar{X})^2}$$

a pro relativní elasticitu lze analogicky odvodit vztah:

$$\varepsilon_{Q/X}^{(M)} = \frac{\bar{X}}{\bar{Q}} \times \frac{\sum(X_i - \bar{X})(Q_i - \bar{Q})}{\sum(X_i - \bar{X})^2} = \rho_{Q,X} \times C_Q/C_X,$$

kde $\rho_{Q,X}$ je korelační koeficient P a Q , E a Q a PET a Q . Hodnoty C_Q a C_X jsou koeficienty variace Q , P , E a PET . Ve srovnání s neparametrickým odhadem navrženým Sankarasubramaniamem a kol. (2001) tento způsob výpočtu ukazuje jasný vztah $\rho_{Q,X}$ s C_Q/C_X , což naznačuje, že čím vyšší je hodnota $\rho_{Q,X}$ a C_Q/C_X , tím citlivější je odtok k příslušným klimatickým proměnným (srážkám, aktuální a potenciální evapotranspiraci) (Zheng a kol., 2009).

Regresní metody odhadu elasticity pro srážky a potenciální evapotranspiraci (OLS nebo GLS odhady)

Tyto metody odhadují elasticitu lineárním modelem, tedy metodou (obyčejných) nejmenších čtverců OLS nebo zobecněným lineárním modelem, tedy funkcí zobecněné metody nejmenších čtverců GLS (Andréassian a kol., 2016).

Vogel a kol. (1998) použili regresní logaritmický model, který počítá s přirozenými logaritmy. Test byl proveden na datech Spojených států amerických, kdy byly státy rozděleny na 18 hlavních oblastí. Pro výpočet použili metodu nejmenších čtverců OLS a váženou metodou nejmenších čtverců WLS pro každé závislé proměnné pro každou z 18 oblastí. Jejich cílem při vývoji modelu bylo, aby byla co nejvyšší hodnota R^2 (koeficient determinace) a co nejmenší chyba modelu (Vogel a kol. 1998).

Metoda nejmenších čtverců (OLS) je základní postup odhadu v ekonometrii. GLS je zobecněným lineárním modelem. Hlavní myšlenkou odvození odhadu GLS je transformace modelu reziduí, který je založen na předpokladech o jejich chování (Hayashi, 2000).

Metody OLS nebo GLS kvantifikují elasticitu srážek a potenciální evapotranspirace současně hledáním řešení modelu s různými předpoklady. U metody OLS jsou rezidua normálního rozdělení a jsou nezávislá; u metody GLS rezidua nemají normální rozdělení a jsou závislá (Andréassian a kol., 2016).

4 DATA

Vstupními daty v této práci jsou teplotní a srážkové řady pro období 1766-2015. Data vychází z paleoklimatických rekonstrukcí, která zpracovali Casty a kol. (2007) a z datové sady CRU TS pro oblast Evropy (kromě Skandinávie a Britských ostrovů). Odtoková data jsou výstupní data sítě buněk z modelu mHM, která jsou tvořena z ansámblu o 100 simulacích. Jedná se o hydrologickou simulaci 10 sad souborů a pro každou sadu bylo použito 10 sad parametrů (Hanel a kol., 2018).

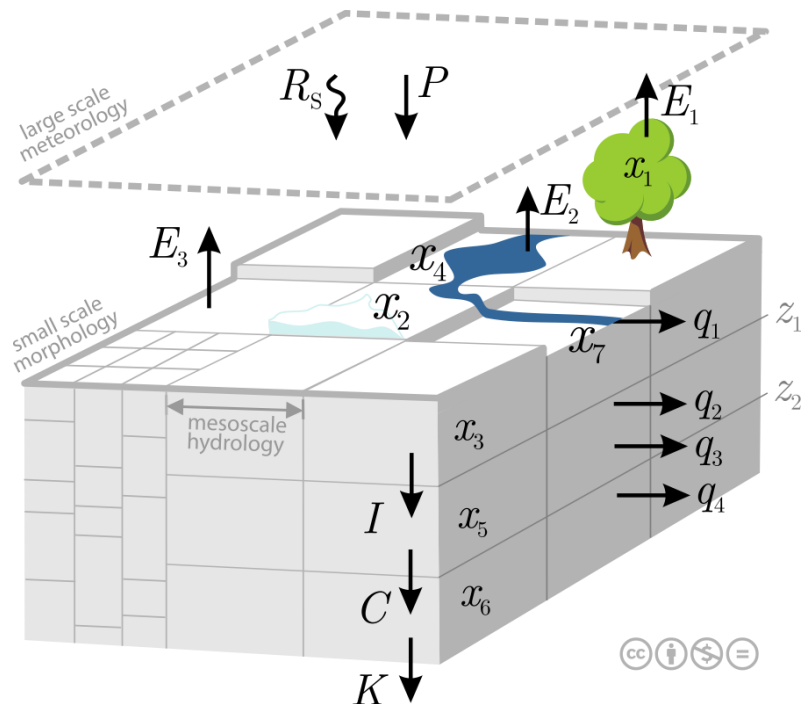
Hodnocení odhadu elasticity odtoku za minulých 250 let je tedy určeno pro většinu Evropy. Prostorové rozlišení bylo stanoveno na $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, tedy na velikost mřížky (nebo také označované jako gridbod) 50 x 50 km (Casty a kol., 2007, Hanel a kol., 2018). Data v měsíčním časovém kroku jsou agregována na roční časový krok. Agregace na roční časový krok byla nutná z důvodu řešení odhadu meziročních variabilit odtoku ku klimatickým proměnným (srážkám, aktuální a potenciální evapotranspiraci).

Pro rekonstrukci klimatických dat v období 1766-1900 byla použita data srážek a teploty pro jednotlivé gridbody získané od Casty a kol (2007). Tato data byla rekonstruována z dostupných stanic a pomocí regrese hlavních komponent na datovém souboru CRU TS (Hanel a kol., 2018). CRU TS je datová sada o změně klimatu (Harris a kol., 2014). Pro období 1901-2015 byla použita také datová sada CRU TS. Hanel a kol. (2018) zrekonstruovali pro toto období měsíční časové řady srážek a teploty. Hodnoty potenciální evapotranspirace odvodili z průměrných měsíčních teplot. Pro tyto hodnoty bylo stanoveno opět prostorové rozlišení na velikost $0,5^\circ \times 0,5^\circ$.

Rekonstrukce odtokových dat byly získány z ansámblové simulace z hydrologického modelu mHM. Časové řady srážek, teploty a potenciální evapotranspirace byly použity jako vstupy do tohoto modelu (potenciální evapotranspirace byla odhadnuta z průměrné měsíční teploty vzduchu). Odtokem z gridbodu je myšlena veškerá voda, která z dané oblasti (gridbodu) odtéká. Do odtoku je tedy zahrnuta voda povrchového odtoku, voda v půdě a i voda z podzemního odtoku (Hanel a kol., 2018). Hodnota aktuální evapotranspirace nebyla zahrnuta do modelu mHM, ale byla odhadnuta jako rozdíl srážek a odtoku.

Model mHM (meteoscale hydrologic model) je distribuovaný hydrologický model, který používá jako základní hydrologickou jednotku síť buněk. Na obrázku

níže (Obrázek 2) je zobrazeno schéma procesů, s kterými tento model počítá. Jedná se o tyto procesy: zásoba vody zadržené na rostlinách (intercepce), akumulace a tání sněhu, vlhkost půdy a její dynamika, infiltrace vody do půdy a povrchový odtok, evapotranspirace, zásoba vody v půdě a generování odtoku, perkolace vody, základní odtok a změna v odtoku (Samaniego a kol., 2018).



Obrázek 2: Schéma procesů v mHM modelu pro každý gridbod. Zobrazeny jsou tyto procesy: radiační záření R_s , srážky P , evapotranspirace E_1 , E_2 a E_3 (dýchání rostlin a výpar z povrchů), parametry popisující povrchový odtok: intercepce x_1 , zásoba vody ve sněhu x_2 a zásoba vody v nádržích a tocích x_4 , povrchový odtok q_1 , podpovrchový odtok z půdních vrstev q_2 a q_3 , parametry popisující podpovrchový odtok x_3 , x_5 a x_6 , infiltrace I , perkolace C a perkolace do nehlubších vrstev mimo daný gridbod K . Čerpáno ze Samaniego a kol., 2018.

Model mHM je řízený hodinovými nebo denními meteorologickými záznamy (srážkami, teplotou) a uplatňuje základní fyzikální charakteristiky povodí, jako je například půdní textura, vegetace nebo geologické vlastnosti. Tyto informace používá pro odvození prostorové variability parametrů. Model byl testován a aplikován na více než 300 povodích Evropy, Indie a USA o velikostech povodí v rozsahu 4 až 550 000 km². Model pracoval s velikostí mřížky mezi 1 a 100 km. Podrobný způsob fungování modelu a parametrizace modelu je popsán v článku Samaniego a kol. (2010).

Kromě získaných dat teploty a srážek z datového souboru CRU TS, hodnotu potenciální evapotranspirace dopočítanou z průměrných teplot, hodnotu odtoku získanou jako výstup z modelu mHM a hodnotu aktuální evapotranspirace dopočítanou z rozdílu srážek a odtoku, byla v rámci ansámblu dat získána i informace z databáze CCM2. Z databáze CCM2 byly získány informace o povodí a jeho kódu.

CCM2 (Catchment Characterisation and Modelling) je strukturovaná hydrologická databáze říčních sítí a povodí. Tato databáze pokrývá celou Evropu, ale také Island, Turecko a ostrovy Atlantiku. Pro hierarchické uspořádání využívá Strahlerovo číslování, tedy číslování od pramene. Datová sada CCM2 zahrnuje kódovací systém (CCM2, Jager a Vogt, 2010).

Poslední informací, kterou získaná data obsahují je rozdělení Evropy do regionů. Evropa je rozdělena podle panelu IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) na dvě části, na středomořskou oblast (MED) a na středoevropskou oblast (CEU) (Hanel a kol, 2018).

Data, která byla v této práci zpracována, byla získána na Katedře vodního hospodářství a environmentálního modelování Fakulty životního prostředí České zemědělské univerzity v Praze.

5 METODIKA

5.1 Výpočet elasticity odtoku

V diplomové práci je počítán odhad hodnoty relativní a absolutní elasticity odtoku neparametrickou metodou podle Sankarasubramaniana a kol. (2001). Tato metoda je založená na pozorovaných datech, kdy je následně pro období použit přepočten přes medián pro odhad elasticity odtoku. Při výpočtech elasticity odtoku jsou použity jako klimatická proměnná hodnoty srážek, aktuální a potenciační evapotranspirace.

5.1.1 Výpočet ročního odhadu absolutní elasticity

Klasický výpočet roční absolutní elasticity odtoku lze stanovit ze vzorce (Andréassian a kol., 2016):

$$\Delta Q = e_{Q/X} \Delta X,$$

kde ΔQ je změna ročního odtoku a je počítána jako

$$\Delta Q = q - \bar{Q}.$$

Hodnota q je roční hodnota odtoku a \bar{Q} je průměrná hodnota odtoku za studované období (tedy pro období 1766–2015). Stejným způsobem je spočítána klimatická proměnná ΔX . Symbol Δ tedy představuje rozdíl mezi naměřenými a průměrnými hodnotami. Hodnota změny ročních srážek ΔP , aktuální evapotranspirace ΔE a potenciační evapotranspirace ΔPET jsou analogicky počítány jako

$$\Delta P = p - \bar{P},$$

$$\Delta E = e - \bar{E},$$

$$\Delta PET = pet - \overline{PET}.$$

Hodnotu absolutní elasticity $e_{Q/X}$ lze vytknout na tvar (Sankarasubramanian a kol., 2001):

$$e_{Q/X} = \frac{\Delta Q}{\Delta X}.$$

Jedná se o poměr mezi dvěma absolutními veličinami a obě veličiny jsou vyjádřené ve stejných jednotkách (mm), proto je absolutní hodnota elasticity odtoku $e_{Q/X}$ bezrozměrná [-] (Andréassian a kol., 2016).

5.1.2 Výpočet ročního odhadu relativní elasticity

Výpočet roční relativní elasticity odtoku je definována jako změny ročního odtoku a klimatické proměnné vydělené dlouhodobými průměry odtoku a klimatických proměnných (Schaake a Liu, 1989):

$$\frac{\Delta Q}{\bar{Q}} = \varepsilon_{Q/X} \frac{\Delta X}{\bar{X}}.$$

ΔQ je změna ročního odtoku, ΔX je změna klimatické proměnné (srážek nebo potenciální evapotranspirace). Hodnoty \bar{Q} a \bar{X} jsou dlouhodobé hodnoty ročního odtoku a klimatické proměnné za studované období, které jsou odhadnuty aritmetickým průměrem.

Hodnotu relativní elasticity $\varepsilon_{Q/X}$ lze zapsat také jako (Zheng a kol., 2009):

$$\varepsilon_{Q/X} = \frac{\Delta Q / \bar{Q}}{\Delta X / \bar{X}}.$$

Relativní elasticita $\varepsilon_{Q/X}$ je také bezrozměrná, protože se jedná o procentuální poměr mezi dvěma relativními veličinami (%/%) (Andréassian a kol., 2016).

5.1.3 Výpočet odhadu absolutní elasticity pro období

V této práci je počítáno, kromě ročních odhadů absolutní elasticity, také s odhady absolutní elasticity pro 5, 10, 20 a 30letá období. Tato období jsou vypočítána z ročních hodnot metodou klouzavých průměrů.

Metoda klouzavých průměrů využívá časové řady, jejichž trend závisí na časových změnách. Dochází k vyrovnávání časové řady po kratších úsecích (Křivý, 2012).

Použitím klouzavých průměrů docílíme vyrovnání časové řady. Výpočet probíhá po úsecích o délce M (5, 10, 20 nebo 30 let), kdy se hodnota klouzavého průměru počítá jako prostý aritmetický průměr pro námi zvolenou délku úseku (období) a zapisuje se na prostřední pozici pro daný úsek. Po výpočtu klouzavého průměru o délce M se posouváme o jeden časový údaj a zároveň je vynechán počáteční údaj, tedy je postoupeno o jeden časový úsek vpřed (Hanel a Vizina, 2014, Litschmannová, 2010, Křivý 2012).

Na začátku a na konci časové řady vznikají nevyrovnané části. Velikost nevyrovnané části časové řady je závislá na délce úseku M (období). S rostoucí délkou úseku se zároveň zvětšuje délka nevyrovnané části na začátku a na konci časové řady. Nevyrovnaná část na obou koncích řady je $\frac{M-1}{2}$ období (Hanel a Vizina, 2014, Litschmannová, 2010, Křivý 2012).

Například pro pětileté období je první hodnota vyrovnané části klouzavého průměru na třetím intervalu a počítá se z první až páté hodnoty časové řady. Na druhém intervalu se hodnota nevyrovnané části počítá jako aritmetický průměr prvních čtyř hodnot časové řady a na prvním intervalu se hodnota v nevyrovnané části počítá jako aritmetický průměr prvních třech hodnot časové řady. Na stejném principu se počítá nevyrovnaná část klouzavého průměru na konci časové řady.

Výpočet odhadu hodnoty absolutní elasticity pro období je počítána přes klouzavé průměry (5, 10, 20 a 30leté). Jedná se o stejný princip výpočtu jako u odhadu roční absolutní elasticity, pouze se používají hodnoty klouzavých průměrů, a ne ročních hodnot. Obecný zápis pro období lze zapsat takto:

$$\Delta X^{(M)} = x^{(M)} - \bar{X}.$$

$\Delta X^{(M)}$ je hodnota změny proměnné (odtoku, srážek, aktuální nebo potencionální evapotranspirace), která je počítána pro období M (5, 10, 20 a 30leté). Hodnota $x^{(M)}$ je hodnota klouzavého průměru pro dané období M , \bar{X} je dlouhodobá průměrná hodnota dané proměnné za celé studované období (1766–2015) (Andréassian a kol., 2016).

Výpočet absolutní elasticity odtoku pro období $e_{Q/X}^{(M)}$ je následně stanoven:

$$\Delta Q^{(M)} = e_{Q/X}^{(M)} \Delta X^{(M)},$$

kde $\Delta Q^{(M)}$ je změna ročního odtoku pro období a $\Delta X^{(M)}$ je hodnota klimatické proměnné pro období. Hodnotu absolutní elasticity $e_{Q/X}^{(M)}$ lze převést jako poměr mezi dvěma absolutními veličinami (Andréassian a kol., 2016), která byla pro výsledný průměrný odhad absolutní elasticity pro období provedena přes medián podle Sankarasubramanian a kol. (2001):

$$e_{Q/X}^{(M)} = \text{median} \left(\frac{\Delta Q^{(M)}}{\Delta X^{(M)}} \right).$$

5.1.4 Výpočet odhadu relativní elasticity pro období

Stejně jako v případě odhadu absolutní elasticity pro období je i odhad relativní elasticity stanoven pro 5, 10, 20 a 30letá období, které jsou vypočteny z ročních hodnot metodou klouzavých průměrů, jinak je princip výpočtu stejný jako u výpočtu odhadu roční relativní elasticity.

Výpočet absolutní elasticity odtoku pro období $\varepsilon_{Q/X}^{(M)}$ vyjadřuje změnu odtoku a klimatické proměnné pro období vydělené dlouhodobými průměry odtoku a klimatických proměnných za celé studované období (Shaake a Liu, 1989):

$$\frac{\Delta Q^{(M)}}{\bar{Q}} = \varepsilon_{Q/X}^{(M)} \frac{\Delta X^{(M)}}{\bar{X}}.$$

Hodnotu relativní elasticity pro období $\varepsilon_{Q/X}^{(M)}$ lze přepsat jako procentuální poměr mezi dvěma relativními veličinami (%/%) (Andréassian a kol., 2016, Zheng a kol., 2009). Výsledný výpočet hodnoty relativní elasticity pro období byl, stejně jako v případě výpočtu hodnoty absolutní elasticity odtoku pro období, proveden přes přepočtení na medián podle Sankarasubramanian a kol. (2001):

$$\varepsilon_{Q/X}^{(M)} = \text{median} \left(\frac{\Delta Q^{(M)} / \bar{Q}}{\Delta X^{(M)} / \bar{X}} \right).$$

5.2 Výběr nejlepšího člena ansámblu

Pro získání a vykreslení výsledků v této práci bylo zapotřebí vybrat nejlépe pracující člen z celého ansámblu o 100 simulacích pro roční absolutní elasticitu odtoku, relativní elasticitu odtoku, pro každé období (5, 10, 20 a 30leté) absolutní elasticity odtoku a pro každé období relativní elasticity odtoku, které jsou řízeny změnou dlouhodobých srážek, aktuální a potencionální evapotranspirací.

Nejprve byla pro každý ansámbl vypočítána mediánová hodnota, a to pro celou časovou řadu roční absolutní a relativní elasticity odtoku a pro každé období (5, 10, 20 a 30leté) mediánová hodnota absolutní a relativní elasticity odtoku, které jsou řízeny změnou dlouhodobých srážek, aktuální a potencionální evapotranspirací. Použit byl medián, který na rozdíl od aritmetického průměru, není ovlivněn odlehlými hodnotami. Tím byla získána pro každý model jedna hodnota elasticity: $e_{Q/P_{med}}$.

$$e_{Q/E_{med}}, e_{Q/PET_{med}}, \varepsilon_{Q/P_{med}}, \varepsilon_{Q/E_{med}}, \varepsilon_{Q/PET_{med}}, e_{Q/P_{med}}^{(M)}, e_{Q/E_{med}}^{(M)}, \\ e_{Q/PET_{med}}^{(M)}, \varepsilon_{Q/P_{med}}^{(M)}, \varepsilon_{Q/E_{med}}^{(M)}, \varepsilon_{Q/PET_{med}}^{(M)}.$$

Následně se již mohlo přistoupit k výběru nejlepšího modelu. Pro výběr byl zvolen následující způsob výpočtu:

pro roční absolutní elasticitu:

$$BM e_{Q/X} = \min(\text{abs}(e_{Q/X_{med}} - \text{median}(e_{Q/X_{med}}))),$$

pro roční relativní elasticitu:

$$BM \varepsilon_{Q/X} = \min(\text{abs}(\varepsilon_{Q/X_{med}} - \text{median}(\varepsilon_{Q/X_{med}}))),$$

pro absolutní elasticitu pro jednotlivá období:

$$BM e_{Q/X}^{(M)} = \min(\text{abs}(e_{Q/X_{med}}^{(M)} - \text{median}(e_{Q/X_{med}}^{(M)}))),$$

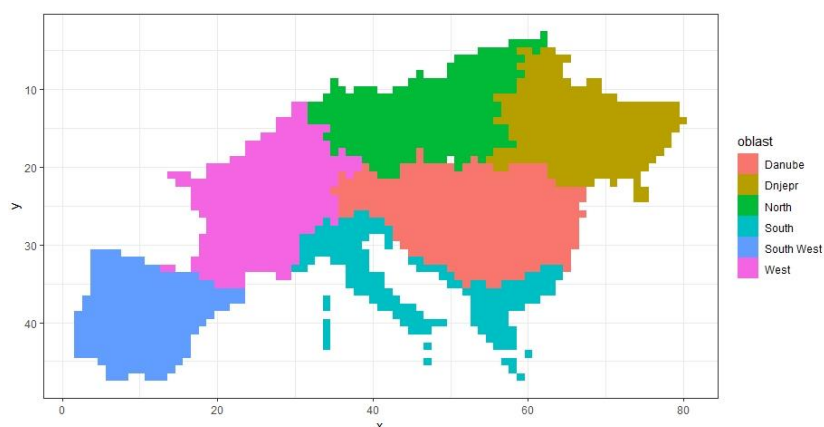
pro relativní elasticitu pro jednotlivá období:

$$BM \varepsilon_{Q/X}^{(M)} = \min(\text{abs}(\varepsilon_{Q/X_{med}}^{(M)} - \text{median}(\varepsilon_{Q/X_{med}}^{(M)}))).$$

BM je model s hodnotou elasticity odtoku ($e_{Q/X}$, $\varepsilon_{Q/X}$, $e_{Q/X}^{(M)}$ nebo $\varepsilon_{Q/X}^{(M)}$), který je nejbližší mediánu elasticit v ansámblu ($e_{Q/X_{med}}$, $\varepsilon_{Q/X_{med}}$, $e_{Q/X_{med}}^{(M)}$, $\varepsilon_{Q/X_{med}}^{(M)}$).

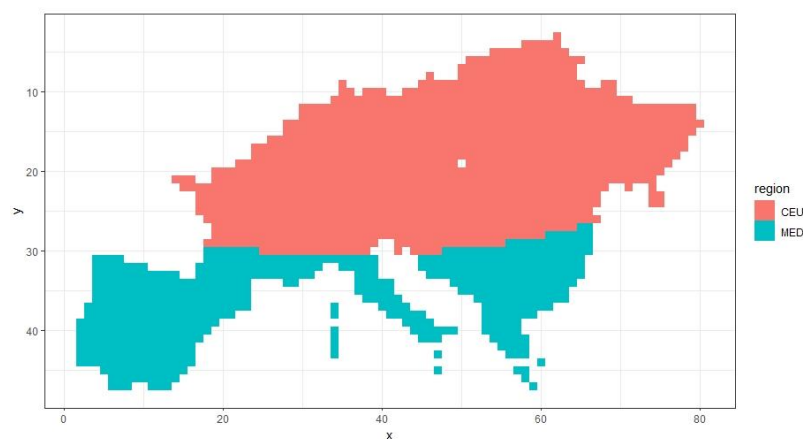
6 CHARAKTERISTIKA STUDOVANÉHO ÚZEMÍ

Studované území (Obrázek 3) pokrývá celou oblast Evropy, kromě Skandinávie a Britských ostrovů (Hanel a kol, 2018). Evropa je rozdělena do těchto celků: povodí řeky Dněpr, povodí řeky Dunaj, oblast Itálie a úmoří Jaderského moře, oblast Portugalska a Španělska, povodí řeky Loiry a Rýna a část úmoří Baltského moře.



Obrázek 3: Rozdělení Evropy do celků: Dnjepr - povodí řeky Dněpr, Danube - povodí řeky Dunaj, South – oblast Itálie a úmoří Jaderského moře, South West – oblast Portugalska a Španělska, West – povodí řeky Loiry a Rýna a North – část úmoří Baltského moře.

Dále jsou data Evropy rozčleněna podle Nicholls a kol. (2012) na dva regiony (Obrázek 4): na středomořskou oblast (MED) a na středoevropskou oblast (CEU).



Obrázek 4: Rozdělení Evropy na dva regiony: na středomořskou oblast MED a na středoevropskou oblast CEU.

Práce Nicholls a kol. (2012) se podrobně zabývá klimatickými změnami a extrémy, jejich dopady na přirozené prostředí. Celý svět rozdělují do 26 regionů,

příčemž Evropa je rozdělena na dva regiony. U těchto regionů pozorují teplotní a srážkové extrémny, index sucha a promítají předpoklady změny teploty a srážek pro dané regiony.

7 VÝSLEDKY

Tato kapitola je rozdělena na tři hlavní části. První část se skládá ze základní popisné statistiky, ve které je pomocí popisné statistiky charakterizována absolutní a relativní elasticita odtoku pro celý ansámbl. Ve druhé části je vykreslen a popsán časový průběh absolutní a relativní elasticity odtoku a třetí část je věnována prostorovému rozložení absolutní a relativní elasticity odtoku.

Vyhodnocení výsledků je u časového průběhu a prostorového rozložení vykresleno pro: roční absolutní elasticitu odtoku, která je řízena změnou dlouhodobých srážek $e_{Q/P}$, aktuální evapotranspirací $e_{Q/E}$ a potenciální evapotranspirací $e_{Q/PET}$, a roční relativní elasticitu odtoku, která je řízena změnou dlouhodobých srážek $\varepsilon_{Q/P}$, aktuální evapotranspirací $\varepsilon_{Q/E}$ a potenciální evapotranspirací $\varepsilon_{Q/PET}$. Dále je časový průběh a prostorové rozložení vykresleno pro: absolutní elasticitu odtoku pro (5, 10, 20 a 30letá) období, která jsou řízena změnou dlouhodobých srážek $e_{Q/P}^{(M)}$, aktuální evapotranspirací $e_{Q/E}^{(M)}$ a potenciální evapotranspirací $e_{Q/PET}^{(M)}$, a relativní elasticitu odtoku pro období (5, 10, 20 a 30letá), která jsou řízena změnou dlouhodobých srážek $\varepsilon_{Q/P}^{(M)}$, aktuální evapotranspirací $\varepsilon_{Q/E}^{(M)}$ a potenciální evapotranspirací $\varepsilon_{Q/PET}^{(M)}$.

7.1 Základní popisná statistika

Pro výpočet základní popisné statistiky byly použity hodnoty elasticity pro výběr nejlepšího člena ansámblu: mediánová hodnota roční absolutní elasticity odtoku, která je řízena změnou dlouhodobých srážek $e_{Q/P_{med}}$, aktuální evapotranspirací $e_{Q/E_{med}}$ a potenciální evapotranspirací $e_{Q/PET_{med}}$; mediánová hodnota roční relativní elasticity odtoku, která je řízena změnou dlouhodobých srážek $\varepsilon_{Q/P_{med}}$, aktuální evapotranspirací $\varepsilon_{Q/E_{med}}$ a potenciální evapotranspirací $\varepsilon_{Q/PET_{med}}$; mediánové hodnoty absolutní elasticity odtoku pro období (5, 10, 20 a 30letá), která jsou řízena změnou dlouhodobých srážek $e_{Q/P_{med}}^{(M)}$, aktuální evapotranspirací $e_{Q/E_{med}}^{(M)}$ a potenciální evapotranspirací $e_{Q/PET_{med}}^{(M)}$; mediánové hodnoty relativní elasticity odtoku pro období (5, 10, 20 a 30letá), která jsou řízena změnou dlouhodobých srážek $\varepsilon_{Q/P_{med}}^{(M)}$, aktuální evapotranspirací $\varepsilon_{Q/E_{med}}^{(M)}$ a potenciální evapotranspirací $\varepsilon_{Q/PET_{med}}^{(M)}$.

Hodnoty absolutní a relativní elasticity jsou vypočítány jako hodnota mediánu pro každou simulaci z ansámblu. Jedná se tedy o sto hodnot relativní a absolutní elasticity odtoku pro každou proměnnou (srážky, aktuální a potenciální evapotranspiraci) pro různá období, ze kterých jsou počítány následující charakteristiky: aritmetický průměr, medián, modus, maximální a minimální hodnota, variační rozpětí, směrodatná odchylka, výběrový rozptyl, koeficient variace, mezikvartilové rozpětí, první a třetí kvartil.

7.1.1 Základní popisná statistika odhadu absolutní a relativní elasticity

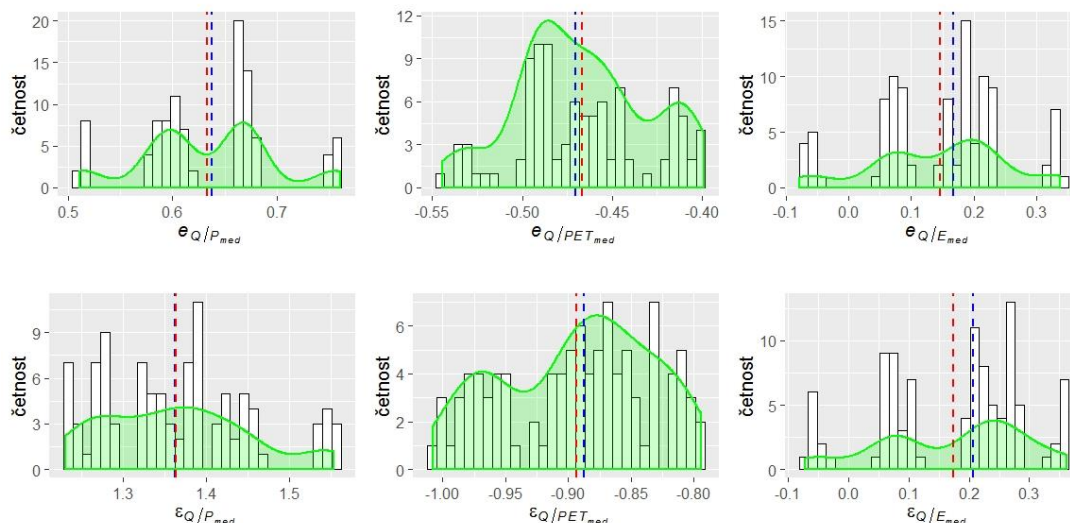
Tabulka 1: Základní popisná statistika odhadu absolutní $e_{Q/X_{med}}$ a relativní elasticity $\varepsilon_{Q/X_{med}}$ za celé studované období.

charakteristika	$e_{Q/P_{med}}$	$e_{Q/PET_{med}}$	$e_{Q/E_{med}}$	$\varepsilon_{Q/P_{med}}$	$\varepsilon_{Q/PET_{med}}$	$\varepsilon_{Q/E_{med}}$
aritmetický průměr	0.630	-0.470	0.150	1.360	-0.890	0.170
medián	0.640	-0.470	0.170	1.360	-0.890	0.210
modus	0.670	-0.490	0.190	1.380	-0.890	0.280
minimální hodnota	0.510	-0.540	-0.080	1.230	-0.870	-0.070
maximální hodnota	0.760	-0.400	0.340	1.550	-1.010	0.360
variační rozpětí	0.250	0.140	0.420	0.320	-0.790	0.430
směrodatná odchylka	0.060	0.040	0.100	0.090	0.220	0.120
výběrový rozptyl	0.000	0.000	0.010	0.010	0.060	0.010
koeficient variace	0.100	-0.090	0.670	0.070	0.000	0.710
mezikvartilové rozpětí	0.070	0.050	0.140	0.140	-0.070	0.190
první kvartil	0.590	-0.490	0.070	1.280	0.100	0.080
třetí kvartil	0.670	-0.440	0.220	1.420	-0.950	0.270

V tabulce (Tabulka 1) jsou vypsány základní charakteristiky popisné statistiky. Každá charakteristika byla spočítána pro absolutní $e_{Q/X_{med}}$ a relativní elasticity $\varepsilon_{Q/X_{med}}$ pro všechny proměnné (srážky, aktuální a potenciální evapotranspiraci).

Z tabulky (Tabulka 1) vyplývá, že ansámbl simulací za celé studované období (1766-2015) dává poměrně stejné výsledky jak u absolutní, tak i u relativní elasticity.

Pro grafické znázornění jsou vykresleny histogramy (Obrázek 5) absolutní a relativní elasticity pro všechny proměnné s vyznačením aritmetického průměru (červeně), mediánu (modře) a hustoty pravděpodobnosti (zeleně).



Obrázek 5: Histogramy absolutní a relativní elasticity odtoku, které jsou řízeny změnou dlouhodobých srážek, aktuální a potenciální evapotranspirací za celé studované období.

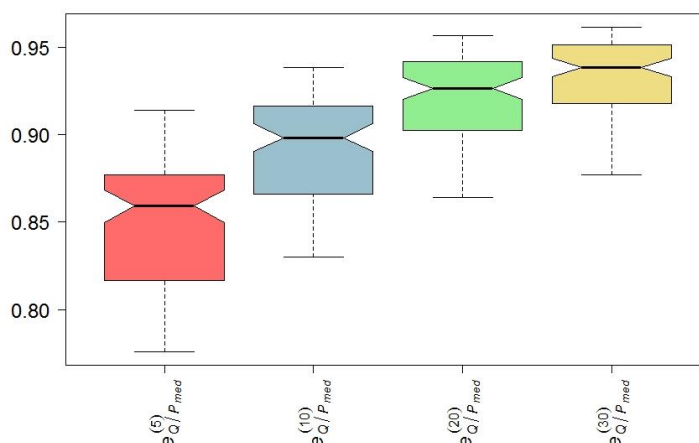
7.1.2 Základní popisná statistika odhadu absolutní elasticity pro období

Tabulka 2: Základní popisná statistika odhadu absolutní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, která jsou řízena změnou dlouhodobých srážek $e_{Q/P_{med}}^{(M)}$.

charakteristika	$e_{Q/P_{med}}^{(5)}$	$e_{Q/P_{med}}^{(10)}$	$e_{Q/P_{med}}^{(20)}$	$e_{Q/P_{med}}^{(30)}$
aritmetický průměr	0.850	0.890	0.920	0.930
medián	0.860	0.900	0.930	0.940
modus	0.880	0.920	0.940	0.950
minimální hodnota	0.780	0.830	0.860	0.880
maximální hodnota	0.910	0.940	0.960	0.960
variační rozpětí	0.130	0.110	0.100	0.080
směrodatná odchylka	0.040	0.030	0.020	0.020
výběrový rozptyl	0.000	0.000	0.000	0.000
koeficient variace	0.060	0.050	0.030	0.030
mezikvartilové rozpětí	0.060	0.050	0.040	0.030
první kvartil	0.820	0.870	0.900	0.920
třetí kvartil	0.880	0.920	0.940	0.950

Hodnoty všech charakteristik míry polohy pro absolutní elasticitu odtoku $e_{Q/P_{med}}^{(M)}$ se s rostoucí délkou období zvětšují (Tabulka 2), stejně tak se i zvyšuje hodnota prvního a třetího kvartilu, to je velice dobře patrné při vykreslení krabicových grafů (Obrázek 6).

Naopak hodnoty charakteristik míry variability se s rostoucí délkou období snižují a blíží se k nule. Dokonce výběrový rozptyl má pro všechny délky období hodnotu rovnou nule. Z toho je možné usoudit, že hodnoty datového souboru se pohybují velice blízko hodnoty aritmetického průměru pro všechna období.



Obrázek 6: Vykreslení krabicových grafů (boxplotů) absolutní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, která jsou řízena změnou dlouhodobých srážek.

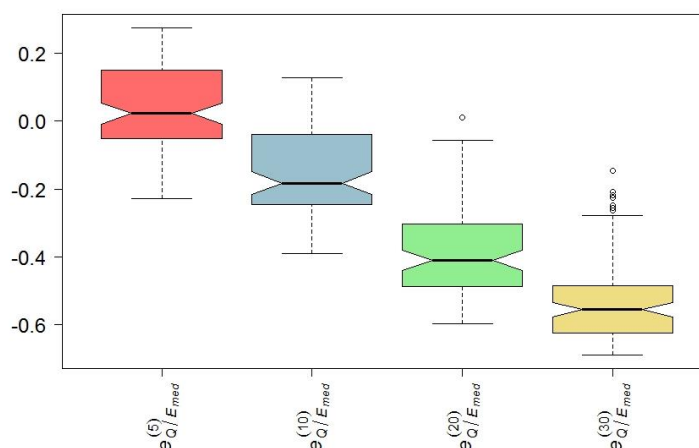
Tabulka 3: Základní popisná statistika odhadu absolutní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, která jsou řízena změnou aktuální evapotranspirace $e_{Q/E_{med}}^{(M)}$.

charakteristika	$e_{Q/E_{med}}^{(5)}$	$e_{Q/E_{med}}^{(10)}$	$e_{Q/E_{med}}^{(20)}$	$e_{Q/E_{med}}^{(30)}$
aritmetický průměr	0.040	-0.150	-0.380	-0.530
medián	0.020	-0.180	-0.410	-0.560
modus	-0.040	-0.040	-0.480	-0.650
minimální hodnota	0.020	-0.390	-0.470	-0.630
maximální hodnota	-0.230	0.130	-0.600	-0.550
variační rozpětí	0.280	0.520	0.010	-0.690
směrodatná odchylka	0.510	0.130	0.610	-0.150
výběrový rozptyl	0.130	0.020	0.140	0.540
koeficient variace	0.020	0.870	0.020	0.130
mezikvartilové rozpětí	0.870	0.210	0.930	0.020
první kvartil	0.200	-0.250	0.180	0.870
třetí kvartil	-0.050	-0.040	-0.490	0.140

Oproti $e_{Q/P_{med}}^{(M)}$ mají hodnoty charakteristik míry polohy u absolutní elasticity odtoku, která je řízena změnou dlouhodobé aktuální evapotranspirace

$e_{Q/E_{med}}^{(M)}$ (Tabulka 3), výrazný klesající charakter. S rostoucí délkou období se hodnota zvyšuje od nuly. Hodnoty míry variability se pro období značně liší.

Klesající charakter hodnot charakteristik míry polohy a velikost mezikvartilového rozpětí je dobře patrná na krabicových grafech níže (Obrázek 7). Dále je vidět, že se u 20letých a 30letých období vyskytují odlehlé hodnoty.



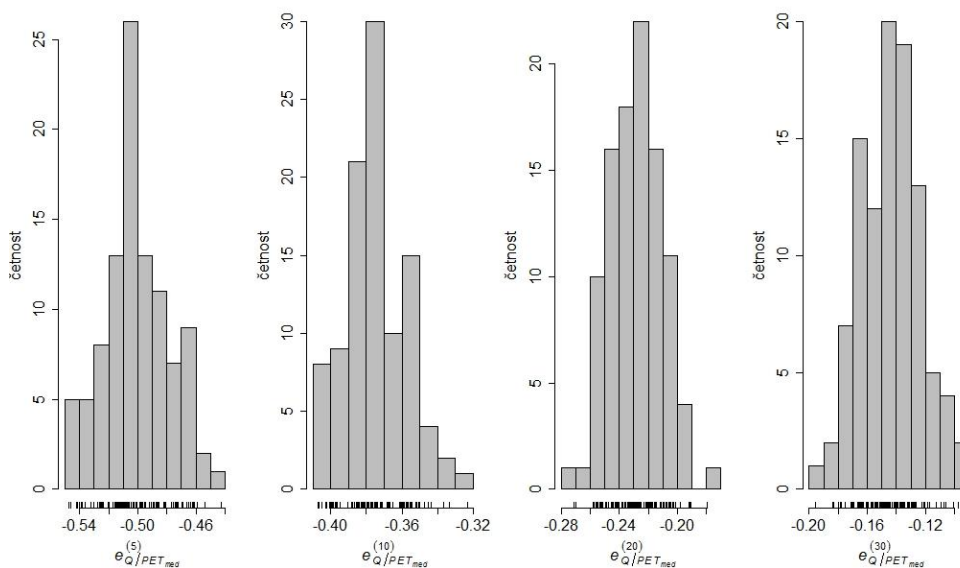
Obrázek 7: Vykreslení krabicových grafů absolutní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, která jsou řízena změnou dlouhodobé aktuální evapotranspirace.

Tabulka 4: Základní popisná statistika odhadu absolutní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, která jsou řízena změnou dlouhodobé potenciální evapotranspirace.

charakteristika	$e_{Q/PET_{med}}^{(5)}$	$e_{Q/PET_{med}}^{(10)}$	$e_{Q/PET_{med}}^{(20)}$	$e_{Q/PET_{med}}^{(30)}$
aritmetický průměr	-0.500	-0.370	-0.230	-0.140
medián	-0.500	-0.380	-0.230	-0.140
modus	-0.510	-0.380	-0.230	-0.140
minimální hodnota	-0.550	-0.410	-0.270	-0.200
maximální hodnota	-0.440	-0.320	-0.180	-0.090
variční rozpětí	0.110	0.090	0.090	0.110
směrodatná odchylka	0.020	0.020	0.020	0.020
výběrový rozptyl	0.000	0.000	0.000	0.000
koeficient variace	-0.040	-0.040	-0.040	-0.040
mezikvartilové rozpětí	0.030	0.020	0.020	0.030
první kvartil	-0.510	-0.380	-0.240	-0.160
třetí kvartil	-0.490	-0.360	-0.220	-0.130

U absolutní elasticity odtoku, která je řízena změnou dlouhodobé potenciální evapotranspirace $e_{Q/PET_{med}}^{(M)}$ (Tabulka 4) se hodnoty míry polohy s rostoucí délkou

období blíží nule. Stejně tak i hodnoty charakteristik míry variability se s rostoucí délkou období snižují a blíží se nule nebo jsou blízké nule.



Obrázek 8: Vykreslení histogramů absolutní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, která jsou řízena změnou dlouhodobé potenciální evapotranspirace. Čárky na souřadnici x vykreslují hustotu bodů.

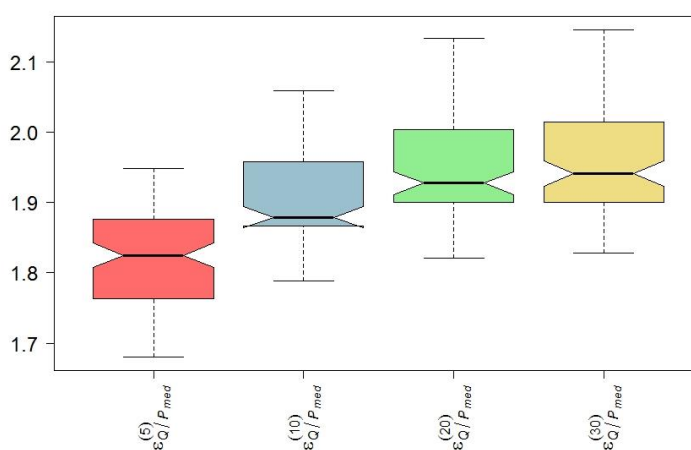
Vzhledem ke stejným nebo k velmi podobným hodnotám aritmetického průměru, mediánu a modu, dále z vykreslení histogramu (Obrázek 8) lze odvodit, že se jedná o symetrická rozdělení. Hodnoty směrodatné odchylky, výběrového rozptylu ani koeficientu variace se s rostoucí délkou časového období nemění. Z toho lze usuzovat, že jsou hodnoty v datovém souboru blízké hodnotám míry polohy.

7.1.3 Základní popisná statistika odhadu relativní elasticity pro období

Hodnoty charakteristiky míry polohy pro relativní elasticitu odtoku $\varepsilon_{Q/P_{med}}^{(M)}$ se s rostoucí délkou období mírně zvyšují (Tabulka 5). Z vykreslení boxplotů (Obrázek 9) a tabulky (Tabulka 5) je patrná nízká hodnota mezikvartilového rozpětí a výběrového rozptylu a mírný růst hodnoty mediánu s rostoucí délkou období. U 10letého období je vidět výrazně nižší hodnota prvního kvartilu.

Tabulka 5: Základní popisná statistika odhadu relativní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, která jsou řízena změnou dlouhodobých srážek $\varepsilon_{Q/P_{med}}^{(M)}$.

charakteristika	$\varepsilon_{Q/P_{med}}^{(5)}$	$\varepsilon_{Q/P_{med}}^{(10)}$	$\varepsilon_{Q/P_{med}}^{(20)}$	$\varepsilon_{Q/P_{med}}^{(30)}$
aritmetický průměr	1.820	1.910	1.960	1.970
medián	1.830	1.880	1.930	1.940
modus	1.800	1.870	1.910	2.010
minimální hodnota	1.680	1.880	1.820	1.830
maximální hodnota	1.950	1.790	2.130	2.150
variační rozpětí	0.270	2.060	0.310	0.320
směrodatná odchylka	0.080	0.270	0.090	0.090
výběrový rozptyl	0.010	0.080	0.010	0.010
koeficient variace	0.060	0.010	0.070	0.070
mezikvartilové rozpětí	0.110	0.060	0.100	0.110
první kvartil	1.760	0.090	1.900	1.900
třetí kvartil	1.880	1.870	2.000	2.010

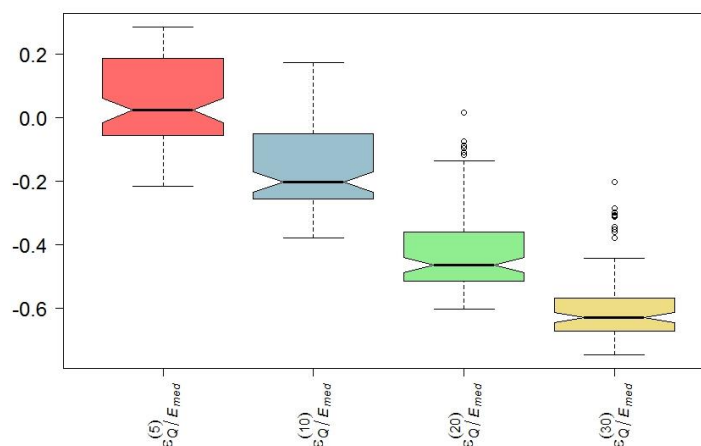


Obrázek 9: Vykreslení krabicových grafů (boxplotů) relativní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, která jsou řízena změnou dlouhodobých srážek.

Podobně jako u absolutní elasticity, tak i u relativní elasticity odtoku, která je řízena změnou dlouhodobé aktuální evapotranspirace $\varepsilon_{Q/E_{med}}^{(M)}$ (Tabulka 6), mají hodnoty všech charakteristik míry polohy výrazný klesající charakter. S rostoucí délkou období se hodnota zvyšuje od nuly a zároveň se hodnota mezikvartilového rozpětí zmenšuje, to je velice dobře patrné při vykreslení krabicových grafů (Obrázek 10). U 20 a 30letých období se vyskytují odlehlé hodnoty.

Tabulka 6: Základní popisná statistika odhadu relativní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, která jsou řízena změnou dlouhodobé aktuální evapotranspirace $\varepsilon_{Q/E_{med}}^{(M)}$.

charakteristika	$\varepsilon_{Q/E_{med}}^{(5)}$	$\varepsilon_{Q/E_{med}}^{(10)}$	$\varepsilon_{Q/E_{med}}^{(20)}$	$\varepsilon_{Q/E_{med}}^{(30)}$
aritmetický průměr	0.050	-0.150	-0.420	-0.600
medián	0.020	-0.200	-0.460	-0.630
modus	-0.040	-0.250	-0.510	-0.600
minimální hodnota	0.250	-0.380	-0.600	-0.750
maximální hodnota	-0.220	0.170	0.010	-0.200
variální rozpětí	0.290	0.550	0.610	0.550
směrodatná odchylka	0.510	0.130	0.140	0.110
výběrový rozptyl	0.150	0.020	0.020	0.010
koeficient variace	0.020	0.760	0.820	0.650
mezikvartilové rozpětí	0.880	0.210	0.150	0.100
první kvartil	0.240	-0.260	-0.510	-0.670
třetí kvartil	-0.060	-0.050	-0.360	-0.570

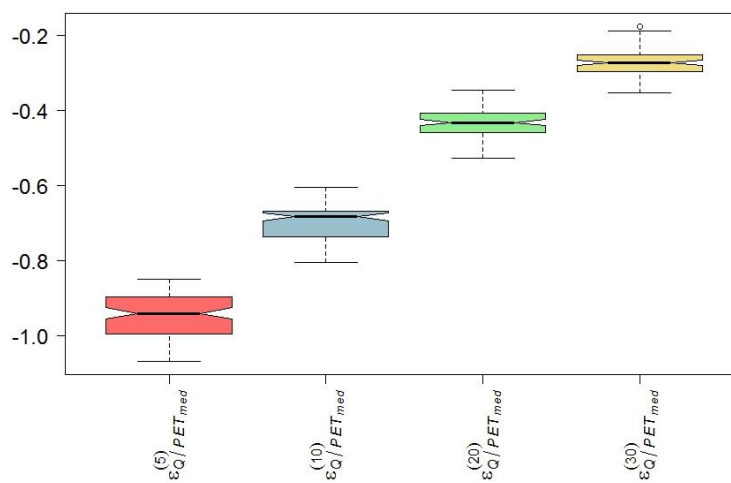


Obrázek 10: Vykreslení krabicových grafů (boxplotů) relativní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, která jsou řízena změnou dlouhodobé aktuální evapotranspirace.

Podobně jako u absolutní elasticity, tak i u relativní elasticity odtoku $\varepsilon_{Q/PET_{med}}^{(M)}$ (Tabulka 7) se hodnoty míry polohy s rostoucí délkou období blíží nule. Stejně tak i hodnoty charakteristik míry variability se s rostoucí délkou období snižují a blíží se nule nebo jsou blízké nule. Z vykreslení krabicových grafů (obrázek 11) je velice dobře vidět nízká hodnota mezikvartilového rozpětí.

Tabulka 7: Základní popisná statistika odhadu relativní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, která jsou řízena změnou dlouhodobé potenciální evapotranspirace $\varepsilon_{Q/PET_{med}}^{(M)}$.

charakteristika	$\varepsilon_{Q/PET_{med}}^{(5)}$	$\varepsilon_{Q/PET_{med}}^{(10)}$	$\varepsilon_{Q/PET_{med}}^{(20)}$	$\varepsilon_{Q/PET_{med}}^{(30)}$
aritmetický průměr	-0.950	-0.700	-0.430	-0.270
medián	-0.940	-0.680	-0.430	-0.270
modus	-0.880	-0.670	-0.430	-0.260
minimální hodnota	-1.070	-0.800	-0.420	-0.350
maximální hodnota	-0.850	-0.600	-0.530	-0.180
variční rozpětí	0.220	0.200	-0.350	0.170
směrodatná odchylka	0.060	0.050	0.180	0.030
výběrový rozptyl	0.000	0.000	0.040	0.000
koeficient variace	-0.070	-0.060	0.000	-0.030
mezikvartilové rozpětí	0.100	0.070	-0.040	0.040
první kvartil	-0.990	-0.740	0.050	-0.300
třetí kvartil	-0.900	-0.670	-0.460	-0.250



Obrázek 11: Vykreslení krabicových grafů (boxplotů) relativní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, která jsou řízena změnou dlouhodobé potenciální evapotranspirace.

7.2 Časový průběh absolutní a relativní elasticity

Kapitola je zaměřena na časový průběh u roční absolutní a relativní elasticity odtoku a u absolutní a relativní elasticity odtoku pro různá období (5, 10, 20 a 30letá) pro každou proměnnou (srážky, aktuální a potenciální evapotranspiraci).

Pro výpočet odhadu časového průběhu absolutní a relativní elasticity byl vybrán vždy pro každou proměnnou a pro každé období nejlépe pracující člen z ansámblu ze 100 simulací.

K výpočtu a vyhodnocení byla použita data od roku 1766 do roku 2015 pro Evropu. V této kapitole jsou data zpracovaná pro vykreslení časového průběhu, proto bylo potřeba získat pro území Evropy prostřední hodnotu v čase. Pro získání prostřední hodnoty byl při vyhodnocení použit medián, který není ovlivněn odlehlými hodnotami, jako například aritmetický průměr.

Na grafech jsou vykresleny křivky pro vyhlazení a vykreslení trendu. Pro vykreslení křivky byla použita metoda loess. Metoda loess (locally weighted scatterplot smoothing) je lokálně vážená regrese, která se používá, pokud nejsou data lineárně rozložena. Jedná se o neparametrický přístup, ve kterém je výpočet prováděn lokálními funkcemi (Pantala, 2017). Kolem každé křivky je vykreslena šedá obalová čára 95% intervalu spolehlivosti. Obalová čára nám vyjadřuje 95procentní pravděpodobnost výskytu odhadovaného parametru v intervalu spolehlivosti. Spolehlivost odhadu je tedy dána námi zvolenou pravděpodobností intervalu spolehlivosti (Novovičová, 2006). Podrobněji se výpočtu intervalu spolehlivosti věnuje Hanel a Vizina (2014) nebo Spiwok (2015).

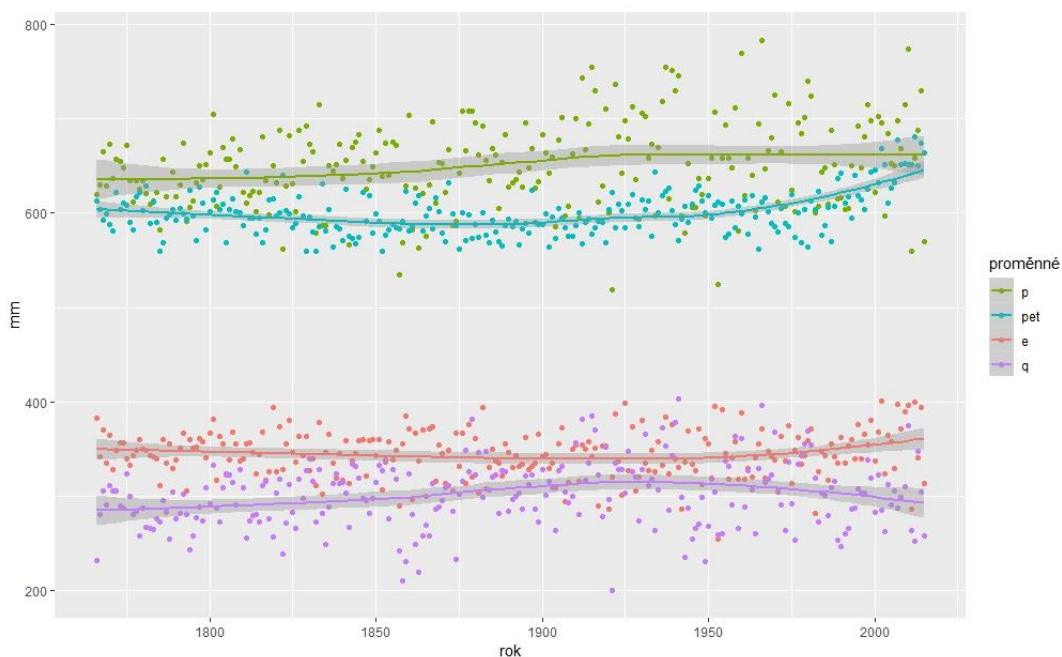
Před samotným vyhodnocením časového průběhu absolutní a relativní elasticity odtoku byl pro názornost vyjádřen průměrný průběh výšek odtoku, srážek, aktuální a potenciální evapotranspirace v čase (Obrázek 12).

Hodnota odtoku q je od roku 1766 do roku 1950 rostoucí. Od roku 1950 hodnota odtoku mírně klesá. Celkově je však trend za celé sledované období mírně rostoucí.

Výška srážek p v celém časovém měřítku vykazuje nepatrný růst, kdy zhruba od roku 1925 výška srážek neroste, ale dochází k mírnému poklesu, který ale na grafu není patrný.

Potenciální evapotranspirace pet od roku 1950 výrazně roste. Průměrná hodnota roční potenciální evapotranspirace se od roku 1900 do roku 2015 zvýšila o 70 mm.

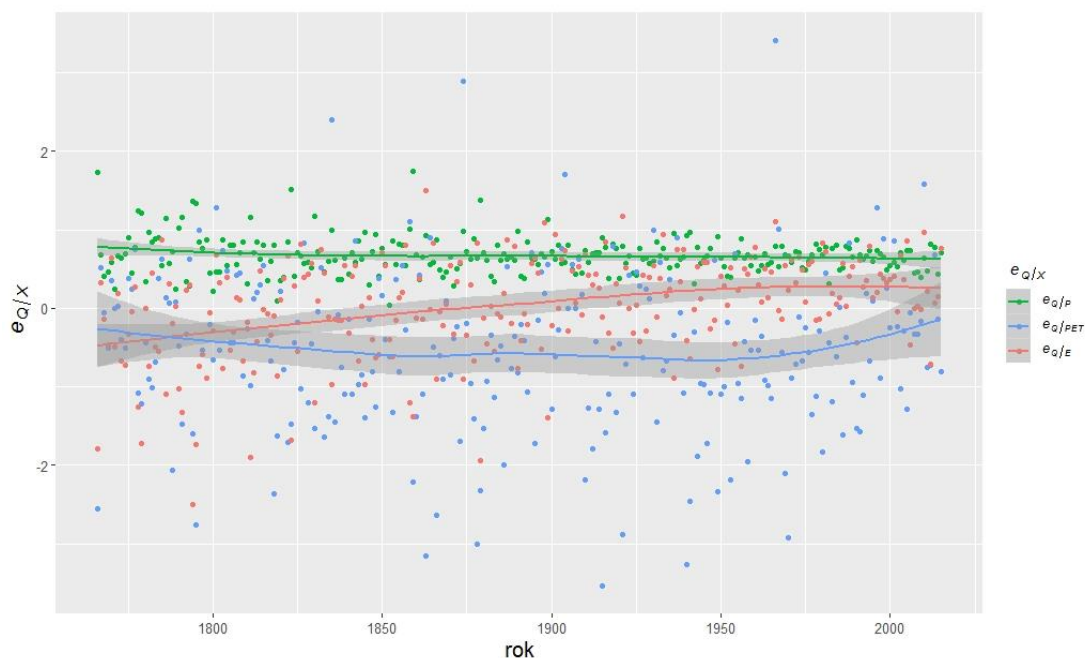
Do roku 1950 hodnota aktuální evapotranspirace e konstantně klesá a od roku 1950 dochází k výraznému nárůstu evapotranspirace.



Obrázek 12: Vykreslení průměrných ročních výšek odtoku (fialově), srážek (zeleně), aktuální evapotranspirace (červeně) a potenciální evapotranspirace (modře) za celé studované období.

7.2.1 Časový průběh roční absolutní elasticity

Jak již bylo popsáno v předchozí kapitole (5.1.1. Výpočet ročního odhadu absolutní elasticity) absolutní elasticita odtoku je definovaná jako poměr hodnoty změny odtoku ku hodnotě změny klimatické proměnné.



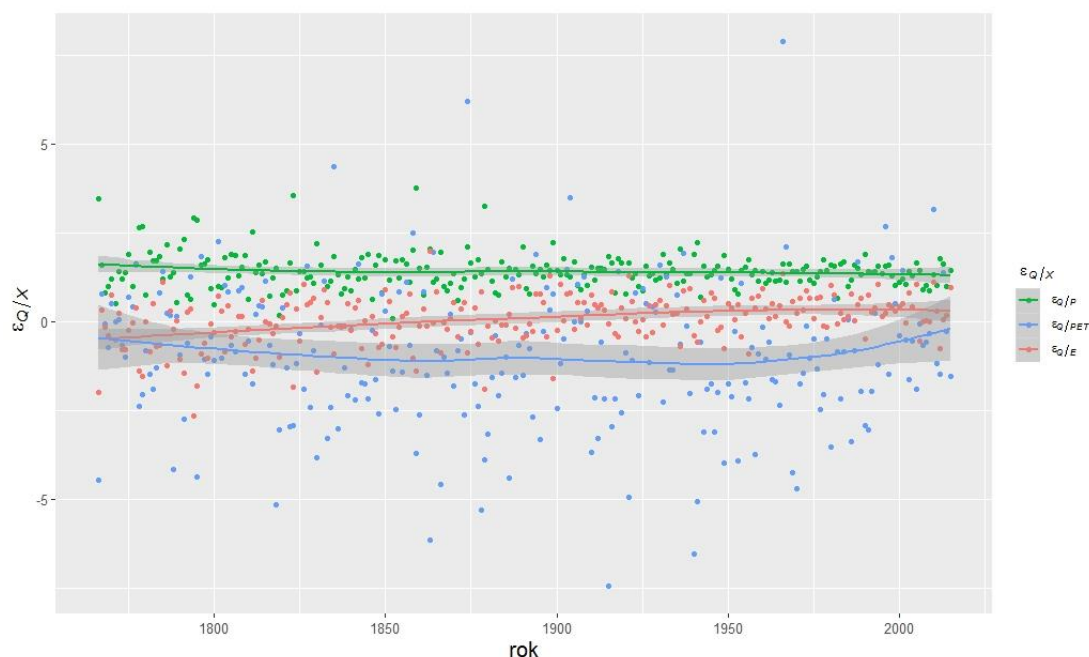
Obrázek 13: Vykreslení časového průběhu roční absolutní elasticity odtoku, která je řízena změnou dlouhodobých srážek $e_{Q/P}$ (zeleně), aktuální evapotranspirací $e_{Q/E}$ (červeně) a potenciální evapotranspirací $e_{Q/PET}$ (modře).

Nejprve je pozornost věnována časovému průběhu roční absolutní elasticity odtoku, která je řízena změnou dlouhodobých srážek $e_{Q/P}$ (Obrázek 13, zelená křivka). Srážky podobně jako odtok v celém časovém průběhu vykazují nepatrný růst, kdy v posledních 50 letech dochází k mírnému poklesu (Obrázek 13). Z grafu (Obrázek 12) výše je vidět, že roční absolutní elasticita odtoku $e_{Q/P}$ má oproti potenciální $e_{Q/PET}$ a aktuální evapotranspiraci $e_{Q/E}$ trend mnohem méně výrazný. Dále je vidět, že má mnohem menší rozptyl hodnot a mnohem vyšší průměrnou hodnotu absolutní elasticity odtoku $e_{Q/P}$.

Časový průběh roční absolutní elasticity odtoku, která je řízena změnou dlouhodobé potenciální evapotranspirace $e_{Q/PET}$ je výraznější než pro srážky $e_{Q/P}$ (Obrázek 13, modrá křivka). Potenciální evapotranspirace od roku 1950 výrazně roste (Obrázek 12). Proto vzhledem jen k mírnému nárůstu odtoku a k výrazně rostoucí hodnotě potenciální evapotranspirace, hlavně za posledních téměř sto let, je trend roční absolutní elasticity odtoku $e_{Q/PET}$ do roku 1950 klesající a od roku 1950 dochází k růstu.

Časový průběh roční absolutní elasticity odtoku, která je řízena změnou dlouhodobé aktuální evapotranspirace $e_{Q/E}$ je z grafu (Obrázek 13, červený graf) velmi dobře patrný a je nejvýraznější ze všech proměnných. Výsledný časový průběh absolutní elasticity odtoku $e_{Q/E}$, kvůli konstantně klesající hodnotě aktuální evapotranspirace do roku 1950 a velice mírně rostoucímu odtoku v časovém měřítku, je rostoucí, pouze od roku 1950 hodnota elasticity $e_{Q/E}$ velmi mírně klesá, ta ale na tomto grafu není patrná.

7.2.2 Časový průběh roční relativní elasticity odtoku



Obrázek 14: Vykreslení časového průběhu roční relativní elasticity odtoku, která je řízena změnou dlouhodobých srážek $\varepsilon_{Q/P}$ (zeleně), aktuální evapotranspirací $\varepsilon_{Q/E}$ (červeně) a potenciální evapotranspirací $\varepsilon_{Q/PET}$ (modře).

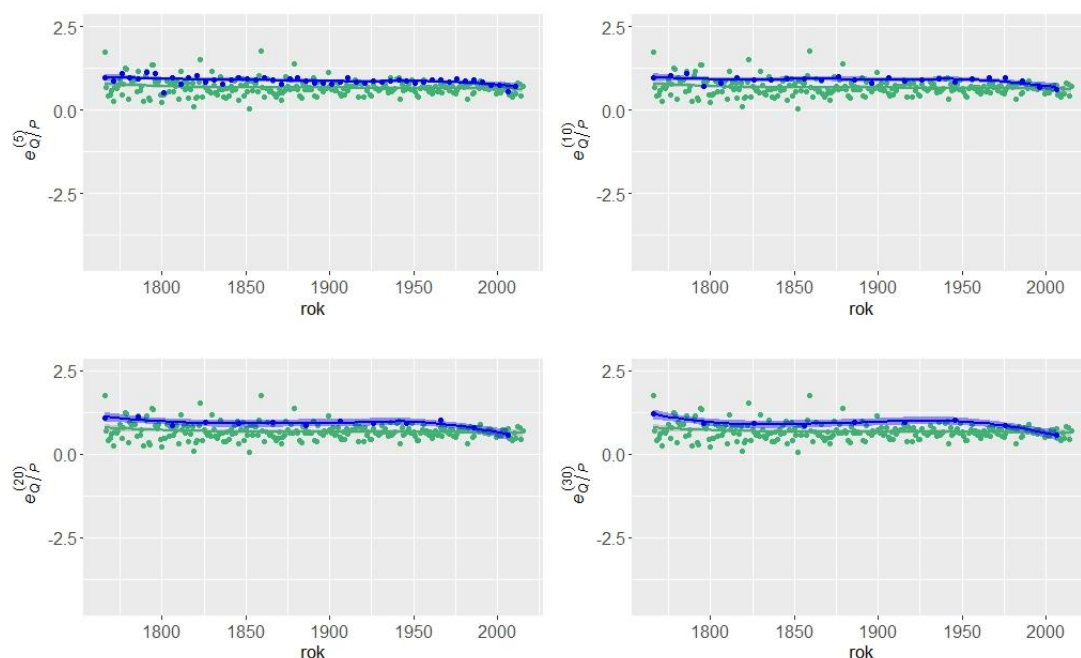
Roční relativní elasticita $\varepsilon_{Q/X}$ byla popsána v kapitole 5.1.2. *Výpočet ročního odhadu relativní elasticity* jako poměr změny odtoku ku hodnotě změny klimatické proměnné vydělené dlouhodobými průměry odtoku a klimatických proměnných.

Časový průběh roční relativní elasticity odtoku má velice podobný průběh jako u roční absolutní elasticity. Roční relativní elasticita odtoku, která je řízena změnou dlouhodobých srážek $\varepsilon_{Q/P}$ (Obrázek 14, zelený graf) má mírně rostoucí trend. To je způsobené větší změnou hodnoty odtoku než srážek. Dále relativní elasticita odtoku $\varepsilon_{Q/P}$ má mnohem vyšší hodnoty oproti relativní elasticitě odtoku $\varepsilon_{Q/PET}$ a $\varepsilon_{Q/E}$.

U časového průběhu roční relativní elasticity odtoku $\varepsilon_{Q/PET}$ je naopak trend mírně klesající do roku 1900 a od roku 1950 pak hodnota relativní elasticity odtoku $\varepsilon_{Q/PET}$ roste (Obrázek 14, modrý graf). Proto vzhledem k mírnému růstu odtoku do roku 1950 a následnému postupnému poklesu odtoku až do současnosti a k výrazně rostoucí hodnotě potenciální evapotranspirace, hlavně za posledních téměř sto let, je trend roční relativní elasticity odtoku, která je řízena změnou dlouhodobé potenciální evapotranspirace $\varepsilon_{Q/PET}$, do roku 1950 klesající a od roku 1950 dochází k růstu absolutní elasticity odtoku $\varepsilon_{Q/PET}$.

Časový průběh roční relativní elasticity odtoku, která je řízena změnou dlouhodobé aktuální evapotranspirace $\varepsilon_{Q/E}$ (Obrázek 14, červený graf), je podobně jako u roční absolutní elasticity odtoku $e_{Q/E}$, dobře patrný. Trvale rostoucí trend téměř v celém časovém měřítku je způsoben konstantně klesající evapotranspirací do roku 1950, od roku 1950 do současnosti hodnota aktuální evapotranspirace roste (Obrázek 12). Proto je výsledná změna relativní elasticity odtoku $\varepsilon_{Q/E}$, kvůli konstantně klesající hodnotě aktuální evapotranspirace do roku 1950 a velice mírně rostoucímu odtoku v časovém měřítku, rostoucí. Pouze od roku 1950 hodnota elasticity odtoku klesá $\varepsilon_{Q/E}$, ta ale celkově trend výrazně nezmění.

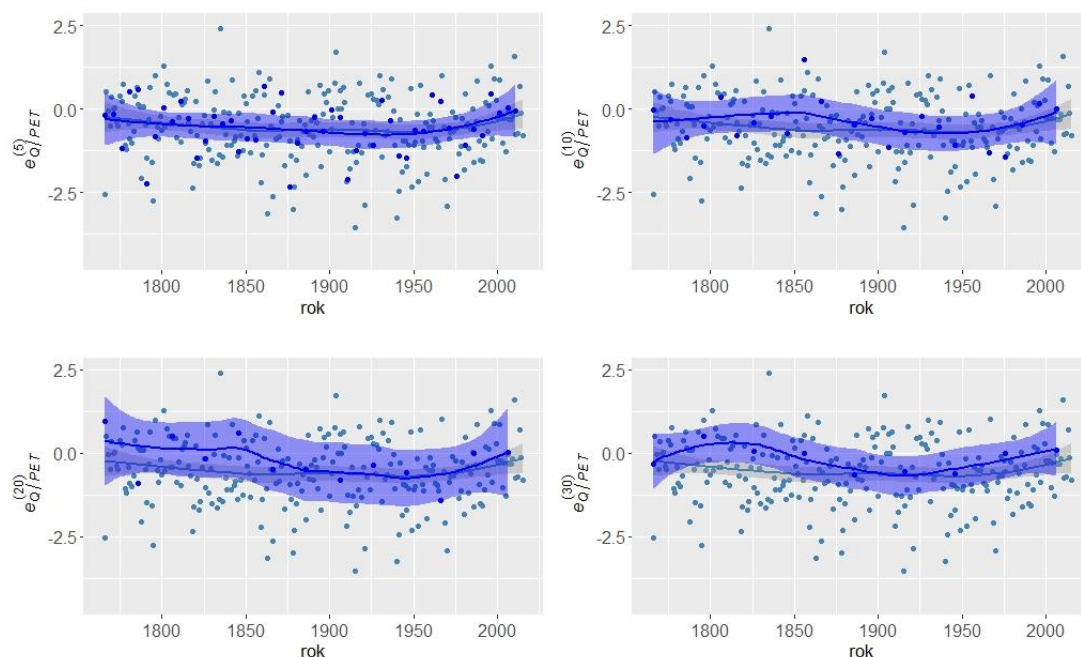
7.2.3 Časový průběh absolutní elasticity odtoku pro období



Obrázek 15: Vykreslení časového průběhu absolutní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, která jsou řízena změnou dlouhodobých srážek $e_{Q/P}^{(M)}$ (modře). Pro lepší porovnání je v grafu zeleně vykreslený časový průběh roční absolutní elasticity odtoku $e_{Q/P}$.

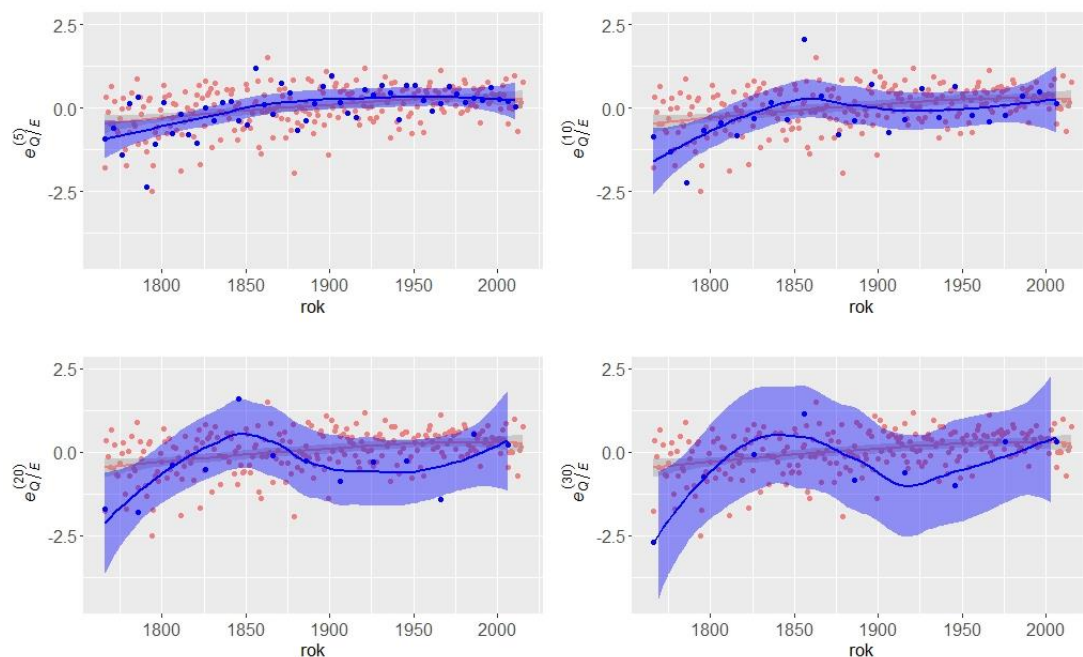
Časový průběh absolutní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období je vypočítán z ročních hodnot metodou klouzavých průměrů a jsou vykresleny pro srážky, aktuální a potenciální evapotranspiraci. Všechny grafy (Obrázek 15, Obrázek 16 a Obrázek 17) mají v této kapitole stejné rozpětí os a v každém grafu je vykreslená roční absolutní elasticita pro lepší vzájemné porovnání. S rostoucí délkou období se u odtoku zvýrazňuje rostoucí trend do roku 1900 a klesající trend od roku 1950 do současnosti. Celkový trend odtoku je ale stále rostoucí.

Absolutní elasticita odtoku pro období, která je řízena změnou dlouhodobých srážek $e_{Q/P}^{(M)}$ (Obrázek 15), má mnohem menší rozptyl hodnoty oproti aktuální $e_{Q/E}^{(M)}$ (Obrázek 17) a potenciální evapotranspiraci $e_{Q/PET}^{(M)}$ (Obrázek 16) a dává mnohem vyšší hodnoty. Vykreslení lokálně vážené regrese má ve všech obdobích u absolutní elasticity odtoku $e_{Q/P}^{(M)}$ v časovém průběhu podobný charakter (Obrázek 15). Průměrná hodnota elasticity se pohybuje kolem hodnoty 0,9. S rostoucí délkou období trend mírně klesá a je výraznější než u roční absolutní elasticity odtoku $e_{Q/P}$.



Obrázek 16: Vykreslení časového průběhu absolutní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, která jsou řízena změnou dlouhodobé potenciální evapotranspirace $e_{Q/PET}^{(M)}$ (tmavě modře). Pro lepší porovnání je v grafu světle modře vykreslený časový průběh roční absolutní elasticity odtoku $e_{Q/PET}$.

Absolutní elasticita odtoku pro 5 a 10leté období $e_{Q/PET}^{(M)}$ (Obrázek 16) má, podobně jako u roční absolutní elasticity odtoku $e_{Q/PET}$ (Obrázek 13), klesající trend a kolem roku 1950 dochází k nárůstu hodnoty $e_{Q/PET}^{(M)}$. U 20 a 30letého období je patrný mírný růst hodnoty elasticity $e_{Q/PET}^{(M)}$ do roku 1830–1850, poté hodnota elasticity klesá a kolem roku 1950 opět hodnota elasticity $e_{Q/PET}^{(M)}$ roste.

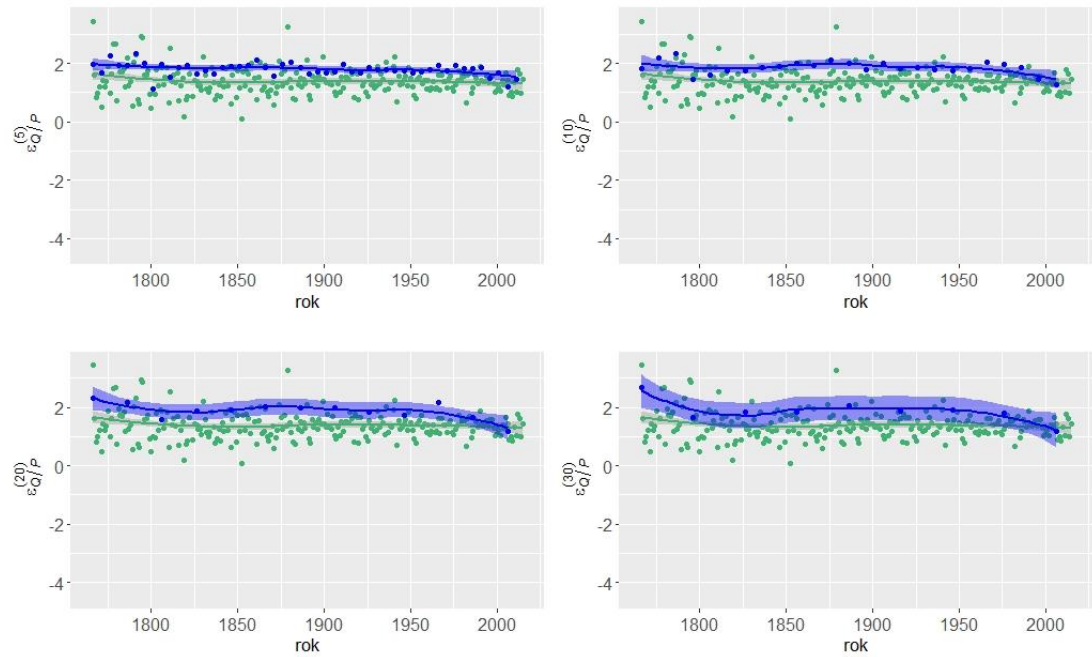


Obrázek 17: Vykreslení časového průběhu absolutní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, která jsou řízena změnou dlouhodobé aktuální evapotranspirace $e_{Q/E}^{(M)}$ (tmavě modře). Pro lepší porovnání je v grafu červeně vykreslený časový průběh roční absolutní elasticity odtoku $e_{Q/E}$.

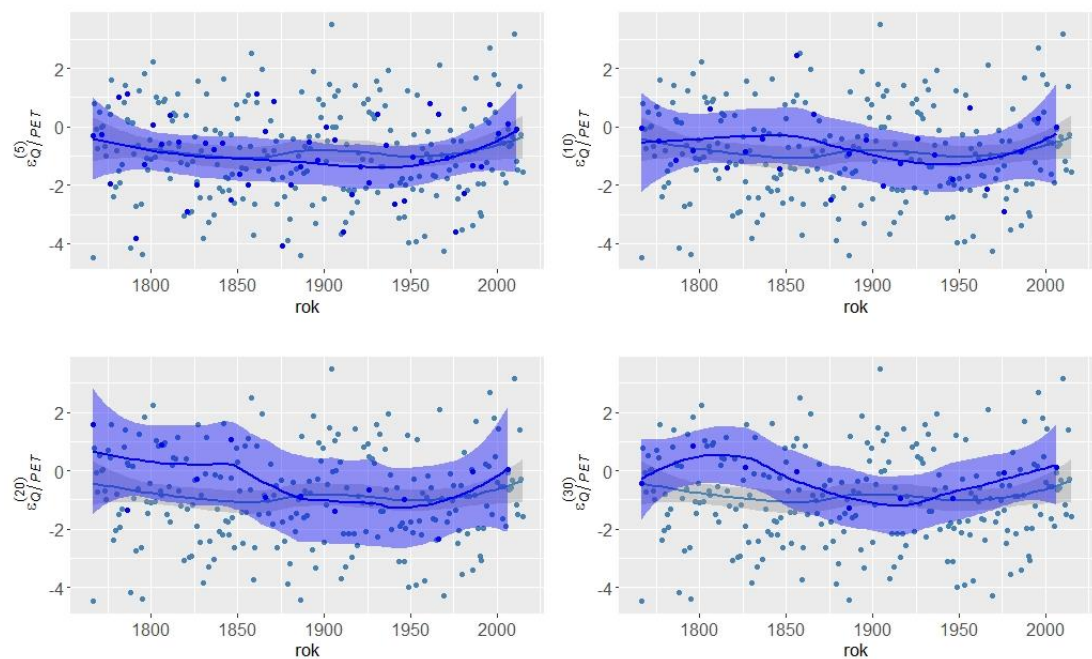
U absolutní elasticity odtoku pro období, která jsou řízena změnou dlouhodobé aktuální evapotranspirace $e_{Q/E}^{(M)}$ (Obrázek 17), se s rostoucí délkou období zvyrazňuje rostoucí trend a zároveň se rozšiřuje oblast 95% intervalu spolehlivosti. Také je, stejně jako u absolutní elasticity odtoku $e_{Q/PET}^{(M)}$, u časového průběhu pro 20 a 30leté období, patrný růst hodnoty absolutní elasticity $e_{Q/E}^{(M)}$ do roku 1850, poté elasticita klesá a od roku kolem 1925-1950 opět hodnota $e_{Q/E}^{(M)}$ roste.

7.2.4 Časový průběh relativní elasticity odtoku pro období

Stejně, jako je časový průběh absolutní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, je i časový průběh relativní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období počítán z ročních hodnot metodou klouzavých průměrů a je vykreslen pro srážky, aktuální a potenciální evapotranspiraci. Všechny grafy (Obrázek 18, Obrázek 19 a Obrázek 20) mají v této kapitole stejné rozpětí os a v každém grafu je vykreslený časový průběh roční relativní elasticity pro lepší vzájemné porovnání. Hodnota odtoku s rostoucí délkou období roste do roku 1900 a od roku 1950 do současnosti se hodnota odtoku snižuje.



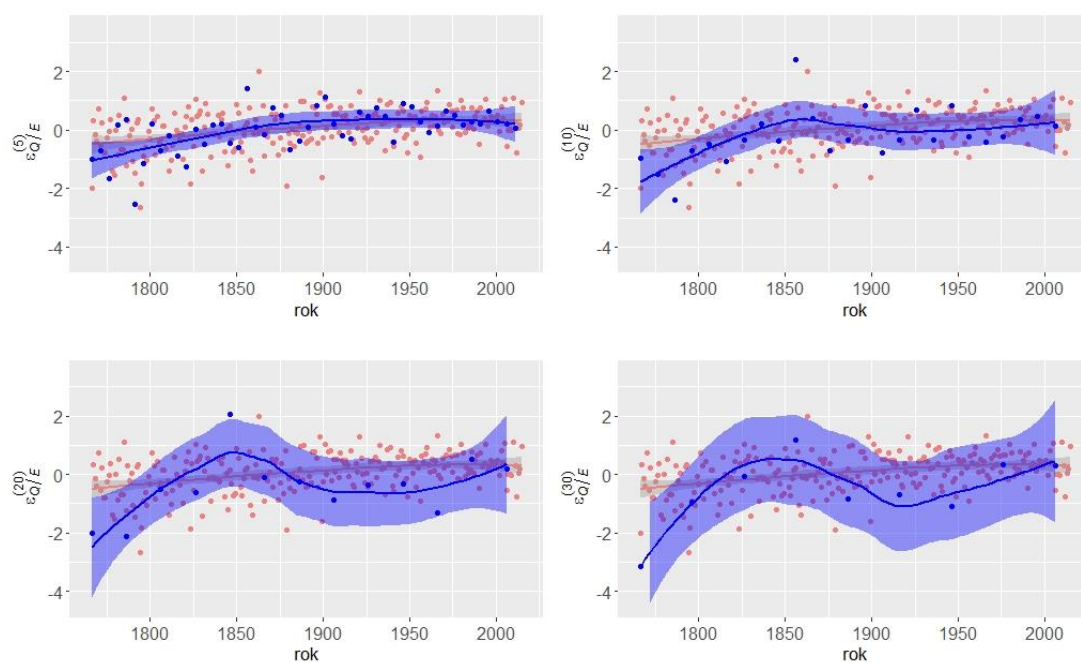
Obrázek 18: Vykreslení časového průběhu relativní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, která jsou řízena změnou dlouhodobých srážek $\varepsilon_{Q/P}^{(M)}$ (modře). Pro lepší porovnání je v grafu zeleně vykreslený časový průběh roční absolutní elasticity odtoku $\varepsilon_{Q/P}$.



Obrázek 19: Vykreslení změn relativní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, která jsou řízena změnou dlouhodobé potenciální evapotranspirace $\varepsilon_{Q/PET}^{(M)}$ (tmavě modře). Pro lepší porovnání je v grafu světle modře vykreslený časový průběh roční relativní elasticity odtoku $\varepsilon_{Q/PET}$.

Stejně jako absolutní elasticita odtoku pro období $e_{Q/P}^{(M)}$, tak i relativní elasticita odtoku pro období $\varepsilon_{Q/P}^{(M)}$ (Obrázek 18) má menší rozptyl hodnot oproti aktuální $\varepsilon_{Q/E}^{(M)}$ (Obrázek 20) a potenciální evapotranspiraci $\varepsilon_{Q/PET}^{(M)}$ (Obrázek 19) a dává mnohem vyšší hodnoty. Vykreslená lokálně vážená regrese má u relativní elasticity odtoku pro období, která jsou řízena změnou dlouhodobých srážek $\varepsilon_{Q/P}^{(M)}$, v časovém měřítku u 5 a 10letého období velmi podobný charakter (Obrázek 18). U 20 a 30letého období je patrný výrazněji klesající trend na počátku a na konci časové řady v období 1766–1800 a v období 1950–2015. U 20 a 30letého období je také vidět větší rozptyl oproti 5 a 10letému období.

Relativní elasticita odtoku pro 5leté období, která je řízena změnou dlouhodobé potenciální evapotranspirace, $\varepsilon_{Q/PET}^{(5)}$ (Obrázek 19) do roku 1950 klesá, od roku 1950 dochází k nárůstu hodnoty relativní elasticity pro pětileté období $\varepsilon_{Q/PET}^{(5)}$. U 10 a hlavně 20 a 30letého období je patrný mírný růst hodnoty elasticity do roku 1830–1850, následně hodnota elasticity klesá a kolem roku 1925 opět hodnota elasticity roste.



Obrázek 20: Vykreslení časového průběhu relativní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, která jsou řízena změnou dlouhodobé aktuální evapotranspirace $\varepsilon_{Q/E}^{(M)}$ (modře). Pro lepší porovnání je v grafu červeně vykreslený časový průběh roční relativní elasticity odtoku $\varepsilon_{Q/E}$.

U relativní elasticity odtoku pro období, která jsou řízena změnou dlouhodobé aktuální evapotranspirace $\varepsilon_{Q/E}^{(M)}$ (Obrázek 20), podobně jako u absolutní elasticity

odtoku $e_{Q/E}^{(M)}$, se s rostoucí délkou období zvyrazňuje rostoucí trend a zároveň se rozšiřuje oblast 95% intervalu spolehlivosti. Také je, stejně jako u $\varepsilon_{Q/PET}^{(M)}$ pro 20 a 30leté období, patrný růst hodnoty absolutní elasticity $e_{Q/E}^{(M)}$ do roku 1850, poté hodnota elasticity klesá a od roku 1925 se opět hodnota absolutní elasticity zvyšuje.

7.3 Prostorové rozložení absolutní a relativní elasticity

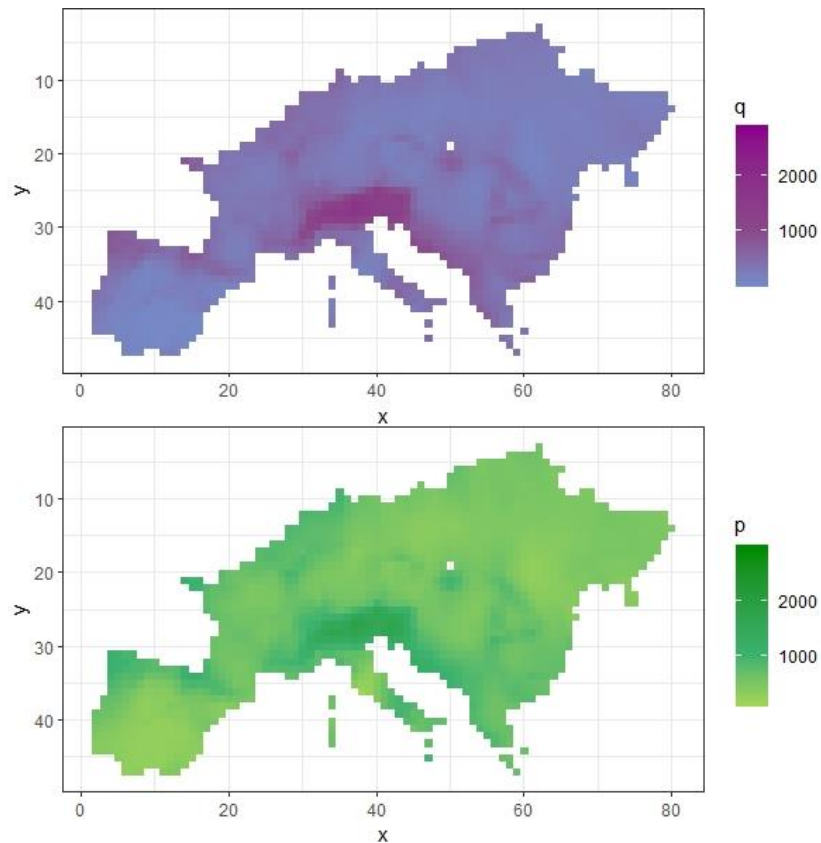
Kapitola se zaměřuje na prostorové rozložení u roční absolutní a relativní elasticity odtoku a u absolutní a relativní elasticity odtoku pro různá období (5, 10, 20 a 30letá) pro každou proměnnou (srážky, aktuální a potenciální evapotranspiraci).

K výpočtu odhadu prostorového rozložení absolutní a relativní elasticity byl vybrán, stejně jako v případě časového průběhu absolutní a relativní elasticity odtoku, vždy pro každou proměnnou a pro každé období nejlépe pracující člen z ansámblu ze 100 simulací.

Pro výpočet a vyhodnocení byla použita data pro období 1766-2015 pro Evropu. V této kapitole jsou data zpracována v prostorovém rozložení, proto bylo potřeba získat prostřední hodnotu za celé studované období pro každý gridbod Evropy. Pro získání prostřední hodnoty byl, jako v případě vyhodnocování časového průběhu absolutní a relativní elasticity, při vyhodnocení použit medián. Velikost každého gridbodu je 50 x 50 km.

Hodnoty elasticity jsou vykresleny do rastrového grafu. Kladné hodnoty absolutní a relativní elasticity odtoku jsou vykresleny červeně, hodnoty rovné nule bíle a záporné hodnoty modře. Jako souřadnicový systém je použit World Geodetic System (WGS 84).

Před samotným vyhodnocením prostorového rozložení absolutní a relativní elasticity odtoku jsou pro názornost vykresleny prostorové rozložení průměrné výšky odtoku, srážek, aktuální a potenciální evapotranspirace pro Evropu (Obrázek 21 a Obrázek 22).



Obrázek 21: Vykreslení prostorového rozložení průměrných ročních výšek odtoku (fialově) a srážek (zeleně) pro oblast Evropy.

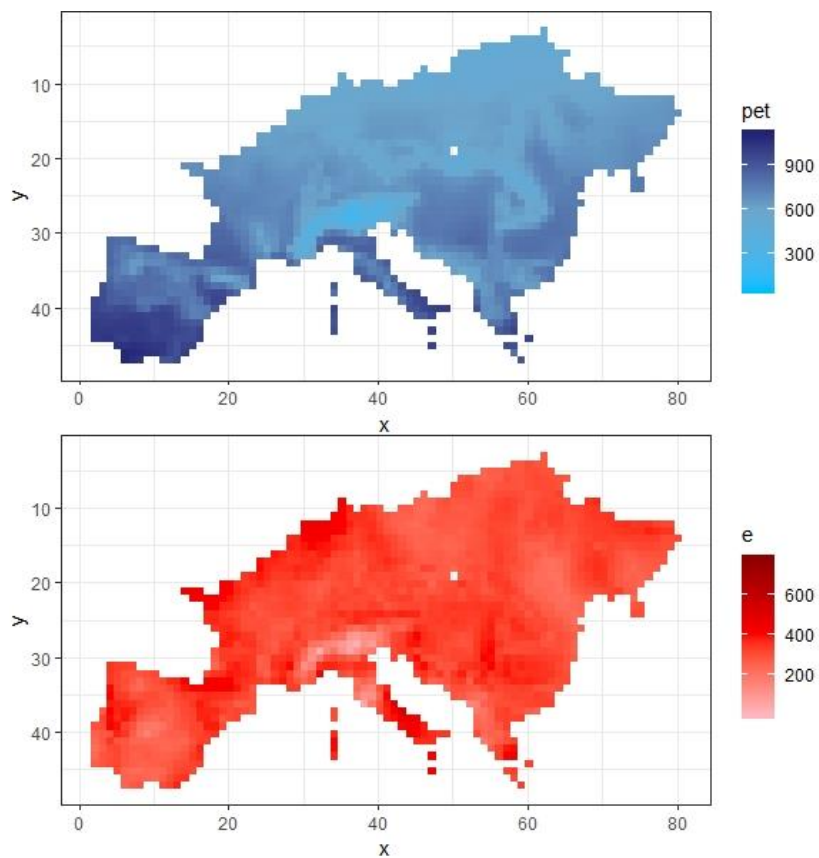
Nejvyšší hodnota odtoku q je ve vyšších nadmořských výškách v oblastech (Obrázek 28, fialový graf) Pyrenejí, Karpat, Dinárských hor, pohoří Pindos a Apenin. Nejvyšší hodnoty odtoku jsou v oblasti Alp.

Výška srážek p vykazuje nejvyšší hodnoty, podobně jako odtok, především ve vyšších nadmořských výškách (Obrázek 28, zelený graf), v oblastech Pyrenejí, Karpat, Pindos, Dinárských hor, Apenin a nejvíce srážek spadne v oblasti Alp. Dále kromě vyšších nadmořských výšek jsou vyšší hodnoty srážek v oblasti Severoněmecké nížiny.

Nejvyšší hodnoty potenciální evapotranspirace pet se vyskytují především v oblasti mediteránu (Obrázek 29, modrý graf). Naopak nejnižší potenciální evapotranspirace je v oblasti Alp a v dalších vysokých pohořích Evropy (Pyreneje, Karpaty, Apeniny, Pindos) a v oblasti Balkánu.

Aktuální evapotranspirace e (Obrázek 29, červený graf), podobně jako potenciální evapotranspirace, vykazuje nejnižší hodnoty v oblasti Alp, Apenin, pohoří Pindos a v oblasti centrálního Španělska. Naopak vysoký výpar je v oblasti

Apeninského poloostrova, středomořských ostrovů, jižního Řecka, Pyrenejí, Severoněmecké nížiny a Bretaňského poloostrova.

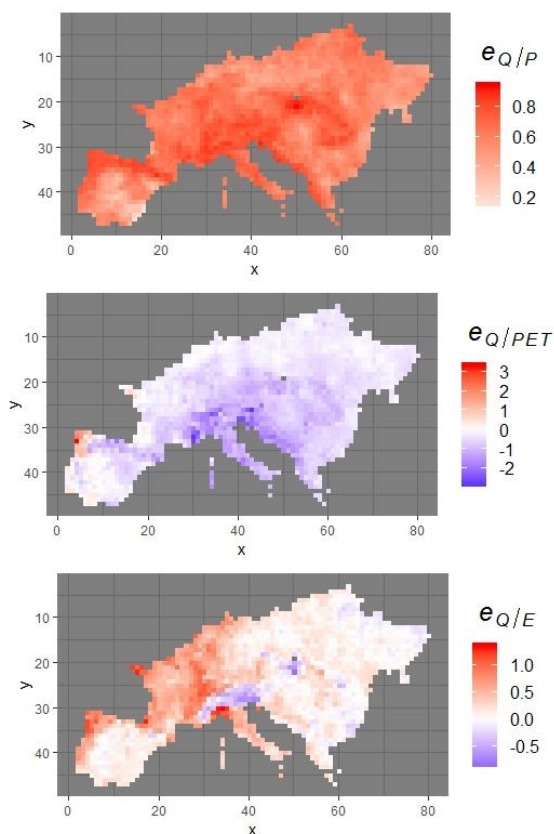


Obrázek 22: Vykreslení prostorového rozložení průměrných ročních výšek potenciální evapotranspirace (modře) a aktuální evapotranspirace (červeně) pro oblast Evropy.

7.3.1 Prostorové rozložení roční absolutní elasticity odtoku

Absolutní elasticita je definovaná jako poměr změny ročního odtoku ku změně roční klimatické proměnné (srážek, aktuální nebo potenciální evapotranspiraci).

Změna odtoku je téměř v celé Evropě záporná, nejnižší hodnoty kolem -20 až -30 mm jsou v oblasti Pádské nížiny, Pyrenejí, oblasti Portugalska a severního a jižního Španělska. Naopak kladné hodnoty změn odtoku kolem 10 mm jsou v oblasti Alp a ke změně odtoku téměř nedochází v jižním Řecku, Itálii, v oblasti kolem řeky Ebro a v Severoněmecké a Středopolské nížině.



Obrázek 23: Vykreslení prostorového rozložení roční absolutní elasticity odtoku, která je řízená změnou dlouhodobých srážek $e_{Q/P}$ (horní graf), potenciální evapotranspirací $e_{Q/PET}$ (prostřední graf) a aktuální evapotranspirací $e_{Q/E}$ (dolní graf).

Absolutní elasticita odtoku, která je řízená změnou dlouhodobých srážek $e_{Q/P}$ (Obrázek 23, horní graf), je v celé Evropě kladná. Vzhledem k podobným změnám odtoku a srážek se hodnoty absolutní elasticity $e_{Q/P}$ pohybují od hodnoty 0,1 do jedné. Z důvodu slabě se snižujícímu odtoku a k mírně záporným až nulovým změnám srážek jsou nejnižší hodnoty roční elasticity $e_{Q/P}$ v oblasti centrálního a východního Španělska v oblasti hor, kde jsou převážně krátké řeky s malým a nepravidelným průtokem. Naopak nejvyšší hodnoty absolutní elasticity

$e_{Q/P}$ se vyskytují v oblasti Karpat, Pyrenejí a Kantaberského pohoří, dále u pobřeží Jaderského moře v oblasti Dinárských hor a pohoří Pindos, také v oblasti Alp, kde má odtok výraznější změny než srážky.

Absolutní elasticita odtoku $e_{Q/PET}$ (Obrázek 23, prostřední graf) je ve většině Evropy záporná nebo nulová, jen oblast Galície, v severozápadním Španělsku, má kladné hodnoty. To je způsobené tím, že v této oblasti dochází k velkým záporným změnám u odtoku, a ke změnám potenciální evapotranspirace téměř nedochází. Oproti tomu největší záporné hodnoty elasticity $e_{Q/PET}$ se nachází v oblasti Dinárských hor, Alp a Apenin z důvodu většího rozdílu záporných změn odtoku ku potenciální evapotranspiraci.

Kladná hodnota absolutní elasticity odtoku, která je řízena změnou dlouhodobé aktuální evapotranspirace $e_{Q/E}$ (Obrázek 23, dolní graf), je především v západní Evropě. To je způsobené zvýšeným výparem v oblasti východní a jižní Evropy. Naopak záporné hodnoty absolutní elasticity $e_{Q/E}$ jsou hlavně v oblasti Alp, kde jsou změny odtoku kladné. Ve velké části Evropy se hodnota absolutní elasticity $e_{Q/E}$ pohybuje kolem nuly.

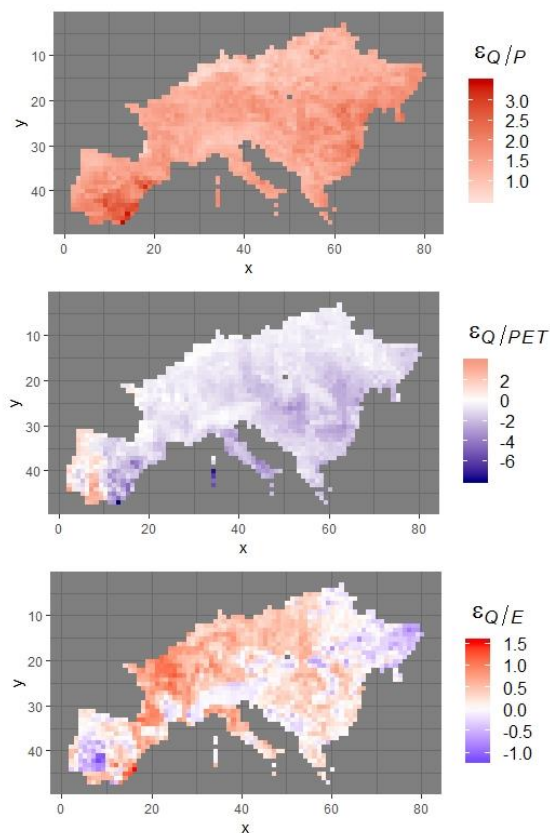
7.3.2 Prostorové rozložení roční relativní elasticity odtoku

Relativní elasticita je definovaná jako poměr změny ročního odtoku ku změně roční klimatické proměnné (srážek, aktuální nebo potenciální evapotranspiraci) vydělené dlouhodobými průměry odtoku a klimatických proměnných.

Ve většině Evropy dochází ke snižování ročního odtoku. Jak již bylo řečeno v předchozí kapitole, nejnižší záporné změny hodnoty odtoku se pohybují kolem 20-30 mm. Nejvíce patrná je tato změna v oblasti Pádské nížiny, Pyrenejí, oblasti Portugalska a severního a jižního Španělska. Naopak ke kladným změnám odtoku dochází především v oblasti Alp. Téměř k žádným změnám odtoku nedochází v jižním Řecku, Itálii, ve Španělsku v oblasti kolem řeky Ebro a v Severoněmecké a Středopolské nížině.

Roční relativní elasticita odtoku $\varepsilon_{Q/P}$ (Obrázek 24, horní graf) je, stejně jako v případě absolutní elasticity $e_{Q/P}$, v celé Evropě kladná. Nejvyšší hodnoty roční relativní elasticity $\varepsilon_{Q/P}$ se vyskytují ve Španělsku v oblasti dolního toku řeky Ebro

a v hornaté oblasti pohoří Cordillera Betica, kde je změna odtoku výraznější než změny srážek.



Obrázek 24: Vykreslení prostorového rozložení roční relativní elasticity odtoku v prostorovém měřítku, která je řízena změnou dlouhodobých srážek $\epsilon_{Q/P}$ (horní graf), potenciální evapotranspirací $\epsilon_{Q/PET}$ (prostřední graf) a aktuální evapotranspirací $\epsilon_{Q/E}$ (dolní graf).

Hodnoty relativní elasticity odtoku $\epsilon_{Q/PET}$ (Obrázek 24, prostřední graf) jsou ve většině Evropy záporné. Nejvyšší záporné hodnoty relativní elasticity $\epsilon_{Q/PET}$ jsou na Sardinii, kde dochází ke snižování odtoku a ke změnám u potenciální evapotranspirace nedochází. Další oblast, kde se vyskytují velké záporné hodnoty relativní elasticity $\epsilon_{Q/PET}$, jsou v jihovýchodním Španělsku, tam zase nedochází téměř k žádným změnám odtoku, zato hodnoty změn u potenciální evapotranspirace jsou záporné. Kladné hodnoty relativní elasticity $\epsilon_{Q/PET}$ se v Evropě vyskytují pouze v Portugalsku a v severním Španělsku z důvodu snižování výšky odtoku.

Roční relativní elasticita odtoku, která je řízena změnou dlouhodobé aktuální evapotranspirace $\epsilon_{Q/E}$ (Obrázek 24, dolní graf), je v Evropě především kladná. Nejvyšší kladné hodnoty $\epsilon_{Q/E}$ se nachází v oblasti Normandie a Francouzské nížiny, kde se zvyšuje výpar, ale hodnoty změny odtoku se pohybují kolem nuly. Dále

se výrazné kladné hodnoty relativní elasticity $\varepsilon_{Q/E}$ vyskytují v jihovýchodním Španělsku v oblasti Murcie, kde se, na rozdíl od Francie, snižuje odtok, ale změna výparu je rovná nule.

V nížinné části Portugalska a v jihovýchodním Španělsku dochází ke snížení odtoku průměrně o 10 mm a ke zvýšení výparu o téměř 10 mm. Tyto změny způsobí zápornou hodnotu relativní elasticity odtoku $\varepsilon_{Q/E}$. Další oblastí se zápornou hodnotou relativní elasticity $\varepsilon_{Q/E}$ je ve východní Evropě povodí řeky Dněpr (Obrázek 24, dolní graf).

7.3.3 Prostorové rozložení absolutní elasticity odtoku pro období

Absolutní elasticita odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období je počítána z ročních hodnot metodou klouzavých průměrů a je vykreslena pro srážky (Obrázek 25), aktuální (Obrázek 27) a potenciální evapotranspiraci (Obrázek 26) pro Evropu. Všechny grafy mají, stejně jako u roční absolutní a relativní elasticity, barevnou škálu vykreslenou tak, že kladné hodnoty jsou v odstínech červené, nulové hodnoty elasticity jsou bílé a záporné hodnoty jsou v odstínech modré.

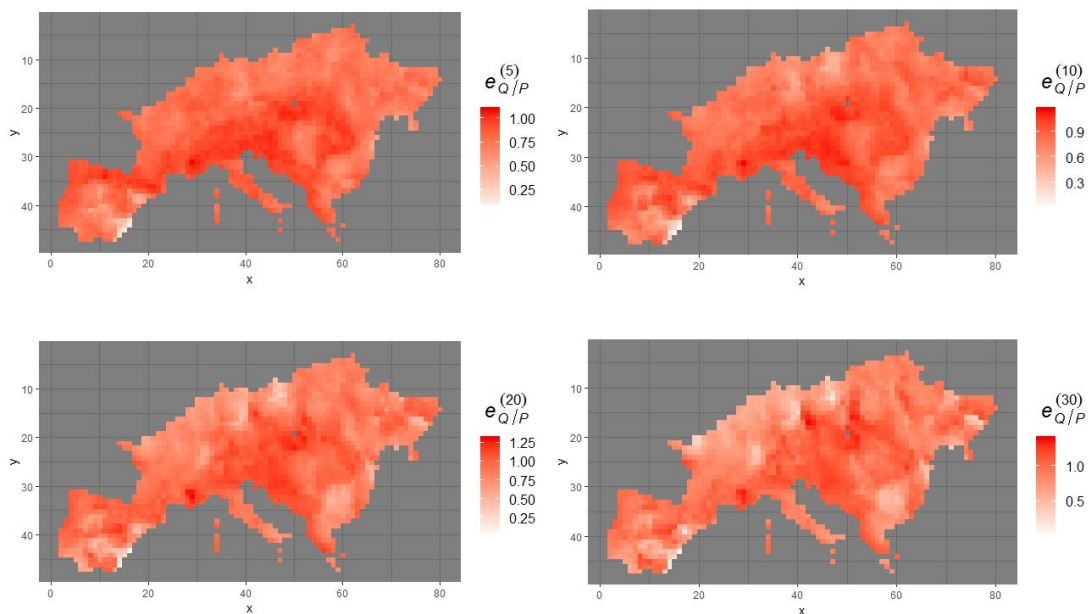
Pro pětileté období je změna odtoku pro téměř celou Evropu záporná. S rostoucí délkou období se u odtoku zvyšuje množství gridbodů s kladnou hodnotou. Pro 30leté období jsou změny odtoku v jižní části Pyrenejského poloostrova, Řecka a Peloponésu a oblast Středoněmecké a České vysočiny kladné.

Hodnoty absolutní elasticity odtoku pro období $e_{Q/P}^{(M)}$ (Obrázek 25) mají menší rozptyl hodnot oproti aktuální $e_{Q/E}^{(M)}$ (Obrázek 27) a potenciální evapotranspiraci $e_{Q/PET}^{(M)}$ (Obrázek 26).

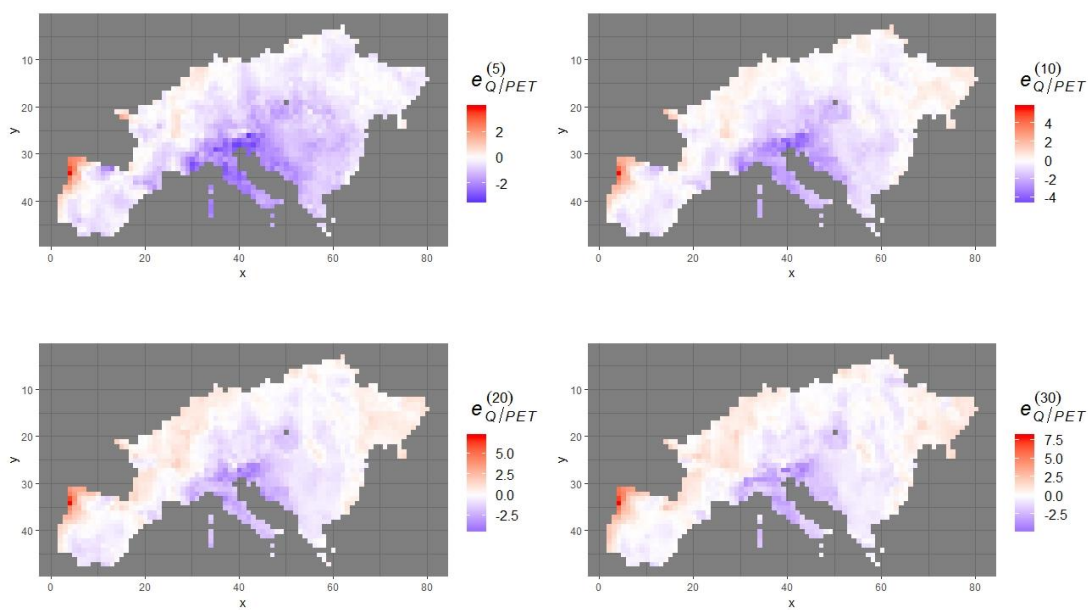
Vykreslení gridbodů do grafů má ve všech obdobích u prostorového rozložení absolutní elasticity odtoku $e_{Q/P}^{(M)}$ velmi podobný charakter (Obrázek 25). S rostoucí délkou období jsou výrazněji patrné oblasti s nulovou hodnotou elasticity.

Podobně jako v případě absolutní elasticity odtoku pro období, která jsou řízena změnou dlouhodobých srážek $e_{Q/P}^{(M)}$, tak i u absolutní elasticity odtoku pro období, která jsou řízena změnou dlouhodobé potenciální evapotranspirace $e_{Q/PET}^{(M)}$ (Obrázek 26), se s rostoucí délkou období zvyšuje množství gridbodů, které mají hodnotu elasticity rovnou nule. Nejvýrazněji vybarvené gridbody ve všech obdobích jsou v oblasti Galicie v severozápadním Španělsku, která má kladnou

hodnotu elasticity $e_{Q/PET}^{(M)}$ a s rostoucí délkou období se hodnota elasticity $e_{Q/PET}^{(M)}$ zvyšuje.

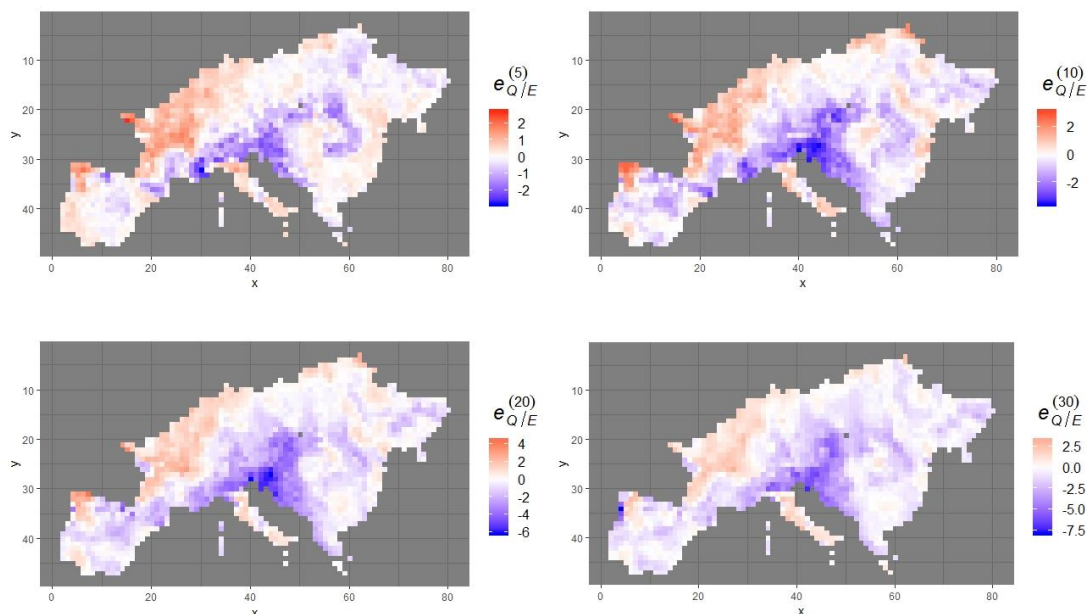


Obrázek 25: Vykreslení prostorového rozložení absolutní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, která jsou řízena změnou dlouhodobých srážek $e_{Q/P}^{(M)}$.



Obrázek 26: Vykreslení prostorového rozložení absolutní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, která jsou řízena změnou dlouhodobé potenciální evapotranspirace $e_{Q/PET}^{(M)}$.

U absolutní elasticity odtoku $e_{Q/E}^{(M)}$ (Obrázek 27) se také s rostoucí délkou období zvyšuje množství gridbodů s nulovou hodnotou elasticity. S rostoucí délkou období se ale také zvýrazňují gridbody se zápornou hodnotou elasticity $e_{Q/E}^{(M)}$, kdy hodnota elasticity záporně roste. Výrazně záporné hodnoty elasticity jsou zřetelné v oblasti Dinárských hor, Alp a Karpat, kde jsou změny odtoku kladné.

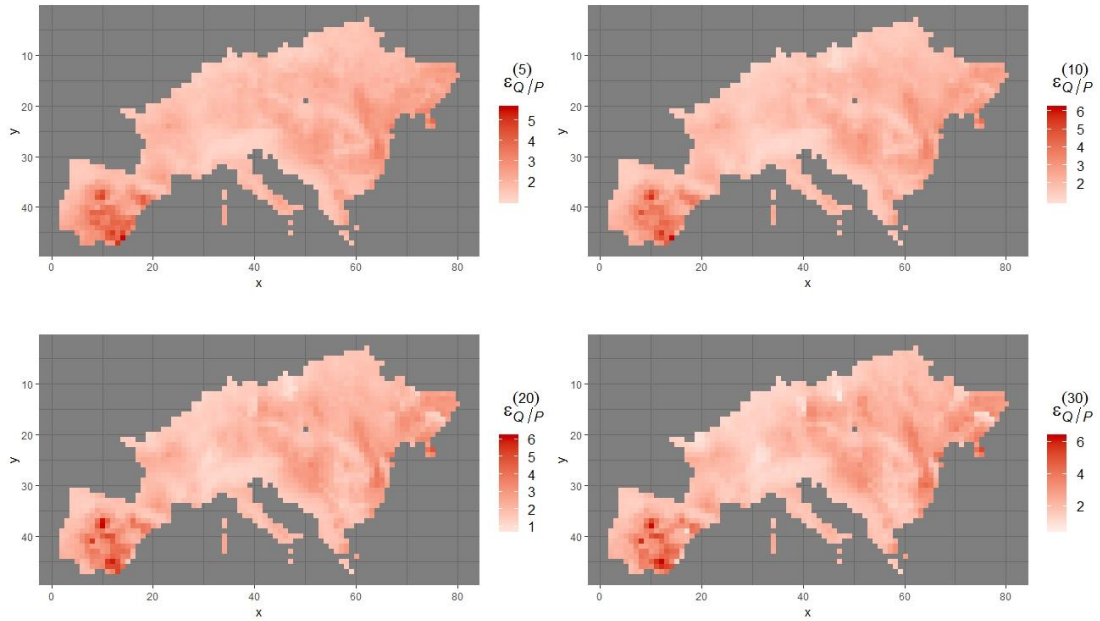


Obrázek 27: Vykreslení prostorového rozložení absolutní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, která jsou řízena změnou dlouhodobé aktuální evapotranspirace $e_{Q/E}^{(M)}$.

7.3.4 Prostorové rozložení relativní elasticity odtoku pro období

Relativní elasticita odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období je také počítána z ročních hodnot metodou klouzavých průměrů a je vykreslena pro srážky (Obrázek 28), aktuální (Obrázek 30) a potenciální evapotranspiraci (Obrázek 29) pro Evropu. Všechny grafy mají, stejně jako u absolutní elasticity pro období, kladné hodnoty elasticity vykreslené v odstínech červené, nulové hodnoty jsou bílé a záporné hodnoty jsou v odstínech modré.

Vykreslení hodnot absolutní elasticity odtoku pro období, která jsou řízena změnou dlouhodobých srážek $\varepsilon_{Q/P}^{(M)}$, do grafů (Obrázek 28) má ve všech obdobích podobný charakter. Všechny gridbody mají ve všech obdobích kladnou hodnotu elasticity. Nejvyšší hodnoty elasticity $\varepsilon_{Q/P}^{(M)}$ se vyskytují, podobně jako u roční relativní elasticity $\varepsilon_{Q/P}$, v hornaté části středního a jižního Španělska a v oblasti dolního toku řeky Ebro, kde jsou změny odtoku výraznější než změny srážek.

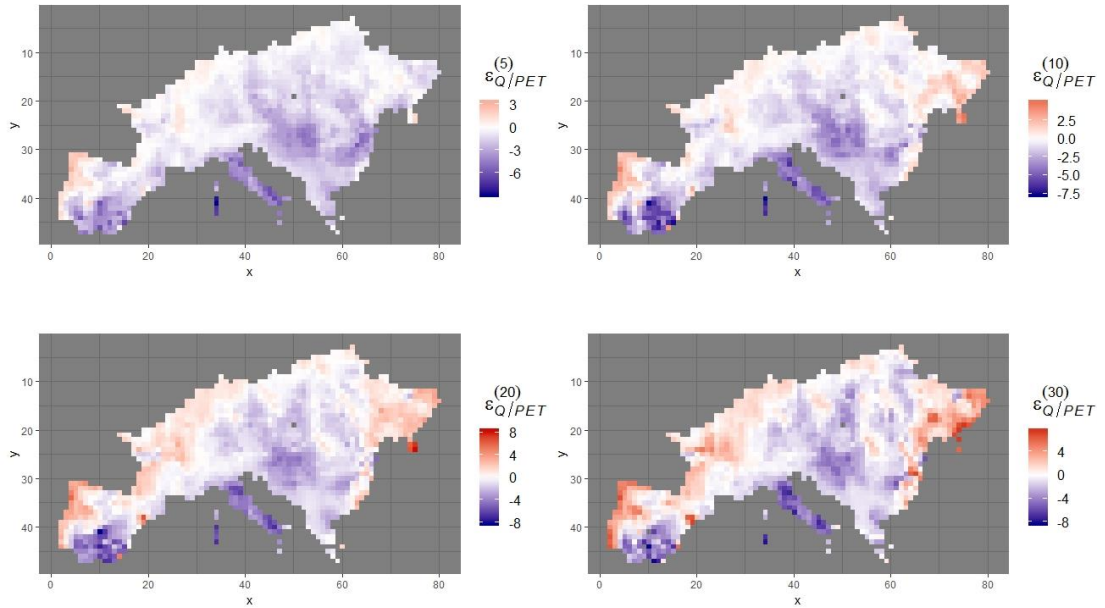


Obrázek 28: Vykreslení prostorového rozložení relativní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, která jsou řízena změnou dlouhodobých srážek $\varepsilon_{Q/P}^{(M)}$.

V případě relativní elasticity odtoku pro období, která jsou řízena změnou dlouhodobou potenciální evapotranspirací $\varepsilon_{Q/PET}^{(M)}$ (Obrázek 29), na většině území Evropy převládají záporné hodnoty. Ačkoliv nejsou změny elasticity $\varepsilon_{Q/PET}^{(M)}$ s rostoucí délkou období z grafů příliš (Obrázek 29) znatelné, protože je především u 30letého období široký rozptyl hodnot elasticity, tak i přesto jsou změny hodnot relativní elasticity $\varepsilon_{Q/PET}^{(M)}$ s rostoucí délkou období výrazné.

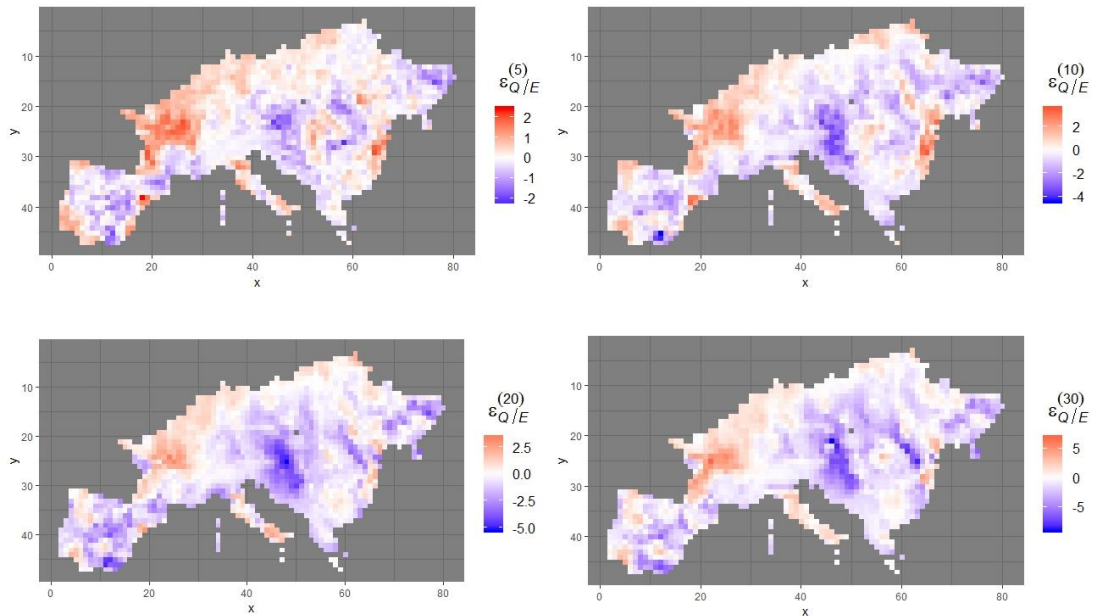
U 5letého období relativní elasticity $\varepsilon_{Q/PET}^{(5)}$ má téměř celá Evropa záporné hodnoty relativní elasticity (Obrázek 29), jen oblast Galicie v severozápadním Španělsku má poměrně výrazné kladné hodnoty elasticity.

S rostoucí délkou období se záporná hodnota relativní elasticity odtoku $\varepsilon_{Q/PET}^{(M)}$ zvyrazňuje především v jižní a střední Itálii, na Sardinii a v nížinné části Portugalska a v jihovýchodním Španělsku. S rostoucí délkou období se také poměrně výrazně zvyšuje počet gridbodů s kladnou hodnotou elasticity $\varepsilon_{Q/PET}^{(M)}$, která je stále nejvíce patrná ve španělské provincii Galicie, v dolním toku portugalské řeky Duoro a v nížinné pobřežní oblasti Portugalska, dále také v oblasti Francouzské a Středoněmecké nížiny a v povodí řeky Dněpr.



Obrázek 29: Vykreslení prostorového rozložení relativní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, která jsou řízena změnou dlouhodobé potenciální evapotranspirace $\varepsilon_{Q/PET}^{(M)}$.

Podobně jako u relativní elasticity odtoku pro období, která jsou řízena změnou dlouhodobé potenciální evapotranspirace $\varepsilon_{Q/PET}^{(M)}$, nejsou změny relativní elasticity odtoku pro období, která jsou řízena změnou dlouhodobé aktuální evapotranspirace $\varepsilon_{Q/E}^{(M)}$ (Obrázek 30) s rostoucí délkou období, příliš z grafů patrné, z důvodu velkého rozptýlu hodnot elasticity, i přesto jsou změny poměrně výrazné.



Obrázek 30: Vykreslení prostorového rozložení relativní elasticity odtoku pro 5, 10, 20 a 30letá období, která jsou řízena změnou dlouhodobé aktuální evapotranspirace $\varepsilon_{Q/E}^{(M)}$.

S rostoucí délkou období se zvyšují kladné hodnoty relativní elasticity $\varepsilon_{Q/E}^{(M)}$ (Obrázek 30) především v oblasti Francouzské a Severoněmecké nížiny, dále je možné pozorovat kladné změny relativní elasticity ve střední a jižní Itálii, v jižním Portugalsku a v oblasti delty Dunaje.

Naopak největší záporné změny hodnoty relativní elasticity $\varepsilon_{Q/E}^{(M)}$ se (Obrázek 30) projevují s rostoucí délkou období nejvýrazněji v oblasti Karpat, Dinárských hor, pak také v oblasti centrálního Španělska a Doněckého masivu, kde jsou změny odtoku kladné.

8 DISKUSE

V této práci jsem se věnovala změnám dlouhodobé hydrologické bilance pro oblast Evropy (kromě Skandinávie a Britských ostrovů) v časovém období od roku 1766 do roku 2015.

Pro jednoduchý odhad změn dlouhodobé hydrologické bilance jsem zvolila koncept elasticity odtoku pro srážky, aktuální a potenciální evapotranspiraci. Jednou z prvních studií, které se konceptu elasticity věnovaly, je práce Schaakeho a Liu (1989).

Schaake a Liu (1989) se inspirovali v oblasti ekonomie, a relativní elasticitu definovali jako: $\frac{\Delta Q}{\bar{Q}} = \varepsilon_{Q/X} \frac{\Delta X}{\bar{X}}$, kde změna elasticity u klimatické proměnné má za následek změnu odtoku. K vyhodnocení byly použity dva modely založené na rovnici hydrologické bilance: jednoduchý lineární model hydrologické bilance a nelineární simulační model hydrologické bilance. Modely byly testovány na 52 povodích o velikostech od 15 do 10 000 mil² nacházejících se v celém jihovýchodním USA.

Z výsledků studie (Schaake a Liu, 1989) vyplývá, že nejvyšší hodnoty elasticity jsou ve státech Nebraska a Texas. Hodnoty relativní elasticity $\varepsilon_{Q/P}$ se v oblasti jihovýchodního USA pohybují v rozmezí od 1,9 do 4,5. Hodnoty relativní elasticity $\varepsilon_{Q/PET}$ se pohybují od 0,4 do 1,2. Nejvyšší hodnoty elasticity jsou vykazovány převážně ve vlhkých částech. Výsledné hodnoty relativní elasticity $\varepsilon_{Q/P}$ pro oblast Evropy v této práci vycházejí podobné, ale hodnoty $\varepsilon_{Q/PET}$ vycházejí záporné.

Pro výpočet změn dlouhodobé hydrologické bilance jsem zvolila neparametrickou metodu odhadu elasticity odtoku pro období (která jsou řízená změnou dlouhodobých srážek, aktuální nebo potenciální evapotranspirací) založenou na mediánu, která patří mezi empirické metody. Tato neparametrická metoda byla poprvé použita v práci Sankarasubramaniana a kol. (2001).

Není příliš studií, které se odhadu elasticity odtoku neparametrickou metodou věnují. Kromě Sankarasubramaniana a kol. (2001) se uvedenému přístupu také věnovali Andréassian a kol. (2016), Zheng a kol. (2009) nebo Chiew (2006).

Cílem studie Sankarasubramaniana a kol. (2001) bylo vyvinout jednotný, objektivní a udržitelný přístup k hodnocení citlivosti odtoku na klima. V této studii byly použity roční záznamy odtoku, srážek a potenciální evapotranspirace z 1553 lokalit z celého USA. Sankarasubramaniana a kol. (2001) vyhodnocovali záznamy z období od roku 1951 do roku 1988 na povodích větších než 129 km².

Pro ověření spolehlivosti neparametrické metody odhadu elasticity byl použit Monte Carlo experiment. Tuto aplikaci použili (Sankarasubramaniana a kol., 2001) na povodí řeky Sacramento, Animas a Saline a porovnali neparametrickou metodu odhadu relativní elasticity odtoku pro srážky (výsledky odhadu relativní elasticity odtoku pro potenciální evapotranspiraci v práci neuvádějí) na třech hydroklimatických modelech (Trivariate model, Nonlinear abc model a Abcd model), které vykazovaly zhruba podobné výsledky na všech třech povodích.

Numerický problém, který může nastat, pokud se při hodnotě $\Delta X_i^{(M)} = X_i^{(M)} - X^{(LT)}$ hodnota $X_i^{(M)}$ blíží hodnotě $X^{(LT)}$, pak se jmenovatel blíží nule, vyřešili Sankarasubramaniana a kol. (2001) použitím přepočtu přes medián.

Ze studie vyplývá, že neparametrický přístup nevyžaduje modelový předpoklad ani kalibraci, navíc neparametrický přístup dává nestranný a robustní odhad elasticity klimatu, který může být užitečný pro validaci při hydroklimatických výzkumech. Výsledkem studie Sankarasubramaniana a kol. (2001) bylo vytvoření vrstevnicové mapy pro oblast USA, která znázorňuje elasticitu odtoku, která je řízena změnou dlouhodobých srážek, vypočítanou pomocí neparametrické metody odhadu elasticity. Hodnoty relativní elasticity $\varepsilon_{Q/P}$ v USA se, podobně jako v mé práci pro oblast Evropy, pohybují od 1 do 2,5. Nejvyšší hodnoty se vyskytují především v aridních a semiaridních oblastech Středozápadu a Jihozápadu USA.

Andréassian a kol. (2016) ve své studii u elasticity $\varepsilon_{Q/P}$ a $\varepsilon_{Q/PET}$ srovnávali pět různých způsobů výpočtu elasticity odtoku. Jako referenční metodu použili právě neparametrickou metodu navrženou Sankarasubramanianem a kol. (2001), podle které porovnávali a testovali čtyři typy alternativních metod empirické elasticity odtoku lišící se typem zvoleného regresního modelu (OLS nebo GLS, univariantní nebo bivariantní). K testování a porovnávání modelů použili 20letá období.

V této studii Andréassiana a kol. (2016) byly použity dlouhodobé hydrologické záznamy na souboru 519 povodí po celé Francii. Jednalo se o denní hodnoty odtoku a srážek pro pozorované období 1976-2006.

Testováním vyplynulo, že nejlépe pracující alternativní empirická metoda pro výpočet elasticity odtoku je bivariantní GLS regresní model. Dále kromě testování a výběru nejlépe pracujícího regresního modelu prezentovali regionální analýzu elasticity odtoku $\varepsilon_{Q/P}^{(20)}$ a $\varepsilon_{Q/P}^{(20)}$ na pozorovaných povodích ve Francii bivariantní GLS metodou pro 20letá období. Hodnoty relativní elasticity odtoku $\varepsilon_{Q/P}^{(20)}$ nabývají podobných hodnot jako v této práci, zato hodnoty $\varepsilon_{Q/PET}^{(20)}$ nabývají záporných hodnot ve všech pozorovaných povodích Francie, ale v mé práci celá západní část Francie nabývá kladných hodnot. Dále také porovnávali výsledky GLS metody s teoretickou metodou podle Turc-Mezentsevovy rovnice. Mezi těmito metodami byla korelace slabá (Andréassian a kol., 2016).

Andréassian a kol. (2016) v této studii potvrzují, že empirické hodnocení elasticity může sloužit jako odhad dopadu změny klimatu na hydrologii a také jako užitečný nástroj, na jehož principu lze testovat predikce hydrologických modelů.

Z důvodu poklesu průtoků v posledních desetiletích v pramenné oblasti povodí Žluté řeky posuzovali Zheng a kol. (2009) ve své práci dopady změny klimatu a změny povrchu půdy na odtok v této oblasti. K posouzení dopadů změny klimatu byl použit koncept klimatické elasticity odtoku. Řešená oblast výzkumu pokrývala 122 km², což představuje 15 % z celkového povodí Žluté řeky. Vyhodnocení dat proběhlo pro období 1960-2000, kdy byly použity roční hodnoty.

Zheng a kol. (2009) použili pro výpočet odhadu elasticity odtoku dvě neparametrické metody a 6 modelů vodní bilance, které jsou založeny na Budykově hypotéze. Jako první neparametrická metoda byl použit přístup Sankarasubramaniana a kol. (2001). Druhá neparametrická metoda byla navržena Zhengem a kol. (2009), kteří z důvodu numerického problému při odhadu elasticity, o kterém bylo již zmiňováno v této diskusi, zavedli odhad pomocí metody nejmenších čtverců. Tento odhad je podle Zhenga a kol. (2009) citlivější na klimatické faktory.

Navrhovaný odhad klimatické elasticity je v práci Zhenga a kol. (2009) porovnáván s navrženým přístupem Sankarasubramaniana a kol. (2001) a výsledky

srovnání těchto dvou neparametrických přístupů naznačují, že mezi těmito dvěma přístupy existuje dobrá shoda.

Výsledky studie ukazují, že elasticita $\varepsilon_{Q/P}$ je mnohem citlivější než elasticita $\varepsilon_{Q/PET}$. Podobně jako v této práci, tak Zheng a kol. (2009) vykreslují hodnoty $\varepsilon_{Q/P}$ a $\varepsilon_{Q/PET}$ v časovém měřítku pro roční hodnoty. Toto vykreslení ukazuje výrazně větší změny, a to jak u $\varepsilon_{Q/P}$, tak i u $\varepsilon_{Q/PET}$, oproti výsledkům v této práci pro oblast Evropy.

Z výsledků Zhenga a kol. (2009) dále vyplývá, že změny ve využívání půdy hrají mnohem důležitější roli než změna klimatu na snižování odtoku v posledních desetiletích. Využívání půdy se z více než 70 % podílí na změně odtoku, zatímco změna klimatu je zodpovědná na snížení odtoku z méně než 30 %.

Poslední zmíněnou studií v této diskusi je práce Chiew (2006). Cílem této práce je odhadnout relativní elasticitu odtoku $\varepsilon_{Q/P}$ na 219 povodích Austrálie, kde se velikost povodí pohybuje od 50 do 2000 km². Relativní elasticita odtoku je v této studii (Chiew, 2006) stanovena metodou hydrologického modelování. Při odhadování elasticity $\varepsilon_{Q/P}$ hydrologickým modelováním však vznikají nejistoty ve výsledcích. Pro odstranění zmíněné nejistoty modelu použil Chiew (2006) také odhad neparametrickou metodou podle Sankarasubramaniana a kol. (2001), který je snadno reprodukovatelný, porovnatelný a obhajitelný. Hlavním omezením tohoto neparametrického přístupu je podle Chiewa (2006), že tento přístup nebere v úvahu změny ve frekvenci a rozložení srážek, změny v charakteru vegetace za různých klimatických podmínek a v potenciálních zpětných vazbách mezi atmosférou a povrchem půdy.

Chiew (2006) pro odhad elasticity $\varepsilon_{Q/P}$ hydrologickým modelováním použil dva nejrozšířenější a nejpoužívanější srážkoodtokové modely: SIMHYD a AWBM. Jedná se o konceptuální srážkoodtokové modely, které odhadují odtok pomocí vstupních dat srážek a potenciální evapotranspirace.

Hlavním výsledkem této studie (Chiew, 2006) bylo zanesení hodnot elasticity odtoku $\varepsilon_{Q/P}$ do mapy a porovnání odhadovaných hodnot z modelů s neparametrickým přístupem. Z vykreslení vyplývá, že pobřežní povodí v jižní Austrálii mají nižší hodnoty oproti jiným částem Austrálie. Výsledky dále naznačují, že hodnoty relativní elasticity odtoku $\varepsilon_{Q/P}$ u 70 % povodí dosahují hodnoty od 2 do 3,5. To znamená, že 1%

změna průměrných ročních srážek vyvolá 2 až 3,5% změnu odtoku. Hodnoty v diplomové práci dosahují pro Evropu nižších hodnot než ve studii Chiewa (2006) pro Austrálii.

9 ZÁVĚR A PŘÍNOS PRÁCE

V této práci jsem se zabývala odhadem absolutní a relativní elasticity odtoku pro různá období (průměrné roční, 5,10, 20 a 30letá) pro proměnné srážky, aktuální a potenciální evapotranspiraci. Koncept elasticity odtoku je jednoduchý a spolehlivý nástroj pro odhad změn dlouhodobého odtoku na změny srážek, aktuální a potenciální evapotranspiraci.

Pro vyhodnocení výsledků jsem zvolila vykreslení časového průběhu absolutní a relativní elasticity odtoku v období 1766-2015 a vykreslení absolutní a relativní elasticity odtoku v prostorovém rozložení pro oblast Evropy.

Z výsledků vykreslení časového průběhu pro absolutní elasticitu vyplývá, že u absolutní elasticity odtoku $e_{Q/P}$ je trend pro roční data nevýrazný, hodnota elasticity se v celém časovém období pohybuje kolem hodnoty 0,7. S rostoucí délkou období (5, 10, 20 a 30letá) se u absolutní elasticity odtoku $e_{Q/P}^{(M)}$ zvyrazňuje trend a hodnota elasticity se snižuje. Naopak u roční absolutní elasticity odtoku $e_{Q/E}$ je v celém časovém průběhu patrný růst hodnoty elasticity. Hodnoty $e_{Q/PET}$ dávají v celém časovém průběhu záporné hodnoty, kdy hodnota elasticity trvale klesá a od roku 1950 roste. U vykreslení $e_{Q/E}^{(M)}$ a $e_{Q/PET}^{(M)}$ je s rostoucí délkou období patrné kolísání hodnoty v časovém průběhu, kdy do roku 1850 hodnoty rostou, pak klesají a v období od roku 1925-1950 je opět patrný růst hodnoty elasticity až do roku 2015.

U časového průběhu relativní elasticity odtoku je patrné, že trend má pro všechny proměnné velmi podobný charakter, který je u 20 a 30letých období výraznější u všech klimatických proměnných (srážky, aktuální a potenciální evapotranspirace), než je tomu v případě absolutní elasticity odtoku.

Výsledky vykreslení prostorového rozložení absolutní $e_{Q/P}^{(M)}$ a relativní elasticity odtoku $\varepsilon_{Q/P}^{(M)}$ ukazují, že celá Evropa nabývá kladných hodnot a s rostoucí délkou období se zvyšuje množství gridbodů s nulovou hodnotou elasticity. U relativní elasticity $\varepsilon_{Q/P}^{(M)}$ jsou výrazné kladné hodnoty v hornaté části středního a jižního Španělska a v oblasti dolního toku řeky Ebro.

Hodnoty absolutní $e_{Q/PET}$ a relativní elasticity odtoku $\varepsilon_{Q/PET}$ jsou v téměř celé Evropě záporné nebo nulové. U absolutní elasticity odtoku $e_{Q/PET}$ jsou nejvyšší

záporné hodnoty v oblasti Alp, u relativní elasticity $\varepsilon_{Q/PET}$ se nejvyšší záporné hodnoty vyskytují především v oblasti Apeninského poloostrova a v oblasti jižního Španělska. Výrazně kladné hodnoty absolutní a také relativní elasticity se vyskytují v oblasti Galicie v severozápadním Španělsku a u relativní elasticity je také výrazná kladná oblast delty řeky Dunaje a zároveň Francouzské a Severoněmecké nížiny.

U absolutní elasticity odtoku $e_{Q/E}$ je většina západní Evropy kladná a oblast východní Evropy dává spíše hodnoty kolem nuly. U relativní elasticity $\varepsilon_{Q/E}$ je většina Evropy spíše záporná. S rostoucí délkou období se jak u absolutní, tak i u relativní elasticity zvyšuje množství gridbodů s nulovou hodnotou a zvýrazňují se především záporné hodnoty. Záporné hodnoty jsou u absolutní elasticity $e_{Q/E}^{(M)}$ zřetelné hlavně v oblasti Alp, Dinárských hor a Karpat. U relativní elasticity $\varepsilon_{Q/E}^{(M)}$ se jedná především o oblasti Karpat, Dinárských hor a o jižní Španělsko. Kladné hodnoty jsou u absolutní $e_{Q/E}^{(M)}$ a relativní elasticity odtoku $\varepsilon_{Q/E}^{(M)}$, podobně jako v případě absolutní elasticity odtoku $e_{Q/PET}$ v oblasti Galicie v severozápadním Španělsku a také v oblasti Francouzské a Severoněmecké nížiny.

Obecně lze říci, že u prostorového rozložení absolutní a relativní elasticity jsou nejvyšší kladné a záporné hodnoty na Pyrenejském poloostrově, Apeninském poloostrově, Sardinii, v oblasti Karpat, Dinárských hor a dále také ve Francouzské a Severoněmecké nížině. Výsledky vykreslení časového průběhu ukazují, že je trend u absolutní $e_{Q/E}$, $e_{Q/PET}$ a relativní elasticity $\varepsilon_{Q/E}$, $\varepsilon_{Q/PET}$ výrazně rostoucí, a to nejvíce v období 1950-2015.

10 PŘEHLED LITERATURY A POUŽITÝCH ZDROJŮ

- ANDRÉASSIAN V., CORON L., LERAT J., LEMOINE N., 2016: Climate elasticity of streamflow revisited – an elasticity index based on long-term hydrometeorological records. *Hydrology and Earth System Sciences* 20, 4503-4524.
- ARORA V. K., 2002: The use of the aridity index to assess climate change effect on annual runoff. *Journal of Hydrology* 265, 164-177.
- BUDYKO M. I., 2007: *Climate and life*, Academic Press, Orlando, 508 s.
- CASTY C., RAIBLE Ch. C., STOCKER T. F., WANNER H., LUTERBACHER J., 2007: A European pattern climatology 1766–2000. *Climate Dynamics* 29, 791-805.
- CCM2, 2016: Catchment Characterisation and Modelling (CCM) (online) [cit. 27. 3. 2019], dostupné z: <<http://ccm.jrc.ec.europa.eu/php/index.php?action=view&id=23>>.
- CREED I. F., SPARGO A. T., JONES J. A., BUTTLE J. M., ADAMS M. B., BEALL F. D., BOOTH E. G., CAMBELL J. L., CLOW D., ELDER K., GREEN M. B., GRIMM N. B., MINIAT Ch., RAMLAL P., SAHA A., SEBESTYEN S., SPITTLEHOUSE D., STERLING S., WILLIAMS M. W., WINKLER R., YAO H., 2014: Changing forest water yields in response to climate warming: results from long-term experimental watershed sites across North America. *Global Change Biology* 20, 3191–3208.
- DINGMAN L. S., 2002: *Psychical hydrology second edition*. University of New Hampshire, Illinois, 656 s.
- DONOHUE R. J., RODERICK M. L., MC VICAR T. R., 2007: On the importance of including vegetation dynamics in Budyko's hydrological model. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 3, 1517-1551.
- DOOGE J. C. I., 1973: *Linear theory of hydrologic systems*. Agricultural Research Service, Washington, D.C., 328 s.
- EAGLESON P. S., 1978: Climate, Soil, and Vegetation A Simplified Model of Soil Moisture Movement in the Liquid Phase. *Water resouces research*, 14:5, 722-730.
- EDWARDS P. J., WILLIARD K. W. J., SCHOONOVER J. E., 2015: Fundamentals of Watershed Hydrology. *Journal of Contemporary Water research & Education* Issue 154, 3-20.

- GRAY D. G, NORUM D. I., 1969: Storage and Hydrologic processes. Division of Hydrology, Saskatoon, 22 s.
- HAYASHI F., 2000: Econometrics. Princeton University Press, Princeton, 87 s.
- HANEL M., RAKOVEC O., MARKONIS Y., MÁCA P., Samaniego L., Kyselý J., Kumar R., 2018: Revisiting the recent European droughts from a long-term perspective. *Scientific Reports* 8: 9499.
- HARRIS I. J., OSBORN J. P., OSBORN T., LISTER D., 2014: Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS 3.10 Dataset. *International Journal of Climatology* 34, 623-642.
- HORA P., KOHOUT M., KNOZOVÁ G., 2011: Vlhkost půdy v lokalitě Hodonín-Pánov. *Úroda, vědecká příloha*, 111–121.
- CHIEW F. H. S., 2006: Estimation of rainfall elasticity of streamflow in Australia. *Hydrological Sciences Journal* 51:4, 613-625.
- JAGER A. L., VOGT J. V., 2010: Development and demonstration of structured hydrological feature coding system for Europe. *Hydrological Sciences Journal* 55:5, 661-675.
- LEBECHEREL L., ANDRÉASSIAN V., PERRIN Ch., 2013: On regionalizing the Turc-Mezentsev water balance formula. *Water resources research* 49, 7508-7517.
- LIMIN S. G., OUEB H., SATOB Y., SETIAWAN B. I., WAYAN B., 2015: Partitioning rainfall into throughfall, stemflow, and interception loss in Clove (*Syzygium aromaticum*) plantation in upstream Saba River Basin. *Procedia Environmental sciences* 28, 280-285.
- MÁCA P., 2014: Hydrologie pro bakaláře. Česká zemědělská univerzita, Praha, 126 s.
- MARCINEK, J., 2007: Hydrological cycle and water balance - A global survey. *Water in view of natural sciences* 1, 33-37.
- NĚMEC J., SCHAAKE J. 1982: Sensitivity of water resource systems to climate variation. *Hydrological Sciences Journal* 27:3, 327-343.
- NICHOLLS S. I. N, EASTERLING D., GOODESS C.M., KANAE S., KOSSIN J., LUO Y., MARENGO J., MC INNES K., RAHIMI M., REICHSTEIN M.,

SORTEBERG A., Vera C., ZHANG X., 2012: Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. In: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press, Cambridge, 109-230.

NOVOVIČOVÁ J., 2006: Pravděpodobnost a matematická statistika. České vysoké učení technické v Praze, Praha, 178 s.

PANTALA R., 2017: Locally Weighted Regression (LWL) (online) [cit. 12. 3. 2019], dostupné z: <<https://analyticsdefined.com/locally-weighted-regression/>>.

REIS D. S., CERQUEIRA, C. M., VIEIRA R. F., MARTINS E. S., 2013: Budyko's Framework and Climate Elasticity Concept in the Estimation of Climate Change Impacts on the Long-Term Mean Annual Streamflow. World Environmental and Water Resources Congress 2013, 12 s.

RENNER M., BERNHOFER C., 2012: Applying simple water-energy balance frameworks to predict the climate sensitivity of streamflow over the continental United States. Hydrology and Earth System Sciences 16, 2531-2546.

SAMANIEGO a kol, 2018: Mesoscale Hydrologic Model (online) [cit. 15. 3. 2019], dostupné z: <<https://www.ufz.de/index.php?en=40114>>.

SAMANIEGO, L., KUMAR R., ATTIGER S., 2010: Multiscale parameter regionalization of a grid-based hydrologic model at the mesoscale. Water Resources Research 46, W05523.

SANKARASUBRAMANIAN A., VOGEL R. M., LIMBRUNNER J. F., 2001: Climate elasticity of streamflow in the United States. Water resources research 37:6, 1771-1781.

SCHAAKE J. C., LIU Ch., 1989: Development and application of simple water balance models to understand the relationship between climate and water resources. New Directions for Surface Water Modeling of the Baltimore Symposium 181, 343-352.

SIVAPALAN M. S., 2011: Annual water balance. The University of Western Australia, Perth, 10 s.

- SIVAPALAN M. S., YAEGER M. A., HARMAN C. J., XU X., TROCH P. A., 2011: Functional model of water balance variability at the catchment scale: 1. Evidence of hydrologic similarity and space-time symmetry. *Water Resources Research*, 47, W02522.
- SOBR M., 2016: Hydrologický cyklus. *Geografické rozhledy* 26:2, 8-9.
- SPIWOK V., 2015: Statistická analýza dat v R. Ústav biochemie a mikrobiologie VŠCHT, Praha, 125 s.
- STARÝ M., 2005: Hydrologie. Vysoké učení technické v Brně, Brno, 156 s.
- THOMSON S. A., 1999: *Hydrology for Water Management*. CRC Press, Pennsylvania, 380 s.
- VYSOUDIL M., 2013: *Základy fyzické geografie 1: Meteorologie a klimatologie*. Univerzita Palackého v Olomouci Přírodovědecká fakulta, Olomouc, 110 s.
- YANG H., YANG D., 2011: Derivation of climate elasticity of runoff to assess the effects of climate change on annual runoff. *Water resources research* 47, 4503-4524.
- ZHANG L., HICKEL K., DAWES W. R., CHIEW F. H. S., WESTERN A. W., BRIGGS P. R., 2004: A rational function approach for estimating mean annual evapotranspiration. *Water resources research* 40, W02502.
- ZHENG H., ZHANG L., ZHU R., LIU Ch., SATO Y., FUKUSHIMA Y., 2009: Responses of streamflow to climate and land surface change in the headwaters of the Yellow River Basin. *Water resources research* 45, W00A19.