

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ

**Katedra vodního hospodářství a environmentálního
modelování**

**Odhad parametrů vybraných modelů
Budykovy křivky pro popis dlouhodobé
hydrologické bilance v Evropě**

DIPLOMOVÁ PRÁCE

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

Diplomant: Bc. Zuzana Bešťáková

2019

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE

Fakulta životního prostředí

ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

Bc. Zuzana Bešťáková

Voda v krajině

Název práce

Odhad parametrů vybraných modelů Budykovy křivky pro popis dlouhodobé hydrologické bilance v Evropě

Název anglicky

Parametr estimation of selected Budyco curve models for the description of long term hydrological balance in Europe

Cíle práce

Cílem práce je provést odhad parametrů vybraných modelů Budykovy křivky. Pro řešení budou využity data rekonstrukcí srážkových a teplotních polí v Evropě a ansámblová simulace odtoku hydrologickým modelem mHM.

Metodika

Metodický postup bude založen na:

1. Přípravě matematických modelů dlouhodobé hydrologické bilance, které jsou založeny na modelech Budykovy křivky.
2. Přípravě a zpracování meteorologických dat CRU a CASTY
3. Přípravě a zpracování ansámblových výstupů ze simulací mHM.
4. Identifikace parametrů vybraných modelů Budykovy křivky.

Doporučený rozsah práce

standardní

Klíčová slova

dlouhodobý průtok, index aridity, dlouhodobý srážkový úhrn, potenciální evapotranspirace

Doporučené zdroje informací

Roderick, M.I.; Farquhar, G.D. A simple framework for relating variations in runoff to variations in climatic conditions and catchment properties. *Water Resour. Res.* 2011, 47, W00G07.

WOS a další zdroje informací dostupné z vědeckých periodik

Zhou, S., Yu, B., Huang, Y., and Wang, G.: The complementary relationship and generation of the Budyko functions, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 1781–1790, doi:10.1002/2015GL063511, 2015.

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 22. 3. 2019

doc. Ing. Martin Hanel, Ph.D.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 22. 3. 2019

prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.

Děkan

V Praze dne 10. 04. 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. Zuzana 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

Práce se zabývá odhadem parametrů vybraných modelů Budykovy křivky pro popis dlouhodobé hydrologické bilance ve významné části Evropy. Pro odhad parametrů byla použita data rekonstrukcí srážkových a teplotních polí v Evropě a ansámblová simulace odtoku hydrologickým modelem mHM pro období 1766-2015. Bylo testováno sedm analytických vyjádření Budykovy křivky pro celou studovanou oblast, dva regiony a šest hlavních povodí řešeného území. Bylo zjištěno, že nejlepší výsledky parametrů, jak pro celé území, tak pro jeho části, vykazují modely od Zhou a kol. (2015) a Schreiber. Pro všechny řešené oblasti a autory: Schreiber, Zhou (2015), Turc-Pike a Budyko (1974), byly vyhodnoceny nejlepší výsledky pro povodí North. Modely ostatních autorů (Fu, Zhang a kol. (2001, 2004) a Roederick a Farquhar (2011)) vykazovali nejlepší výsledky pro povodí Dnjepr. Naopak nejhorší výsledky vycházely pro všechny vybrané modely pro povodí South West, dále pro Budyko (1974) model povodí South a pro Zhang a kol. (2001, 2004) celý region MED. Na základě zjištěných výsledků může být řečeno, že modely Budykovy křivky lépe popisují chladnější a vlhčí region CEU proti teplejšímu a suššímu regionu MED. Z toho vyplývá, že do hydrologické bilance významně vstupuje vliv klimatu a sezónnost srážek, potenciální evapotranspirace a odtok.

klíčová slova: dlouhodobý průtok, index aridity, dlouhodobý srážkový úhrn, potenciální evapotranspirace

Abstract

This thesis shows the estimation of the parameters of selected Budyko curve models, which are used for the description of long-term hydrological balance in major part of Europe. The data from historical reconstruction of precipitation and temperature fields in Europe and runoff simulation by mHM hydrological model for period between years 1766 and 2015 were analyzed for the parameter's estimation. There were seven different Budyko curve models tested on whole target area, two regions and six large river basins. It was detected that the best results of estimated parameters for targeted area and all subareas show models by Zhou and Schreiber. For every target areas and authors: Schreiber, Zhou, Turc-Pike and Budyko, their models of long-term hydrological balance shown best results in the North catchment. Models of another author Fu, Zhang and Roederick show the best results in the catchment Dnjepr. On the contrary the worse results show the all tested Budyko models in the catchment South West, on the river basin South, and for Zhang model on the whole region MED. Based on the obtained results we can say, that colder and humid region CEU is better described by Budyko curve model than warmer and arid region MED. It follows that the climate, precipitation seasonality, potential evapotranspiration and runoff have considerable impact on long-term hydrological balance.

key words: long-term runoff, aridity index, long-term precipitation, potential evapotranspiration

OBSAH

1	ÚVOD	- 1 -
1.1	Cíle diplomové práce.....	- 2 -
1.2	Struktura diplomové práce	- 2 -
2	LITERÁRNÍ REŠERŽE	- 3 -
2.1	Hydrologický cyklus a hydrologický systém	- 3 -
2.2	Dlouhodobá hydrologická bilance	- 4 -
2.3	Komplementární vztah Budykovy křivky	- 5 -
2.4	Budykova křivka	- 6 -
2.4.1	Oblasti Budykovy křivky	- 7 -
2.4.2	Limitní model hydrologického systému	- 10 -
2.4.3	Efekt na Budykově křivce.....	- 11 -
2.5	Empirické rovnice odhadu aktuální evapotranspirace	- 12 -
2.6	Analytická vyjádření Budykovy křivky	- 13 -
3	STUDOVANÉ ÚZEMÍ	- 16 -
4	DATA A METODY	- 17 -
4.1	Data a jejich struktura.....	- 17 -
4.2	mHM model	- 18 -
4.3	Identifikace parametrů modelů Budykovy křivky	- 19 -
4.3.1	Gauss-Newtonova metoda	- 20 -
4.4	Statistická kritéria.....	- 21 -
4.4.1	MAE.....	- 21 -
4.4.2	RMSE.....	- 22 -

5	VÝSLEDKY	- 23 -
5.1	Rozdělení četností zkoumaných veličin.....	- 23 -
5.2	Vykreslení regionů a povodí v Budykově křivce.....	- 31 -
5.3	Variabilita odhadu parametrů.....	- 32 -
5.4	Zobrazení statistických kritérií odhadu parametrů	- 35 -
5.5	Hodnoty parametrů pro všechny oblasti.....	- 39 -
5.6	Hodnoty parametrů pro vybrané autory	- 47 -
6	DISKUZE.....	- 54 -
7	ZÁVĚR A PŘÍNOS PRÁCE.....	- 56 -
8	PŘEHLED LITERATURY A POUŽITÝCH ZDROJŮ	- 58 -
9	PŘÍLOHY	- 62 -
9.1	Vykreslení Budykovy křivky.....	- 62 -
9.2	Funkce nls() v programu R	- 66 -

1 ÚVOD

Dlouhodobá hydrologická bilance (DHB) je jedním se základních přístupů, které popisují rozdělení vody na Zemi. DHB poskytuje informace o množství vody v povodích za časový interval delší než jeden rok. Proto v případě, že nastanou změny v DHB, je jejich dopad na vodní zdroje zcela zásadní a je nutné mu věnovat zvláštní pozornost (Roderick a Farquhar, 2011).

V současné době změny v DHB ovlivňují celou řadu aktivit v povodí, mohou zesilovat hydrologické extrémy (četnější výskyt události sucha, růst jejich intenzity), negativně ovlivňovat výnosy ze zemědělské činnosti, snižovat množství dostupné vody, která je využívána v průmyslu a negativně ovlivňovat vodohospodářské soustavy, které dodávají pitnou vodu (Sheffield a Wood, 2008).

Z výše zmíněných důvodů je nutné studovat DHB příslušnými hydrologickými modely. Jedním z nejrozšířenějších hydrologických modelů dlouhodobé bilance je přístup založený na poznacích Budyka, který je charakterizován Budykovou křivkou (Budyko, 1974; Roederick a Farquhar, 2011; Zhou a kol., 2015).

Model Budykovy křivky je založen na vyjádření dlouhodobé hydrologické bilance jednoduchým přístupem, který rozděluje vodu, která přitéká do povodí ve formě srážek P , na dvě složky aktuální evapotranspiraci E_a a odtok Q (Zhang a kol., 2004; Dingman, 2008; Blöschl a kol., 2013; Máca, 2014).

Hlavním přínosem Budykova modelu je vyjádření dlouhodobé průměrné aktuální evapotranspirace na základě znalosti analytického vztahu, který zohledňuje informaci o hodnotách dlouhodobých průměrných srážek a dlouhodobé průměrné potenciální evapotranspirace. Tento odhad je poté možné použít pro stanovení dlouhodobého průměrného odtoku (Zhang a kol., 2001; Zhang a kol., 2004; Dingman, 2008; Gerrits a kol., 2009; Blöschl a kol., 2013).

Součástí popisu DHB je tedy stanovení analytického vyjádření modelů Budykovy křivky (Zhang a kol., 2004; Roederick a Farquhar, 2011; Zhou a kol., 2015). V převážné většině případů je k tomuto účelu použit parametrický model. Ten prostřednictvím parametrů vzájemně propojuje funkční vztah mezi dlouhodobými průměrnými hodnotami srážek a potenciální evapotranspirací s odhadem na aktuální evapotranspiraci. Stanovení hodnot parametrů vztahů Budykovy křivky je tedy jednou z hlavních částí popisu DHB.

1.1 Cíle diplomové práce

Cílem diplomové práce bylo odhadnout dlouhodobou hydrologickou bilanci na studovaném území. Dlouhodobá hydrologická bilance byla řešena na základě vybraných analytických modelů Budykovy křivky, jejichž parametry byly odhadnuty.

Pro řešení jsou použita data rekonstrukcí srážkových a teplotních polí v Evropě a ansámblová simulace odtoku hydrologickým modelem mHM pro období 1766-2015.

1.2 Struktura diplomové práce

První částí práce je Literární rešerže, druhá část se věnuje zájmovému území, třetí popisuje data a metody, ve čtvrté jsou uvedeny výsledky práce, po které následuje Diskuze a Závěr.

Kapitoly Literární rešerže poskytují celistvý souhrn poznatků o hydrologickém systému, dlouhodobé hydrologické bilanci, Budykově křivce a jejich analytických vyjádřeních.

Následující kapitola stručně seznamuje se studovanou lokalitou.

Třetí část Data a metody popisují strukturu dat, hydrologický model mHM, použitou metodu (nelineární metoda nejmenších čtverců) a statistická kritéria (MAE a RMSE).

V kapitole Výsledky jsou prezentovány podstatné výsledky práce. Kapitola je rozdělena do šesti částí. První část popisuje Rozdělení četností zkoumaných veličin, v druhé části jsou vykresleny regiony a povodí v Budykově křivce, třetí část se věnuje variabilitě odhadu parametrů, následující část Zobrazení statistických kritérií odhadu parametrů, předposlední část se věnuje hodnotám parametrů pro všechny oblasti a poslední uvádí Hodnoty parametrů pro vybrané autory.

V kapitole Diskuze jsou srovnány výsledky této práce s jinými autory.

Poslední kapitola Závěr a přínos práce se věnuje shrnutí a zhodnocení výsledků a přínosu práce k řešené problematice.

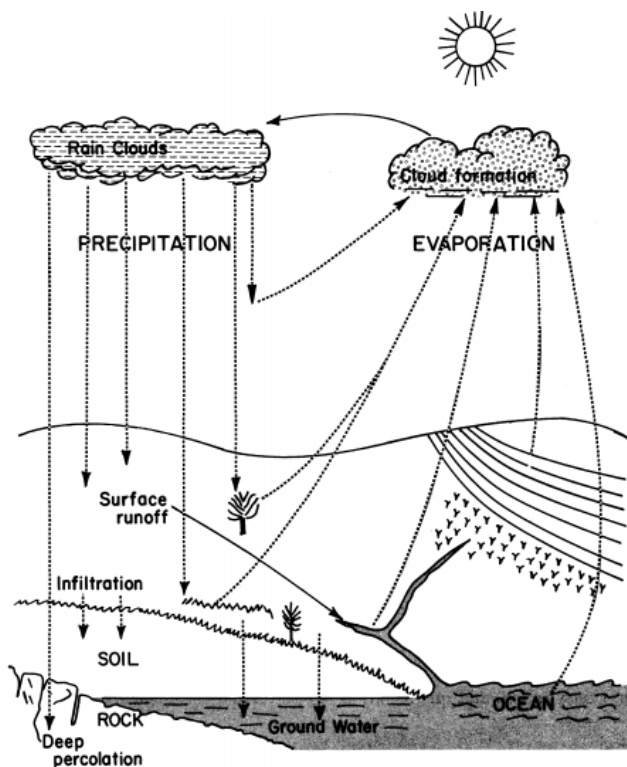
2 LITERÁRNÍ REŠERŽE

2.1 Hydrologický cyklus a hydrologický systém

Hydrologický cyklus je možné popsat pomocí přístupu systémového inženýrství. Řada autorů označuje hydrologický cyklus termínem hydrologický systém (McCuen, 1998; Dooge, 1973; Máca 2014).

Dingman (2008) rozděluje hydrologický cyklus na globální a lokální. V globálním hydrologickém cyklu „*dochází k distribuci a prostorové a časové variaci vodních látek na zemském povrchu, atmosféře či oceánu*“. V lokálním hydrologickém cyklu „*dochází k pohybu vodních substancí na nebo pod zemským povrchem, probíhají zde fyzikální, chemické a biologické interakce se zemským materiálem*“, které pohyb v systému ovlivňují či vedou.

Hydrologický cyklus se skládá podle Dooge (1973) z podsystémů – podsystém, který reprezentuje atmosféru a její procesy, podsystém reprezentující procesy na zemském povrchu, dále podsystém analyzující podzemní vody nebo nasycené fáze, podsystém říční sítě a podsystém oceánu. Obrázek 1 nastiňuje propojení a komunikaci mezi jednotlivými podsystémy.



Obrázek 1: Hydrologický cyklus podle Dooge (1973).

Dooge (1973) definuje systém jako: „*strukturu, zařízení, schéma nebo proces, který je reálný nebo abstraktní a souvisejí spolu v daném čase, vstupem je příčina nebo podnět materiálu, energie nebo informace a výstupem je dopad nebo reakce informace, energie nebo materiálu.*“ Systém zprostředkovává vzájemnou vazbu mezi vstupy a výstupy.

Hydrologický systém se skládá ze dvou hlavních složek: prostorů a procesů. Akumulační prostory jsou veškeré rezervoáry vody, které se nacházejí v atmosféře, na a pod zemským povrchem. Tyto akumulací prostory navzájem propojují hydrologické procesy. Hydrologické procesy zajišťují přítok a odtok z rezervoárů (Dingman, 2008; Máca, 2014).

Hydrologický cyklus je systém mezi sebou propojených nádrží, které navzájem komunikují hydrologickými procesy (Máca, 2014). Dynamika systému je řízena energií vysílanou Sluncem a gravitačním polem Země (Dooge, 1973).

2.2 Dlouhodobá hydrologická bilance

Diplomová práce je věnována studii dlouhodobé hydrologické bilance v prostorové doméně, který je tvořen významnou částí Evropy (viz. kapitola 3.). Evropa se z hydrologického hlediska skládá z mnoha povodí, která formují složitý hydrologický systém.

Pro časovou periodu o délce Δt můžeme zapsat rovnici hydrologické bilance následovně:

$$P + G_{in} - (Q + E_a + G_{out}) = \Delta S,$$

kde P jsou srážky, G_{in} je podzemní voda, která vstupuje do systému, Q povrchový odtok, E_a aktuální evapotranspirace, G_{out} vystupující podzemní voda ze systému a ΔS je změna zásoby vody v systému během časové periody Δt (měsíce, týdny, dny). Pro vyjádření hydrologické bilance jsou uplatňovány jednotky objemu [L^3] a časového kroku [T], hydrologická bilance vztažena k časovému kroku má jednotky [$L \cdot T^{-1}$], [$L^3 \cdot L^{-2}$], [$L^3 \cdot L^{-2} \cdot T^{-1}$] (Zhang a kol., 2001; Zhang a kol., 2004; Dingman, 2008; Gerrits a kol., 2009; Blöschl a kol., 2013).

Jestliže je délka časového intervalu větší než jeden rok, můžeme změnu zásoby považovat za nulovou ($\Delta S = 0$) a hydrologickou bilanci zapsat (Zhang a kol., 2004; Dingman, 2008; Blöschl a kol., 2013; Zhou a kol., 2015):

$$P + G_{in} - (Q + E_a + G_{out}) = 0.$$

Za předpokladu, že se jedná o časový krok delší jak jeden rok, vstupy a výstupy podzemní vody jsou vyrovnané, změna zásob je nulová, pak přechází rovnice do tvaru:

$$P = E_a + Q,$$

Vstup ve formě srážek je roven součtu výstupů – aktuální evapotranspirace a odtoku. Tato rovnice charakterizuje dlouhodobou hydrologickou bilanci hydrologického systému, je základem rovnic pro její kvantifikaci (Zhang a kol., 2004; Dingman, 2008; Blöschl a kol., 2013; Máca, 2014).

2.3 Komplementární vztah Budykovy křivky

Základní rovnice dlouhodobé hydrologické bilance je možné vhodně upravit. Pokud její tvar normujeme srážkami, rovnice přechází do komplementárního vztahu:

$$1 = \frac{Ea}{P} + \frac{Q}{P},$$

kde $\frac{Q}{P}$ označuje dlouhodobý odtokový součinitel, $\frac{Ea}{P}$ vyjadřuje dlouhodobé klima. Jak bylo již zmíněno, platnost komplementárního vztahu je určena splněním předpokladu rovnosti G_{in} a G_{out} . Tento vztah se nazývá komplementární vztah a vyjadřuje se v něm velmi často Budykova křivka (Máca, 2014; Zhou a kol., 2015).

Komplementární vztah můžeme upravit:

$$\frac{Ea}{P} = 1 - \frac{Q}{P},$$

kde je komplementární vztah vyjádřen podílem aktuální evapotranspirace a srážek. Hodnota tohoto podílu je doplňkem hodnoty odtokového součinitele do jedné.

Komplementární vztah bývá často vyjádřen pomocí součinitele odtoku:

$$\frac{Q}{P} = 1 - \frac{Ea}{P},$$

kde hodnota odtokového součinitele je doplňkem podílu hodnoty aktuální evapotranspirace a srážek do jedné.

Jedním ze základních přístupů, jak popsat dlouhodobou hydrologickou bilanci, je přístup založený na Budykově křivce. Budykova křivka je založena na předpokladu,

že $\frac{E_a}{P}$ je možné analyticky vyjádřit v závislosti na $\frac{E_p}{P}$ (Arrora, 2002; Zhang a kol., 2004; Gerrits a kol., 2009). $\frac{E_p}{P}$ je index aridity a popisuje relativní dostupnost vody a energie (Wang a Alimohammadi, 2012; Blöschl a kol., 2013; Creed a kol., 2014).

Aktuální evapotranspirace E_a je definována jako skutečné množství vody, které je z hydrologického systému odebráno. Potenciální evapotranspirace E_p je maximální množství vody, které může být odebráno ze systému neomezeného množství vody (Zhang a kol., 2001; Roederick a Farquhar, 2011; Máca, 2014).

Při předpokladu, že $\frac{E_a}{P}$ je možné analyticky vyjádřit v závislosti na $\frac{E_p}{P}$, pak:

$$\frac{E_a}{P} = f\left(\frac{E_p}{P}\right),$$

proto můžeme zapsat odtokový součinitel ve tvaru:

$$\frac{Q}{P} = 1 - f\left(\frac{E_p}{P}\right).$$

2.4 Budykova křivka

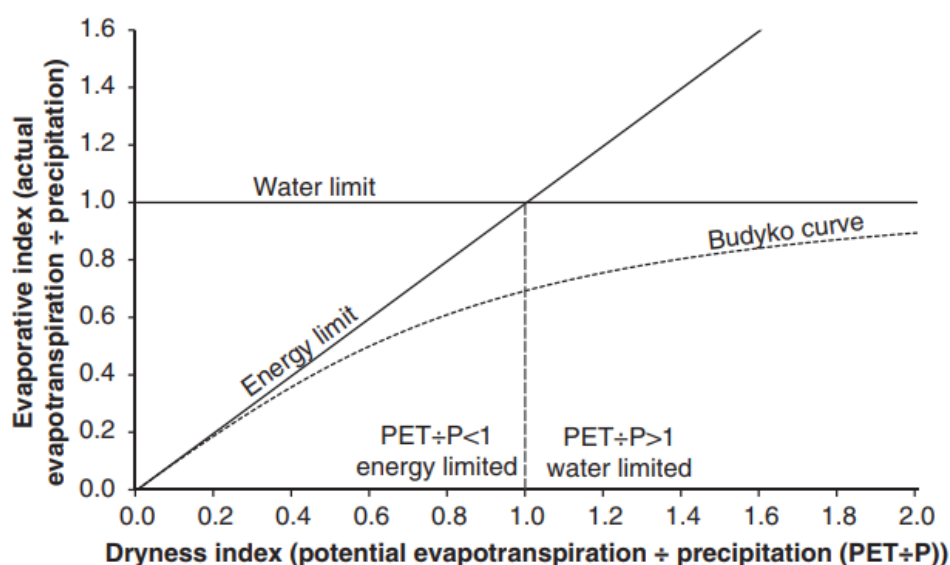
Každé povodí na světě je určeno ročním a sezónním režimem srážek a evapotranspirace (Blöschl a kol., 2013). Budykova křivka reprezentuje vzájemnou závislost mezi průměrným ročním evapotranspiračním indexem (E_a/P) a indexem aridity (index sucha, klimatický index) (E_p/P). Index aridity představuje relativní dostupnost vody a energie (Wang a Alimohammadi, 2012; Blöschl a kol., 2013; Creed a kol., 2014).

Budykova křivka popisuje pro konkrétní místo vodní a energetické limity a hrubě interpretuje odtok (Blöschl a kol., 2013). Často se užívá k odhadu aktuální evapotranspirace jako funkce indexu aridity v povodí (Gerrits a kol., 2009).

Obrázek 2 schematicky znázorňuje Budykovu křivku. Na ose y je znázorněn poměr E_a/P , tento poměr je měřítkem dlouhodobé hodnoty bilance vody. Měří způsob, jak je rozdělena evapotranspirace a odtok. Na ose x je poměr E_p/P , tedy index aridity. Index aridity popisuje dlouhodobé průměrné klima, charakterizuje tak míru klimatu,

což je poměr dostupnosti energie k dostupnosti vody (Gerrits a kol., 2009; Carmona a kol., 2016).

Budyko reprezentoval dvě skupiny povodí – humidní a aridní. Pokud je evapotranspirace limitována dostupností energie, pak je $E_p/P < 1$ a jedná se o humidní povodí. Jestliže evapotranspiraci omezuje dostupnost vody, pak se jedná o aridní povodí a hodnota $E_p/P > 1$ (Arrora, 2002; Creed a kol., 2014; Carmona a kol., 2016). Podrobněji jsou tyto dva regiony popsány v následující kapitole 2.4.1 Oblasti Budykovy křivky.



Obrázek 2: Diagram zobrazuje Budykovu křivku a její limity – energetické a vodní. Na ose x je vykreslen index aridity (E_p/P) a na ose y evapotranspirační index (E_a/P). Vodorovná čára na diagramu představuje vodní limity Budykovy křivky, šikmá čára energetické limity. Svislá čárkovaná čára reprezentuje rozhraní mezi dvěma oblastmi povodí – humidní oblastí (energeticky limitovanou) vlevo a aridní oblastí (limitovanou vodou) vpravo. Čárkovaná křivka představuje Budykovu křivku (Jones a kol., 2012).

2.4.1 Oblasti Budykovy křivky

Jak již bylo řešeno, tak v Budykově křivce můžeme uvažovat dva typy povodí. Aridní povodí se nachází v oblastech, kde E_p nabývá výrazně větších hodnot než P , jedná se o území, kde je větší poptávka po vodě, než která je skutečně zajištěna ($E_p \gg P$).

V humidním povodí je dostatečná dodávka vody, ale nedostatek energie, která by vodu odebírala ($P \gg E_p$) (Arrora, 2002; Roederick a Farquhar, 2011; Sivapalan, 2011; Creed a kol., 2014; Carmona a kol., 2016). Limitujícími faktory těchto oblastí jsou tedy dostupnost vody a dostupnost energie (Gerrits a kol., 2009).

Arrora (2002) definuje podle indexu aridity klimatické režimy na:

$$12 > E_p/P \geq 5 \text{ (aridní klima)}$$

$$5 > E_p/P \geq 2 \text{ (semiaridní klima)}$$

$$2 > E_p/P \geq 0.75 \text{ (subhumidní klima)}$$

$$0.75 > E_p/P \geq 0.375 \text{ (humidní klima).}$$

V Budykově křivce jsou vodní a energetické limity zobrazeny jako dvě přímky. Limity Budykovy křivky jsou zapsány (Zhou a kol., 2015; Carmona a kol., 2016):

$$\frac{E_a}{P} = \frac{E_p}{P} \quad \text{pro} \quad \frac{E_p}{P} < 1 \text{ (energetický limit evapotranspirace)}$$

$$\frac{E_a}{P} = 1 \quad \text{pro} \quad \frac{E_p}{P} > 1 \text{ (vodní limit evapotranspirace),}$$

nebo také (Sivapalan, 2011; Zhou a kol., 2015):

$$\frac{E_a}{P} = \min\{1, E_p/P\}$$

Limity představují obalovou čáru Budykovy křivky, jsou zobrazeny výše na Obrázku 2. Vodorovná plná čára představuje vodní limit evapotranspirace. Pokud jsou jediným vstupem do systému srážky, pak nemůže být Budykova křivka nad touto čarou. Šikmá plná čára představuje energetický limit evapotranspirace. Budykova křivka nemůže být vykreslena nad touto čarou, pokud nedochází ke ztrátě srážek např. do podzemních vod. (Gerrits a kol., 2009; Jones a kol., 2012; Creed a kol., 2014).

Odchýlení obalové křivky od Budykovy křivky jsou způsobena větší komplexností reálného hydrologického systému. Ve skutečnosti je více odtoku a méně evapotranspirace než na obalové křivce. Model obalové křivky tedy nadhodnocuje reálné hodnoty aktuální evapotranspirace a podhodnocuje skutečné hodnoty odtoku. Odchylka skutečné Budykovy křivky (viz. Obrázek 2) od obalové křivky je způsobena nezahrnutím půdy, vegetace, topografie a dalších hledisek klimatu (Sivapalan, 2011; Máca, 2014).

Aridní povodí

U hydrologického systému aridního povodí převažuje E_p nad P . Teoreticky by se na těchto povodích nevyskytoval odtok. Nicméně vzhledem k časovému

a prostorovému rozložení srážek odtok nastává a limitně se blíží k 0. Tyto regiony se nachází v blízkosti rovníku (Gerrits a kol., 2009).

Index aridity má v těchto regionech hodnotu větší než jedna ($E_p/P > 1$) (Máca, 2014; Carmona a kol., 2016). Pokud dáme do vztahu hodnotu aktuální evapotranspirace, srážek a odtoku, pak (Sivapalan, 2011; Máca, 2014):

$$E_a = P \quad Q = 0$$

$$\frac{E_a}{P} = 1 \quad \frac{Q}{P} = 0$$

$$E_p > P$$

Z toho je patrné, že aktuální evapotranspirace je řízena velikostí srážek neohledně na velikosti potenciální evapotranspirace. Z toho vyplývá, že limitním faktorem v takovémto povodí je dostupnost vody a hodnota aktuální evapotranspirace se blíží velikosti srážek (Roederick a Farquhar, 2011; Sivapalan, 2011).

Situace, které mohou nastat v aridním povodí, jsou dále popsány v Sivapalan (2011).

Humidní povodí

V humidních povodích je naopak větší vstup (v podobě srážek) než výstup (v podobě potenciální evapotranspirace). Tudíž je zásobní prostor zcela zaplněn a dochází k odtoku (Sivapalan, 2011; Carmona a kol., 2016).

V humidních povodích je index aridity menší než jedna ($E_p/P < 1$) (Máca, 2014; Carmona a kol., 2016). Pokud dáme do vztahu hodnotu aktuální a potenciální evapotranspirace, srážek a odtoku, pak (Sivapalan, 2011; Máca, 2014):

$$Q = P - E_p$$

$$E_a = E_p \quad E_p > P$$

$$\frac{E_a}{P} = 1$$

Z předchozích rovnic vyplývá, že v těchto povodích se blíží roční aktuální evapotranspirace roční potenciální evapotranspiraci, tudíž jsou povodí omezena energeticky (Gerrits a kol., 2009; Roederick a Farquhar, 2011; Sivapalan, 2011).

2.4.2 Limitní model hydrologického systému

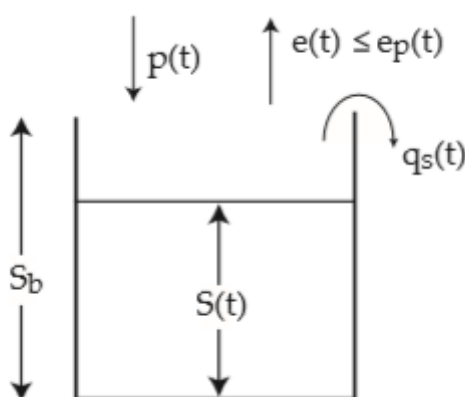
Zásoba v hydrologickém cyklu není statická, ale dynamická (Dingman, 2008). Každý hydrologický systém má definovanou velikost zásobního prostoru. Schematicky se zásobní prostor znázorňuje jako nádoba (zásobník), která má stanovenou kapacitu (S_b), vstupují do ní srážky (p) a vystupuje evapotranspirace (e_a). Pokud se nádoba naplní, dojde k přetečení a povrchovému odtoku (q_s) (Moussa a Lhomme, 2016).

Na Obrázku 3 je schematicky znázorněn model zásobníku s přepadem. Pro tento zásobník platí, že povrchový odtok je funkcí aktuální zásoby (S), tedy s rostoucím odtokem roste i hodnota zásoby (Dingman, 2008; Moussa a Lhomme, 2016):

$$q_s = f(S).$$

Při překročení kapacity zásoby bude hodnota odtoku rovna rozdílu srážek a aktuální evapotranspirace (Arrora, 2002; Zhang a kol., 2004; Roederick a Farquhar, 2011; Máca, 2014):

$$q_s = p - e_a.$$

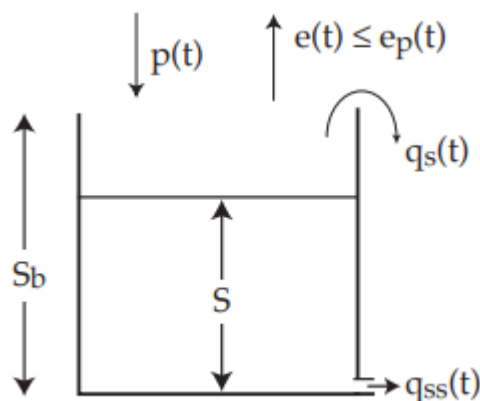


Obrázek 3: Schéma jednoduchého modelu – zásobník s přepadem. S_b znázorňuje kapacitu zásobního prostoru, p jsou srážky, S je aktuální zásoba, e je aktuální evapotranspirace, e_p potenciální evapotranspirace a q_s znázorňuje povrchový odtok (Sivapalan, 2011).

Skutečná povodí popisuje nejjednodušším způsobem model lineární nádrže (Dingman, 2008). Tento model je schematicky znázorněn na Obrázku 4. Jedná se o zásobník s přepadem a odtokem. Do tohoto zásobníku vstupují srážky a vystupuje pomalý odtok (q_{ss}), rychlý odtok (povrchový odtok) a aktuální evapotranspirace,

kteřá je závislá na aktuální zásobě vody. Pomalý odtok je lineární funkce aktuální zásoby (Sivapalan, 2011; Máca, 2014).

Je-li aktuální zásoba v nádrži rovna kapacitě nádrže, pak bude mít evapotranspirace potenciální hodnotu, jestliže bude prázdná, potom bude



Obrázek 4: Schéma modelu lineární nádrže-zásobník s přepadem a odtokem. S_b znázorňuje kapacitu zásobního prostoru, p jsou srážky, S je aktuální zásoba, e je aktuální evapotranspirace, e_p potenciální evapotranspirace, q_s znázorňuje povrchový odtok a q_{ss} pomalý odtok (Sivapalan, 2011).

evapotranspirace nulová. V případě, že se aktuální zásoba v nádrži bude pohybovat mezi těmito krajními hodnotami, pak bude evapotranspirace lineárně úměrná na aktuální zásobě (Sivapalan, 2011).

Model lineární nádrže je popsán následující rovnicí:

$$q_{ss} = k \cdot S,$$

kde k je kladná konstanta povodí a q_{ss} pomalý odtok (Dingman, 2008; Sivapalan, 2011).

Při překročení kapacity zásoby bude součet rychlého odtoku a pomalého odtoku roven rozdílu srážek a aktuální evapotranspirace (Gerrits a kol., 2009; Máca, 2014):

$$q_s + q_{ss} = p - e_a.$$

I když žádná přirozená nádrž není lineární, je tento model často užitečnou aproximací hydrologických systémů povodí (Dingman, 2008).

2.4.3 Efekt na Budykově křivce

Z Obrázku 2 výše je zřejmé, že s rostoucím evapotranspiračním indexem je generováno méně odtoku z povodí a s rostoucí hodnotou indexu aridity se dané povodí vyskytuje v teplejším a sušším regionu (Jones a kol., 2012; Creed a kol., 2014; Carmona a kol., 2016). Tudíž s rostoucím indexem aridity dochází k určitému nárůstu

kapacity nádrže (zásobního prostoru) a naopak. Velikost nádrže je tedy dalším limitujícím faktorem hydrologické bilance vody (Sivapalan, 2011).

Z předchozího odstavce vyplývá, že pokud je povodí vykresleno nad křivkou, vyskytuje se v systému více vody a je menší odtok než se předpokládalo a naopak (Creed a kol., 2014).

Hydrologická odolnost je ve vztahu k Budykově křivce definována, jako schopnost povodí absorbovat efekty klimatické změny a stále udržovat hydrologickou funkci jako předpovědní křivku. Hydrologicky odolné povodí se nemusí nacházet na určitém místě Budykovy křivky, ale musí být připraveno na takové změněné podmínky, kdy se body indexu aridity a evapotranspiračního indexu nacházejí v blízkosti Budykovy křivky (Creed a kol., 2014).

2.5 Empirické rovnice odhadu aktuální evapotranspirace

Modely Budykova typu poskytují potenciální odhad průměrné roční aktuální evapotranspirace z indexu aridity a srážek bez použití kalibrace. Průměrný roční odtok je odhadován jako rozdíl mezi srážkou a evapotranspirací (Blöschl, 2013).

Vzniklo mnoho studií zaměřených na odvození vztahu mezi aktuální evapotranspirací a indexem aridity, patří sem: Schreiber, Ol'dekop, Budyko (1974), Turc a Pike (Turc a Pike vytvořili velmi podobný vztah). Tito autoři několika modelů dlouhodobé hydrologické bilance vložili do vztahů pozorování s odlišnými velikostmi povodí (Gerrits a kol., 2009; Moussa a Lhomme, 2016).

Na základě těchto autorů se zcela empirickými vztahy se jiní autoři zase snažili vstoupit do rovnic i fyzikálně (Gerrits a kol., 2009) a to pomocí matematických odvození (Roederick a Farquhar, 2011). Jsou to například: Fu, Choudhury (1999) (přidal radiační záření R_n a nastavitelný parametr podle vegetace α), Zhang a kol. (2001, 2004) (použil parametr modelu w), popsal sjednocený efekt charakteristik povodí - jako je vegetační pokryv, půdní vlastnosti a topografie povodí (Gerrits a kol., 2009), Yang a kol. (2008) (přidal parametr n , který reprezentuje charakteristiky povodí), Donohue a kol. (2007) (zahrnul dynamiku vegetace do Budykova vztahu), Milly, Porporato a kol., (2004) (vyvinuli stochastický model, který zapisuje maximální zásobní kapacitu) (Arrora, 2002; Gerrits a kol., 2009; Roederick a Farquhar, 2011).

Tyto vztahy ale pořád nejsou zcela fyzikálně založené. Yangův a kol. (2008) vztah, který našel analytické odvození Budykovy křivky a obsahuje parametr n (reprezentuje charakteristiky povodí a obsahuje kalibrační faktor), sice zahrnuje všechny druhy charakteristik povodí, ale je ho obtížné určit či změřit (Gerrits a kol., 2009).

Budykovy vztahy vynechávají sezónní a variabilní události a mají omezenou schopnost reprezentovat charakteristiky povodí (Blöschl, 2013).

2.6 Analytická vyjádření Budykovy křivky

V této kapitole jsou uvedena odvození analytických vyjádření Budykovy křivky dle různých autorů, které jsou dále uplatněny ve výsledcích této práce.

Analytická vyjádření dle vybraných autorů jsou aplikována pro získání odpovídajících výrazů pro predikci evapotranspiračního poměru E_a/P . Zjednodušeně můžeme evapotranspirační poměr odvozených analytických vyjádření Budykovy křivky zapsat (Arrora, 2002; Máca, 2014; Zhou a kol., 2015; Carmona a kol., 2016):

$$E_a/P = f(E_p/P)$$

Odvození analytických vyjádření podle vybraných autorů jsou popsána chronologicky.

Analytické vyjádření modifikovaného vzorce dle Schreiberera je (Šercl a kol., 2015):

$$\frac{E_a}{P} = 1 - \frac{1}{\exp\left[n_1 \cdot \left(\frac{E_p}{P}\right)^{n_2}\right]}$$

Jde o dvouparametrický vztah s parametry n_1 a n_2 , které jsou ovlivňovány hydrogeologickými podmínkami (Šercl a kol., 2015).

Dále je analytické vyjádření řešeno podle vztahu Turc-Pike, rovnice je následující (Arrora, 2002; Zhou a kol., 2015):

$$\frac{E_a}{P} = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{P}{E_p}\right)^n}}$$

Turc navrhl tento vztah v roce 1954 a Pike ho v roce 1964 modifikoval (zjistil, že pokud ve jmenovateli nahradí číslo 0.9 číslem 1.0, pak tento vztah dává lepší

výsledky) (Arrora, 2002). Nejvhodnější odhadovaná hodnota exponentu v jeho vztahu je $n=3$ nebo může být i $n=2$ (Lebecherel a kol., 2013).

Základní a nejznámější je analytické vyjádření dle Budyka (1974), proto také nese Budykova křivka jeho jméno. Budykův vztah má podobu:

$$\frac{E_a}{P} = \left[\left(\frac{E_p}{P} \right) \cdot \tanh \left(\frac{1}{\left(\frac{E_p}{P} \right)} \right) \cdot (1 - \exp(1)^{-(E_p/P)}) \right]^n,$$

podle autorů (Arrora 2002; Blöschl a kol., 2013; Zhou a kol., 2015; Carmona a kol., 2016) je stanovena hodnota parametru $n=0,5$.

Dále bylo použito analytické vyjádření dle Fu, vztah je následující:

$$\frac{E_a}{P} = 1 + \frac{E_p}{P} - \left[1 + \left(\frac{E_p}{P} \right)^n \right]^{1/n},$$

n nabývá hodnot $(1; \infty)$ (Zhou a kol., 2015; Moussa a Lhomme, 2016).

Analytické vyjádření podle Zhanga (2001, 2004) má rovnici:

$$\frac{E_a}{P} = \frac{\left[1 + n \cdot \left(\frac{E_p}{P} \right) \right]}{\left[1 + n \cdot \frac{E_p}{P} + \left(\frac{E_p}{P} \right)^{-1} \right]}$$

kde n představuje koeficient dostupnosti vody pro rostliny, pohybuje se od hodnoty 0,1 do 2,0. n Reprezentuje relativní rozdíl ve způsobu využití rostlin půdní vody pro transpiraci. Zhang a kol. (2001) tento rozdíl vysvětluje jako hlavní důsledek odlišných hloubek kořenové zóny.

Analytické vyjádření podle Roedericka a Farquhara (2011) je:

$$\frac{E_a}{P} = \frac{E_p}{(P^n + E_p^n)^{1/n}},$$

kde n je specifický parameter povodí, který modifikuje rozdělení srážek mezi evapotranspiraci a odtok. Parametr má rozsah od 0,6 do 3,6, ale většinou se hodnota n pohybuje od 1,5 do 2,6. Pokud se zvýší n , pak dojde k nárůstu aktuální evapotranspirace a poklesu odtoku. Doporučenou defaultní hodnotu uvádí Roederick a Farquhar (2011) $n = 1,8$.

Jako poslední je zde uvedeno analytické vyjádření podle vztahu Zhou a kol. (2015):

$$\frac{E_a}{P} = \frac{E_p}{P} \cdot \left[\frac{k}{\left(1 + k \cdot \left(\frac{E_p}{P}\right)^n\right)} \right]^{1/n}$$

Jedná se o dvouparametrický vztah. Parameter k se pohybuje v intervalu od 0 do 1 , parametr n od 0 do ∞ .

3 STUDOVANÉ ÚZEMÍ

Data použitá pro řešení diplomové práce charakterizují vybranou část Evropy, není zde zahrnuta: Velká Británie, Irsko, Island a evropská část Ruska. Studované území se rozkládá na souřadnicích 30°-80° severní šířky a od 50° západní délky do 40° východní délky, které dobře zachycuje klima evropského regionu (Casty a kol., 2007). Studované území je zobrazeno na Obrázku 5.



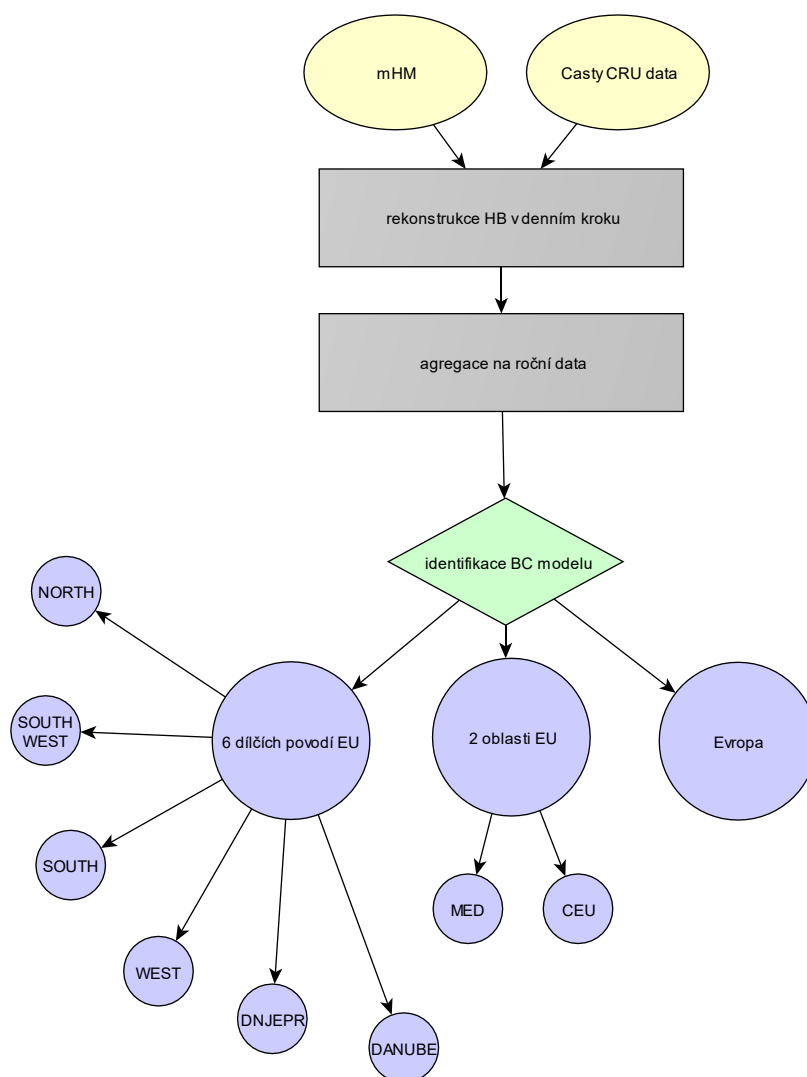
Obrázek 5: Studované území – převážná část Evropy.

4 DATA A METODY

4.1 Data a jejich struktura

Pro tuto práci byla data získána od vedoucího diplomové práce. Data jsou zpracována pro období 1766-2015, jedná se o paleoklimatické rekonstrukce podle Casty a kol. (2007). Jde o reanalýzu CRU dat. Tato data jsou pro reanalýzu vhodná, protože poskytují dlouhé kalibrační období. Pro rekonstrukci prostorového rozlišení srážek (LSP) a teploty vzduchu (LSAT) je v CRF (Casty a kol., 2007) (slouží k analýze časových řad pomocí toku kosmického záření (Rahmstorf a kol., 2004)) rozlišení $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. CRF jsou gridová pole, která jsou generována podle regrese prostorových sítí stanic. Pro rekonstrukci geopotenciální výšky (Z500) je použita reanalýza NCEP (data z Národního centra pro environmentální předpověď) modelu s rozlišením $2,5^\circ \times 2,5^\circ$. Pro kalibraci bylo použito pro LSAT a LSP období 1901-1960 a pro Z500 období 1948-1978. Pro validaci bylo použito období 1961-1995 pro LSAT a LSP a pro Z500 období 1979-1999 (Casty a kol., 2007). Rekonstrukce dat je podrobně popsána v článku Luterbacher a kol. (2002, 2004) a v Casty a kol. (2005).

Tato data pokrývají převážnou část Evropy (Obrázek 5). CRU data vstupují do konceptuálního hydrologického modelu mHM. mHM model simuluje vodní toky a stavy na studovaném území. Jde o data s časovými řadami, rekonstruovanými srážkami a simulovanými půdními vlhkostmi a odtokem. Prostorová diskretizace je řízena mHM, základní rozlišení buněk je 50×50 km. Celkem bylo vyhodnoceno 1642 gridbodů (Hanel a kol., 2018).



Obrázek 6: Schéma rekonstrukce, úpravy a zpracování použitých dat, použité zkratky: HB je hydrologická bilance, BC je Budykova křivka.

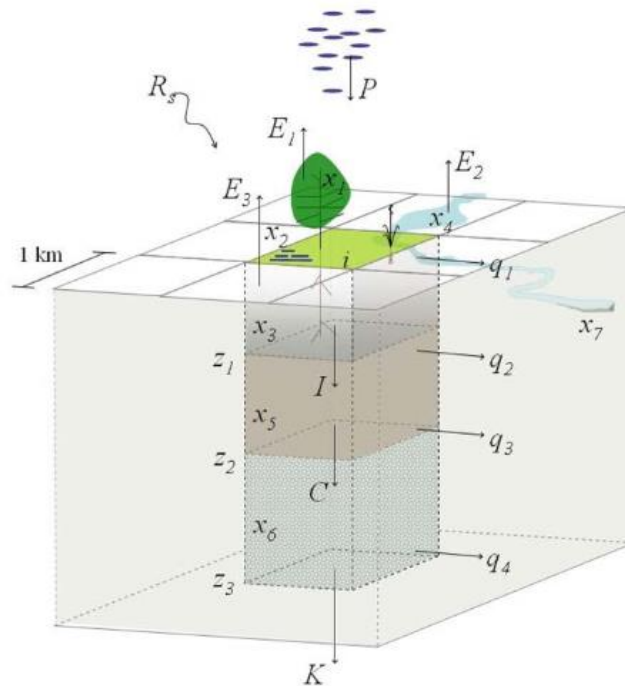
Data použitá v této práci jsou ansámbl sta modelů, která jsou očištěna o odlehlé hodnoty. Jde o 10 parametricky odlišných hydrologických mHM modelů s desetkrát změněným vstupním parametrem. Schéma rekonstrukce, úpravy a zpracování použitých dat je znázorněno na Obrázku 6.

Při zpracování dat byly k dispozici: měsíční srážkové úhrny, potenciální evapotranspirace a odtok pro dané gridbody v zájmovém území od roku 1766 do roku 2015.

4.2 mHM model

mHM model simuluje následující procesy: intercepci, tání a akumulaci sněhu, dynamiku půdní vlhkosti, infiltraci, povrchový odtok, evapotranspiraci, podpovrchovou zásobu a generování odtoku, hlubokou perkolaci a základní odtok

(Samaniego a kol., 2010). mHM model je zobrazen na Obrázku 7. mHM model je řízen hodinovými nebo denními meteorologickými záznamy (např. teplota a srážky) a používá se k odvození prostorové variability odtoku a dalších požadovaných parametrů, které popisují HS a hydrologické charakteristiky povodí (UFZ, 2019).



Obrázek 7: Obecné schéma vstupů a výstupů buňky i v čase t konceptuálního mHM hydrologického modelu, P je denní úhrn srážek (mm/den), R_s sluneční radiace (W/m^2), E_1 , E_2 a E_3 jsou aktuální evapotranspirace ze vzduchu, z povrchů a z volných vodních ploch, x_1 , x_2 , x_3 , x_4 , x_5 a x_6 jsou velikosti zásob, q_1 , q_2 , q_3 a q_4 je povrchový, rychlý, pomalý a základní odtok, z_1 , z_2 a z_3 jsou hloubky podpovrchových vrstev, K je zisk/ztráta v netěsné lineární nádrži (Samaniego a kol., 2010).

Pro odvození parametrů modelu Budykovy křivky byly použity simulované odtoky ansámblu mHM.

4.3 Identifikace parametrů modelů Budykovy křivky

Pro identifikaci parametrů modelů Budykovy křivky byla použita nelineární metoda nejmenších čtverců. Tato metoda nalezne optimální parametr pro Budykovu křivku:

$$PAR_{opt} = \text{minarg}(S\check{C}R_{BK_i}),$$

kde PAR_{opt} je stanovena optimální hodnota parametru, která je vyhodnocena jako nejmenší hodnota (*minarg*) sumy čtverců reziduí i -té Budykovy křivky ($S\check{C}R_{BK_i}$). Pro stanovení nejlepšího odhadu parametru hledá metoda nejmenší sumu čtverců reziduí evapotranspiračního indexu s pozorovanými daty $((E_a/P)_{obs})$

a evapotraspiračního indexu získaného analytickým vyjádřením Budykovy křivky podle vybraných autorů $((E_a/P)_{BK_i})$:

$$S\check{C}R_{BK_i} = \sum (E_a/P)_{obs} - (E_a/P)_{BK_i}.$$

Pro stanovení nejmenší sumy čtverců reziduí i -té Budykovy křivky se používají iterační metody. Nelineární regresní model je zapsán následovně:

$$E_a/P = f(E_p/P, n) + Z_n.$$

kde E_a/P je evapotranspirační index, E_p/P jsou odvozená analytická vyjádření Budykovy křivky, n se jedná o parametr nelineárního modelu, který hledáme a Z_n je náhodná proměnná, která popisuje chybu. Nelineární modely jsou závislé alespoň na jednom z parametrů (Bates a Watts, 2007).

Pro nelineární metodu nejmenších čtverců je v této práci použita Gauss-Newtonova metoda.

4.3.1 Gauss-Newtonova metoda

Jde o metodu navrženou Gaussem, kdy se použitím lineární aproximace hledané funkce zlepšuje počáteční odhad parametru, dokud nedojde k nějaké změně (Bates a Watts, 2007).

Rozšiřujeme hledanou funkci použitím Taylorovy řady:

$$f(x_n, \theta) \approx f(x_n, \theta^0) + v_{n1}(\theta_1 - \theta_1^0) + v_{n2}(\theta_2 - \theta_2^0) + \dots + v_{nP}(\theta_p - \theta_p^0),$$

pak:

$$v_{nP} = \left. \frac{\partial f(x_n, \theta)}{\partial \theta_p} \right|_{\theta^0} \quad p = 1, 2, \dots, P$$

, kde θ^0 je hodnota počátečního parametru, v_n je derivace analytického vyjádření pro určitou hodnotu parametru a P je počet iterací (Bates a Watts, 2007).

Pokud se Taylorova řada uzavře, použije se poslední hodnota parametru na provedení posledního výpočtu iterace a vypočítají se konečné hodnoty zbytků (Bates a Watts, 2007).

Tento proces probíhá, dokud se nedosáhne konvergence, tj. dokud není přírůstek tak malý, že se již parametr prakticky nemění (Bates a Watts, 2007).

4.4 Statistická kritéria

Statistická kritéria slouží k hodnocení hydrologického modelu, posuzují se podle velikosti reziduí. Čím jsou rezidua menší, tím je model vyhodnocen jako lepší. Reziduum je vyjádřeno:

$$RES_i = MER_i - SIM_i,$$

kde RES označuje velikost rezidua, MER je hodnota měřené hodnoty a SIM je hodnota simulované hodnoty. Rezidua jsou rozdílem simulovaných a měřených hodnot, jde o nejjednodušší způsob hodnocení podobnosti pozorovaných a simulovaných dat (Legates a McCabe, 1999; Dawson a kol., 2007).

Pro lepší popis vztahu mezi měřeními a simulovanými daty byla vyvinuta různá statistická kritéria (Legates a McCabe, 1999). Kritéria, která hodnotí polohu chyb (střed chyb) jsou: ME (střední chyba), MAE (střední absolutní chyba), MRE (střední relativní chyba). Do kritérií, která hodnotí variabilitu chyb (neboli rozptýlenost) patří: korelační koeficient (pokud se blíží hodnotě jedna, pak jde o dobrý model), MSE (střední kvadratická chyba), RMSE (odmocnina střední kvadratické chyby) a R^2 (koeficient determinace, pokud se blíží hodnotě 1, pak se jedná o dobrý model). Kritérium MSLE (střední hodnota čtverců logaritmovaných reziduí), R4MS4E (čtvrtá odmocnina z normované sumy čtvrtých mocnin reziduí), PLC, PI I. (index perzistence I.), PI II. (index perzistence II.) a MDSE (střední chyba čtverců prvních diferencí) jsou speciální kritéria (Dawson a kol., 2007; Máca, 2012).

V této práci jsou použita pro hodnocení modelů kritéria MAE a RMSE, kterými se získají doplňující informace o modelech (Legates a McCabe, 1999) a jsou podle nich vyhodnoceny nejlepší modely.

4.4.1 MAE

Kritérium MAE neboli střední absolutní chyba, popisuje odhad střední hodnoty absolutních velikostí reziduí. MAE je dáno vzorcem:

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |O_i - P_i|,$$

kde O značí naměřená data, P simulovaná (modelovaná) data a N je počet záznamů. Získáme s ním velikosti reziduí. Hodnotí všechny odchylky

od pozorovaných hodnot bez ohledu na znaménko. Dobrý model se blíží nule. Ve většině případů je $MAE \leq RMSE$ (Legates a McCabe, 1999; Dawson a kol., 2007).

4.4.2 RMSE

Kritérium RMSE (odmocnina střední kvadratické chyby) neboli odmocnina MSE, je součet kvadrátů reziduí dělený počtem pozorování, který je odmocněn. RMSE můžeme zapsat (Legates a McCabe, 1999):

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (O_i - P_i)^2} .$$

Dobrý model se také blíží nule. Pokud je dobrý model v RMSE, pak je dobrý model i v MSE. Říká nám, jak moc fluktuační ovlivňuje naměřená data. Dává nepřiměřenou váhu velkým chybám (Dawson a kol., 2007).

5 VÝSLEDKY

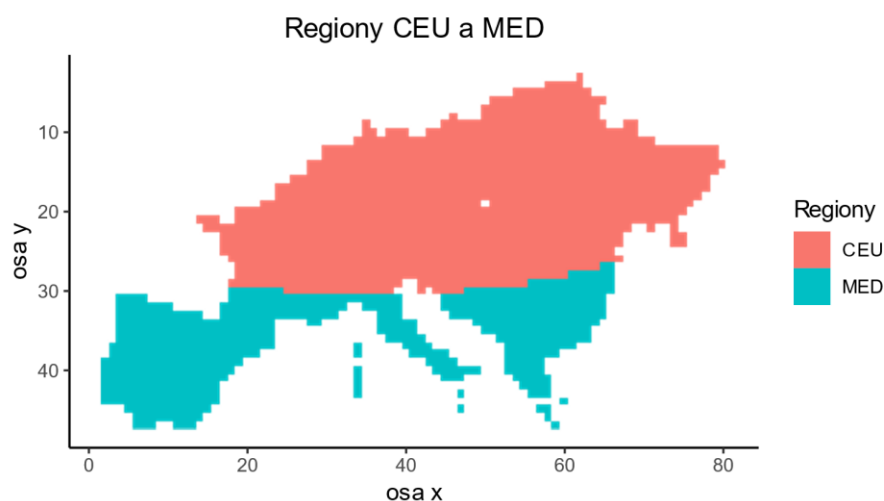
Ve výsledcích této práce jsou označeny všechny parametry symbolem n , ale jsou vždy spojeny s daným názvem modelu, takže nemůže dojít k záměně.

5.1 Rozdělení četností zkoumaných veličin

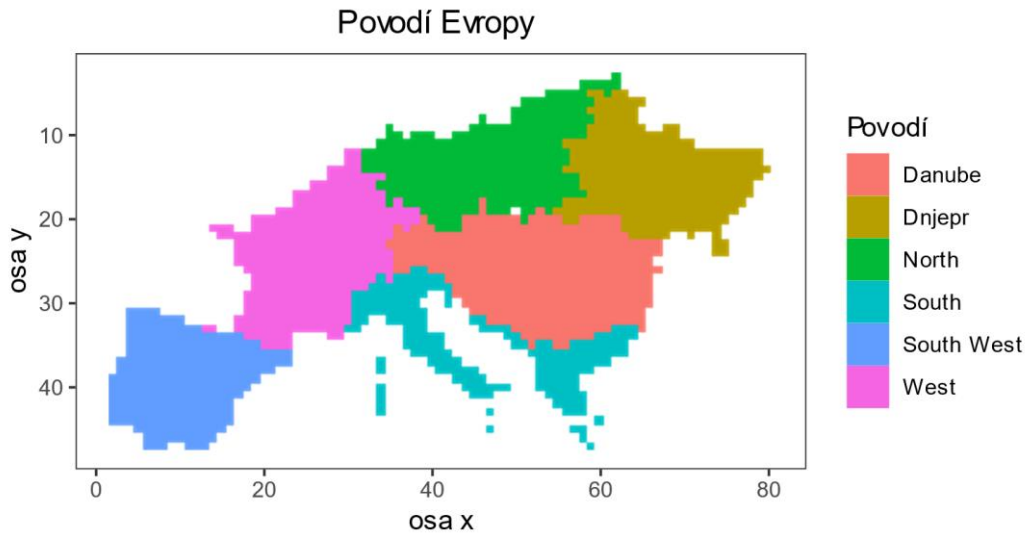
Nejprve byla zkoumána variabilita ročního srážkového úhrnu, roční potenciální evapotranspirace a ročního odtoku na celém studovaném území, tedy na významné části Evropy (viz. kapitola 3), toto území je zobrazeno výše na Obrázku 5.

Dále byla studována variabilita zkoumaných veličin na regionech Evropy. Tyto dva regiony rozdělují Evropu na centrální (Central European, CEU) a středomořskou (Mediterranean, MED). CEU a MED jsou zobrazeny na Obrázku 8.

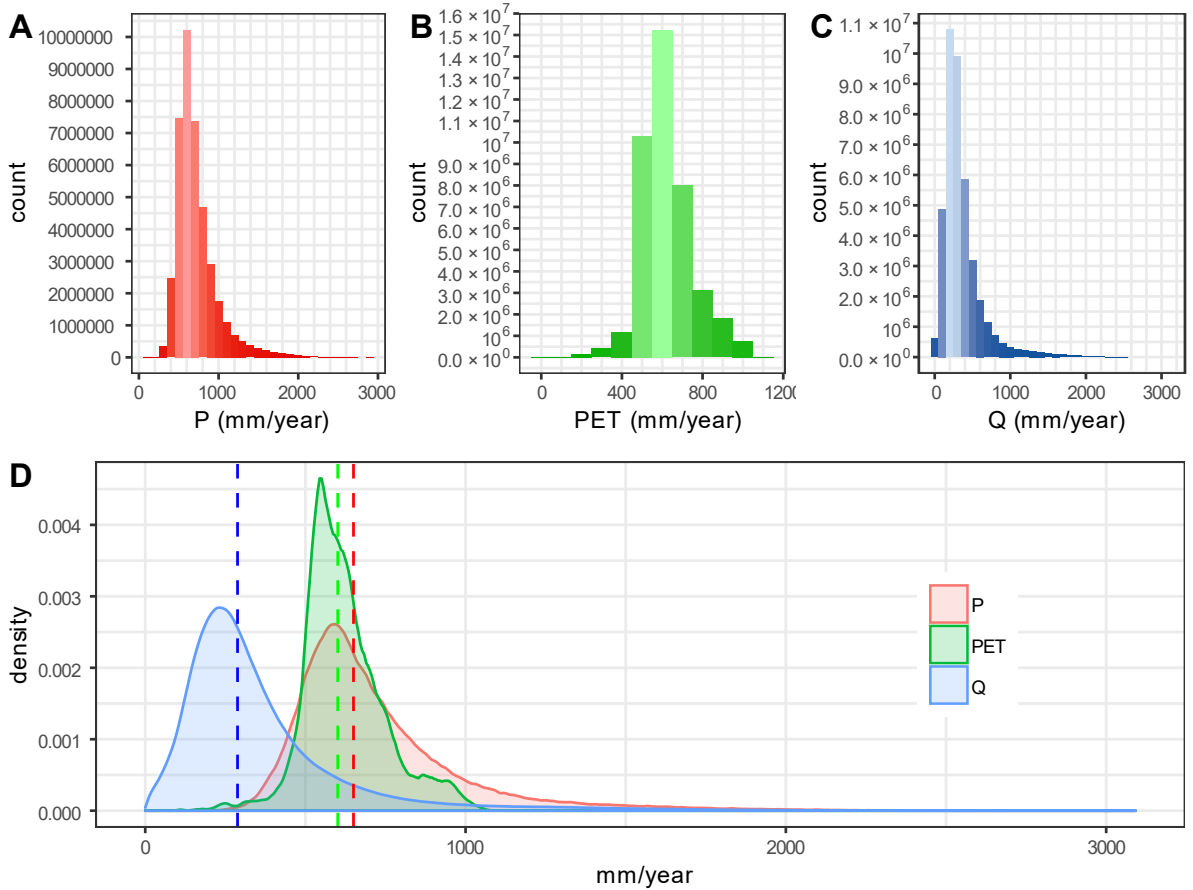
A nakonec byla zjišťována variabilita zkoumaných veličin v povodích Evropy. Tato povodí rozdělují Evropu na šest hlavních povodí - North (část úmoří Baltského moře), West (povodí řeky Loiry a Rýna), Dnjepr (povodí řeky Dnjepr), Danube (povodí řeky Dunaj), South (oblast Itálie a úmoří Jaderského moře) a South West (oblast Portugalska a Španělska). Hlavní povodí jsou zobrazena na Obrázku 9.



Obrázek 8: Zájmové území rozdělené na centrální (CEU) a středomořskou (MED) Evropu.



Obrázek 9: Zájmové území rozdělené na hlavní povodí Evropy.

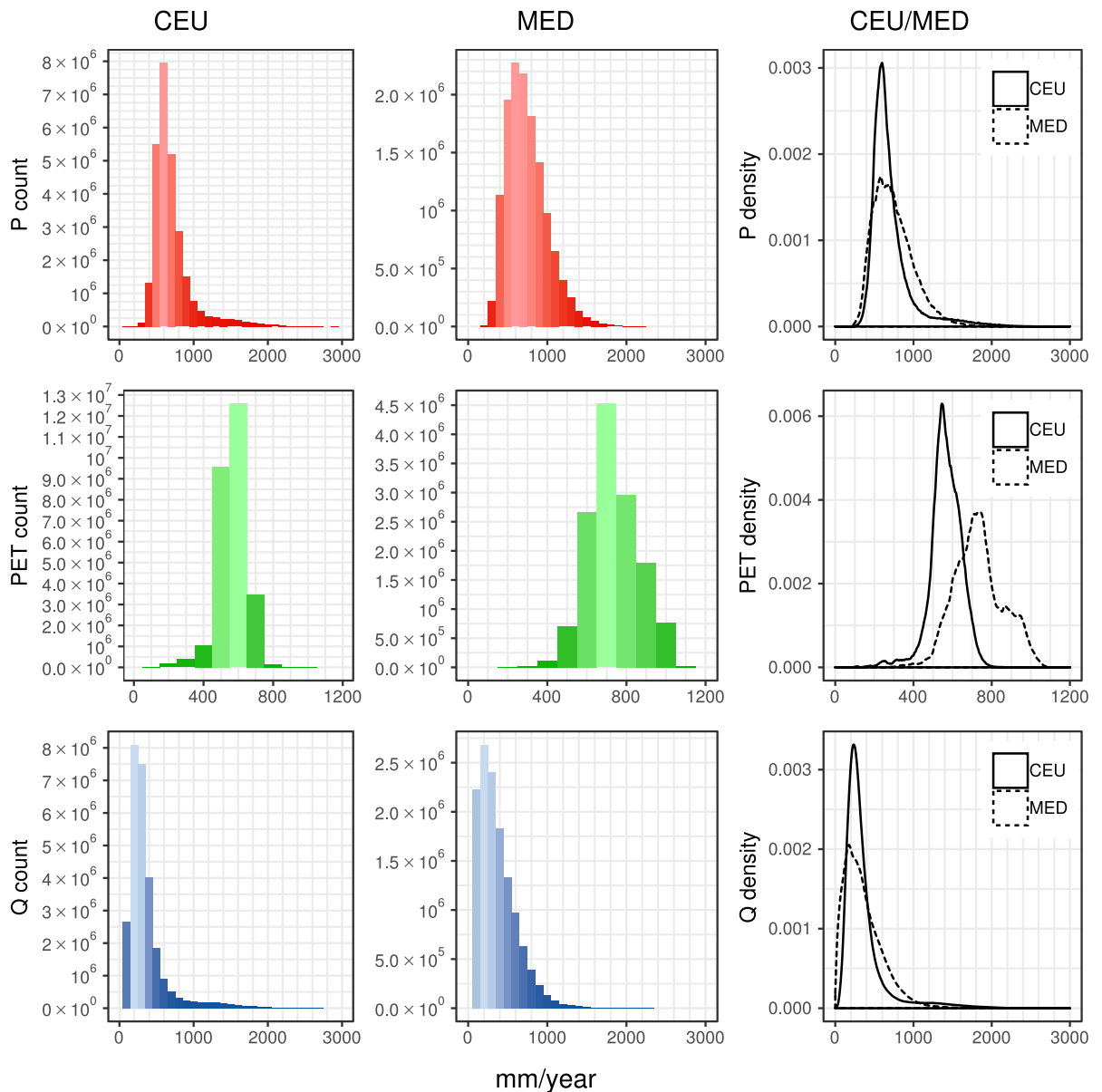


Obrázek 10: A – histogram ročních srážkových úhrnů, B – histogram roční potenciální evapotranspirace, C – histogram ročního odtoku, D – hustota pravděpodobnosti srážek, potenciální evapotranspirace a odtoku. Všechny histogramy a graf hustoty jsou zobrazeny pro celé studované území pro období 1966-2015 pro celý ansámbl. Histogramy mají šířku intervalu 100. Na ose y jsou u histogramů zobrazeny četnosti a na ose x hodnoty příslušných veličin v mm/rok. Na ose y u histogramu pravděpodobnosti je pravděpodobnost výskytu a na ose x je hodnota příslušných veličin v mm/rok.

Pro názornost rozložení hodnot ročních srážkových úhrnů, potenciální evapotranspirace a odtoku pro již uvedené období a oblasti jsou použity histogramy a grafy hustoty pravděpodobnosti. Histogramy mají šířku intervalu 100.

Na Obrázku 10 jsou histogramy ročních srážkových úhrnů, roční potenciální evapotranspirace, ročního odtoku a graf hustoty pravděpodobnosti pro celé zájmové území. Na *histogramu A* jsou zobrazeny roční srážkové úhrny, nejvíce hodnot se vyskytuje v intervalu 550-650 mm/rok, *histogram B* znázorňuje rozložení hodnot roční potenciální evapotranspirace, zde se nejvíce hodnot pohybuje také v intervalu od 550 do 650 mm/rok, *histogram C* ukazuje rozložení ročního odtoku, nejvíce jsou hodnoty odtoku zastoupeny v intervalu 150-250 mm/rok. Na *grafu D* jsou zobrazeny hustoty pravděpodobnosti rozložení výskytu ročních srážkových úhrnů, potenciální evapotranspirace a odtoku pro celé řešené území. Svislé čárkované čáry zobrazují mediány příslušných veličin, hodnota mediánu pro roční srážkové úhrny je stanovena na *650,18 mm/rok*, pro roční potenciální evapotranspiraci je medián vyhodnocen na *600,94 mm/rok* a medián ročního odtoku má hodnotu *288,20 mm/rok*.

Z Obrázku 10 je zřetelné určité překrytí potenciální evapotranspirace a srážek. Také je zde dostatečně zřetelná velká variabilita srážek a odtoku, naopak poměrně malá variabilita potenciální evapotranspirace.



Obrázek 11: Jsou zde zobrazeny histogramy ročních srážkových úhrnů, roční potenciální evapotranspirace a ročního odtoku pro regiony CEU a MED. Dále hustota pravděpodobnosti srážek, potenciální evapotranspirace a odtoku obou regionů. Všechny histogramy a grafy hustoty jsou zobrazeny pro celé studované území pro období 166-2015 pro celý ansámb. Histogramy mají šířku intervalu 100. Na ose y jsou u histogramů zobrazeny četnosti a na ose x hodnoty příslušných veličin v mm/rok. Na ose x je hodnota příslušných veličin v mm/rok.

Na Obrázku 11 jsou histogramy a graf hustoty pravděpodobnosti pro regiony CEU a MED. V levém sloupci jsou znázorněny histogramy odshora - ročních srážkových úhrnů, roční potenciální evapotranspirace a ročního odtoku pro region CEU. Prostřední sloupec představuje stejné veličiny, jen pro region MED. Na levém sloupci jsou zobrazeny hustoty pravděpodobností zkoumaných veličin.

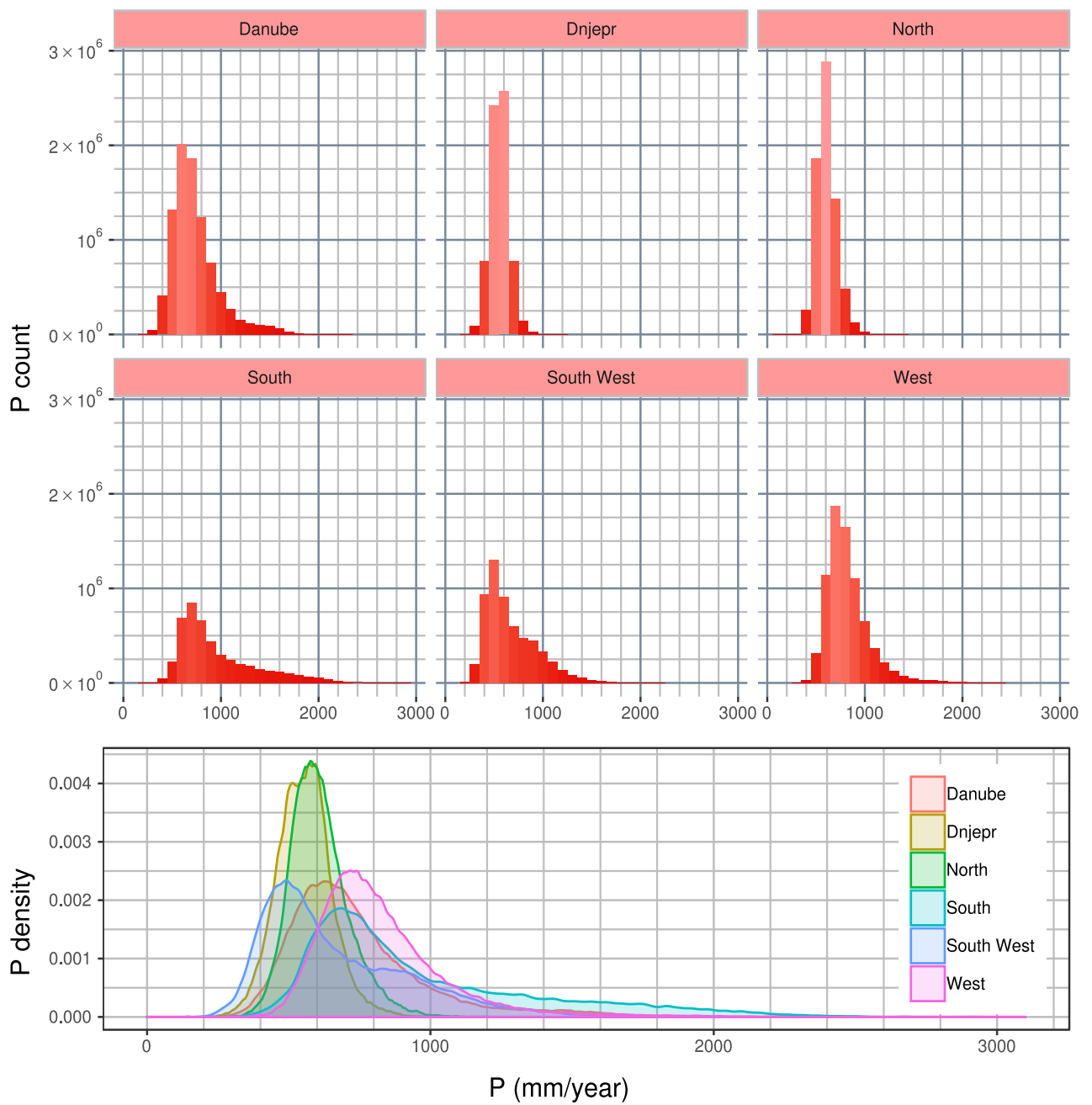
Na prvním řádku Obrázku 11 můžeme vidět porovnané roční srážkové úhrny pro MED a CEU. Nejčetnější hodnoty ročního srážkového úhrnu jsou 550-650 mm/rok

v obou oblastech, ale je zde zcela zřejmá větší variabilita v regionu MED, ta je způsobena odlišným klimatem. V regionu MED jsou větší rozdíly chodu srážek mezi zimním a letním půlrokem, čímž dochází k větším variabilitám srážek v regionu MED.

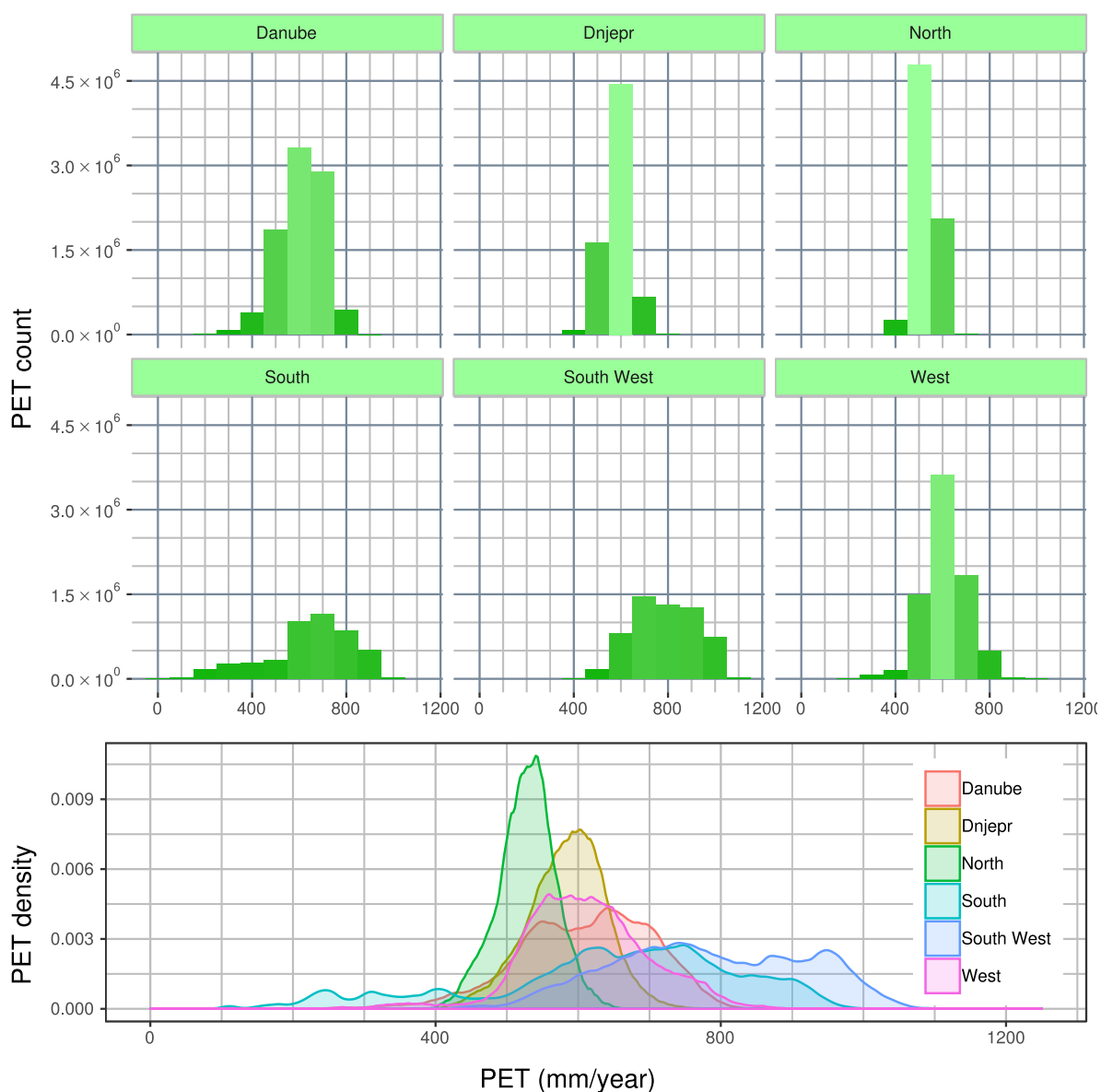
Druhý řádek porovnává roční potenciální evapotranspirace. Nejčtenější hodnoty ročního potenciální evapotranspirace jsou *550-650 mm/rok* v regionu CEU a *650-750 mm/rok* v regionu MED. Vyšší potenciální evapotranspirace v regionu MED odráží vyšší teploty v jižní polovině Evropy.

Třetí řádek Obrázku 11 porovnává roční odtok. Nejčtenější hodnoty ročního odtoku jsou *150-250 mm/rok* v obou oblastech, ale je zde také vidět větší variabilita v regionu MED. Větší variabilita je způsobena malými průtoky v suchém období, které jsou doprovázeny konvektivními srážkami. Konvektivní srážky způsobují náhlé vysoké srážkové úhrny a extrémní navýšení odtoku v daném povodí.

Na Obrázku 12 jsou zobrazeny histogramy ročních srážkových úhrnů a hustota pravděpodobnosti srážek pro všechna povodí (North, West, Dnjepr, Danube, South a South West). Nejvyšší hodnoty průměrných ročních srážek se vyskytují v povodí South a West (*650-750 mm/rok*), naopak nejnižší úhrny v povodí South West (*450-550 mm/rok*). To je způsobeno konvektivními srážkami, které v těchto oblastech nejsou časté, zato mají vysoké intenzity. Z histogramů je zřejmá malá variabilita průměrných srážek v severní polovině Evropy, zato variabilita v jižní části Evropy je poměrně velká, čímž jsou četnosti nižší.



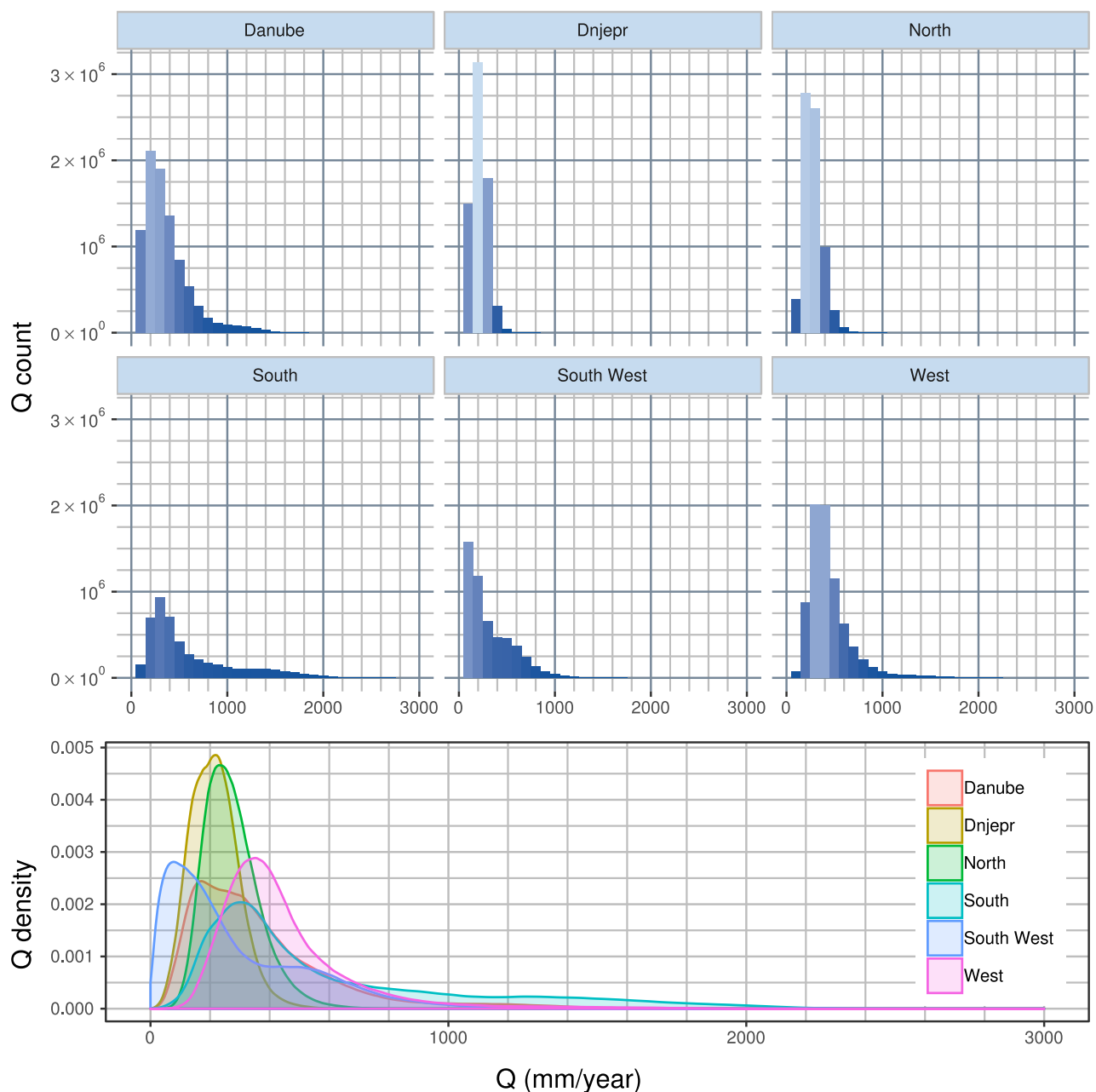
Obrázek 12: Jsou zde zobrazeny histogramy ročních srážkových úhrnů a hustota pravděpodobnosti srážek pro všechna povodí. Všechny histogramy a graf hustoty jsou zobrazeny pro celé studované území pro období 1966-2015 pro celý ansámbl. Histogramy mají šířku intervalu 100. Na ose y jsou u histogramů zobrazeny četnosti a na ose x hodnoty příslušných veličin v mm/rok. Na ose y u hustoty pravděpodobnosti je pravděpodobnost výskytu a na ose x je hodnota příslušných veličin v mm/rok.



Obrázek 13: Jsou zde zobrazeny histogramy roční potenciální evapotranspirace a hustota pravděpodobnosti potenciální evapotranspirace pro všechna povodí. Všechny histogramy a graf hustoty jsou zobrazeny pro celé studované území pro období 1966-2015 pro celý ansámbel. Histogramy mají šířku intervalu 100. Na ose y jsou u histogramů zobrazeny četnosti a na ose x hodnoty příslušných veličin v mm/rok. Na ose y u grafu hustoty pravděpodobnosti je pravděpodobnost výskytu a na ose x je hodnota příslušných veličin v mm/rok.

Na Obrázku 13 jsou vykresleny histogramy roční potenciální evapotranspirace a hustota pravděpodobnosti potenciální evapotranspirace pro všechna povodí. Nejvyšší hodnoty roční potenciální evapotranspirace se vyskytují v povodí South a South West (650-750 mm/rok), naopak nejnižší evapotranspirace v povodí North (450-550 mm/rok). To je způsobeno klimatem. V jižní Evropě jsou vyšší teploty a tak dochází k vyšší evapotranspiraci, naopak povodí North se vyskytuje v severní

části řešené oblasti, kde jsou nízké teploty během celého roku, tudíž je toto povodí limitováno energií.

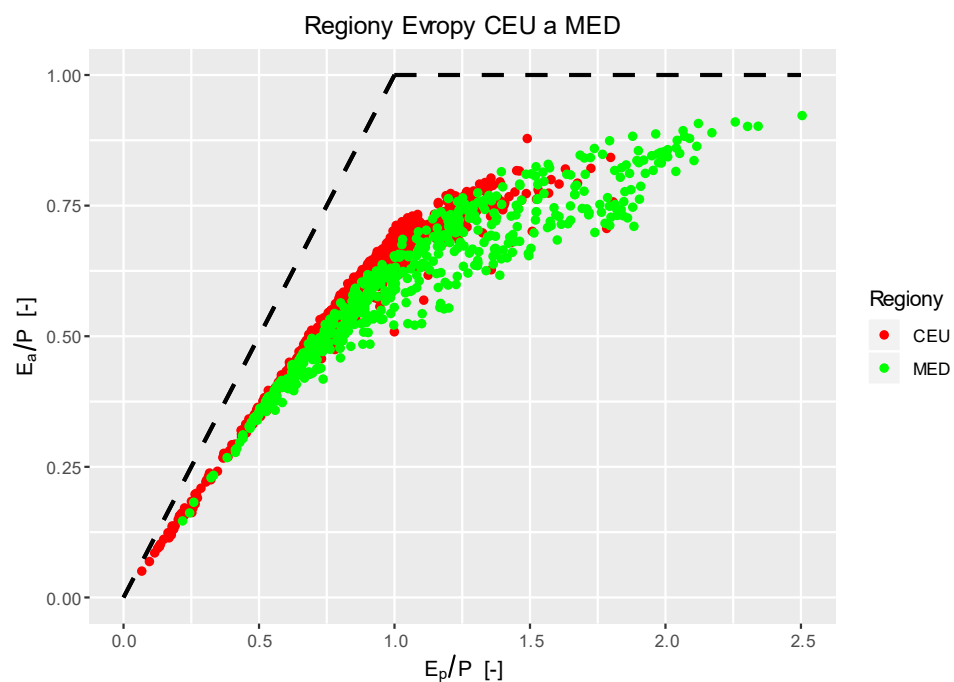


Obrázek 14: Jsou zde zobrazeny histogramy ročního odtoku a hustoty pravděpodobnosti odtoku pro všechna povodí. Všechny histogramy a graf hustoty jsou zobrazeny pro celé studované území pro období 1966-2015 pro celý ansámbl. Histogramy mají šířku intervalu 100. Na ose y jsou u histogramů zobrazeny četnosti a na ose x hodnoty příslušných veličin v mm/rok. Na ose y u grafu hustoty pravděpodobnosti je pravděpodobnost výskytu a na ose x je hodnota příslušných veličin v mm/rok.

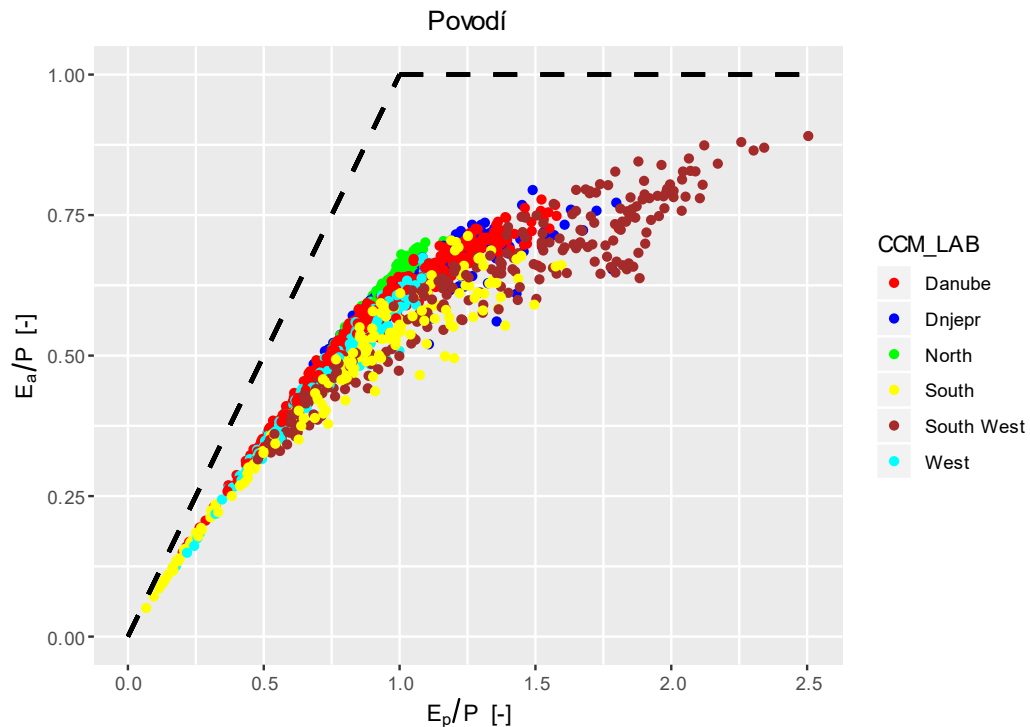
Na Obrázku 14 jsou vykresleny histogramy ročního odtoku a hustota pravděpodobnosti odtoku pro všechna povodí. Nejvyšší hodnoty ročního odtoku se vyskytují v povodí South a West (250-350 mm/rok), naopak nejnižší odtok se vyskytuje v povodí South West (50-150 mm/rok). Tyto výsledky korespondují s hodnotami srážek. Z histogramů je jako u srážek zřejmá malá variabilita ročního

odtoku v severní polovině Evropy, zato variabilita v jižní části Evropy je poměrně velká. Srážky a odtok na sobě úzce závisí.

5.2 Vykreslení regionů a povodí v Budykově křivce



Obrázek 15: Barevně vykreslené oblasti CEU a MED v Budykově křivce, pro období 1766-2015, na ose x je vykreslen index aridity (E_p/P) a na ose y je evapotranspirační index E_a/P



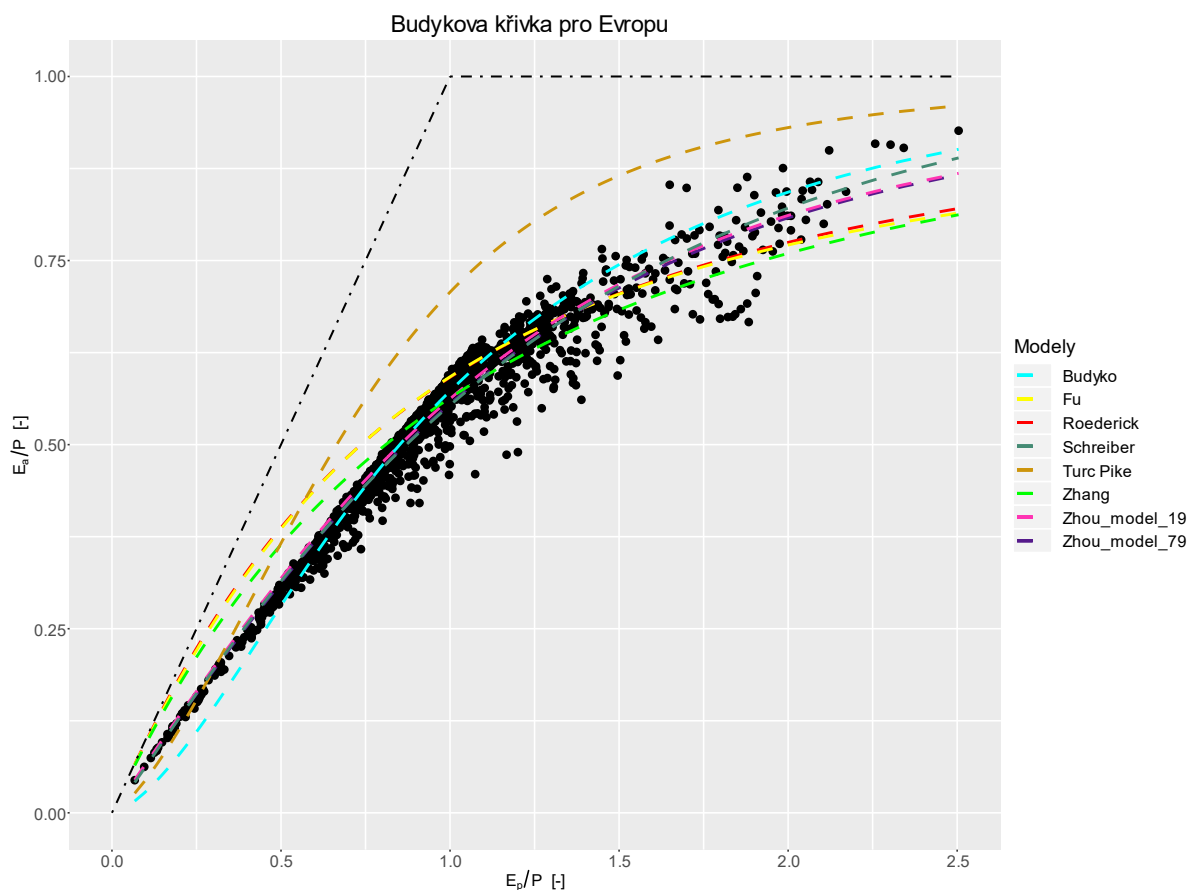
Obrázek 16: Barevně vykreslená povodí v Budykově křivce, pro období 1766-2015, na ose x je vykreslen index aridity (E_p/P) a na ose y je evapotranspirační index E_a/P .

Na Obrázku 15 jsou v Budykově křivce vykreslené barevně gridbody pro oblasti CEU a MED. Z obrázku je patrné, jak se Středomořská oblast pohybuje spíše v subhumidní a semiaridní oblasti a centrální oblast Evropy spíše v humidní a subhumidní oblasti.

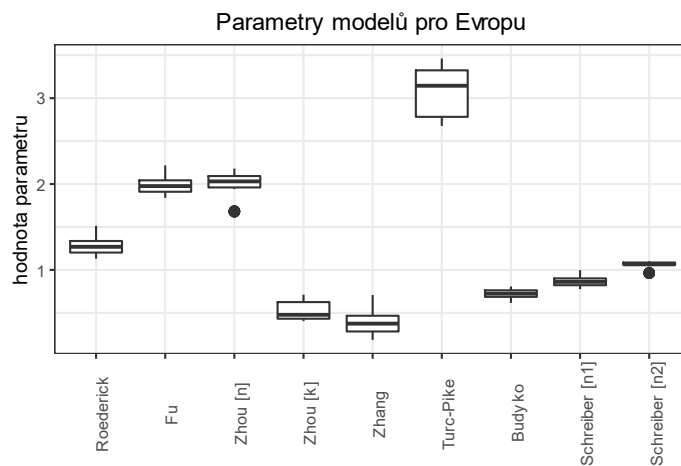
Na Obrázku 16 jsou v Budykově křivce vykreslené barevně gridbody pro jednotlivá povodí. Je zřejmé, že se povodí South West vyskytuje převážně v semiaridní oblasti. V subhumidní oblasti se vyskytuje převážná část povodí South, Danube a Dnjepr. Povodí West se vyskytuje jak v subhumidní tak v humidní oblasti. Povodí North se pohybuje převážně v humidní oblasti.

5.3 Variabilita odhadu parametrů

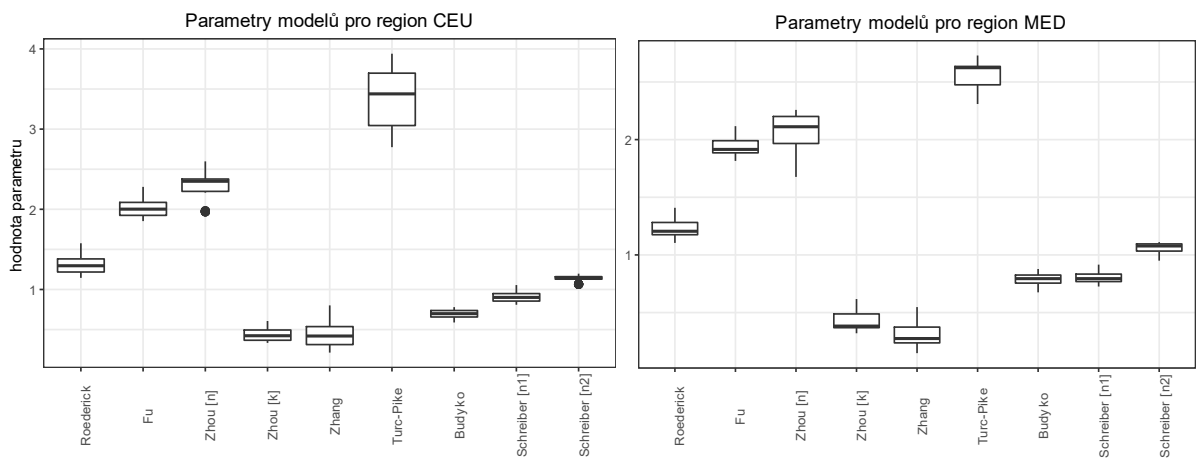
Na Obrázku 17 jsou vykresleny nejlepší modely Budykovy křivky vybraných autorů pro celé řešené území. Budykovy křivky regionů a povodí jsou uvedeny v Příloze 9.1.



Obrázek 17: Nejlepší modely Budykovy křivky podle vybraných autorů pro celé zájmové území za období 1766-2015.

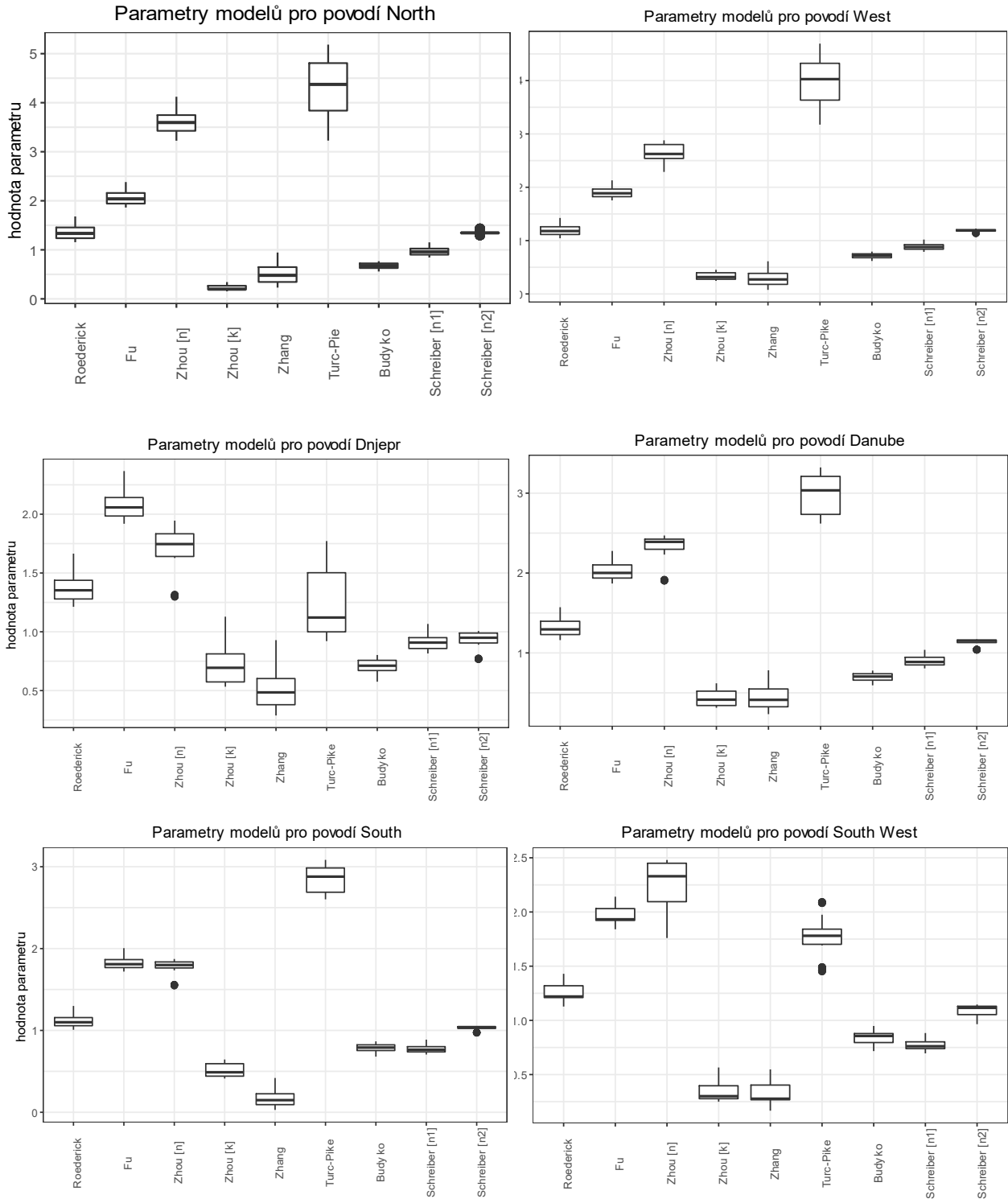


Obrázek 18: Boxploty odhadu parametrů vybraných autorů pro celou studovanou oblast. Na ose x jsou jednotliví autoři Budykovy křivky, na ose y jsou stanovené hodnoty parametrů z celého studovaného území ze sta souborů.



Obrázek 19: Boxploty odhadu parametrů vybraných autorů pro region CEU a MED. Na ose x jsou jednotliví autoři Budykovy křivky, na ose y jsou stanovené hodnoty parametrů ze sta souborů.

Nejprve byla zkoumána krabicovými grafy variabilita odhadu parametrů modelů Budykovy křivky pro vybrané autory pro celé studované území, dále pro regiony Evropy a nakonec pro hlavní povodí Evropy.



Obrázek 20: Boxploty odhadu parametrů vybraných autorů pro studovaná povodí. Na ose x jsou jednotliví autoři Budykovy křivky, na ose y jsou stanovené hodnoty parametrů ze sta souborů.

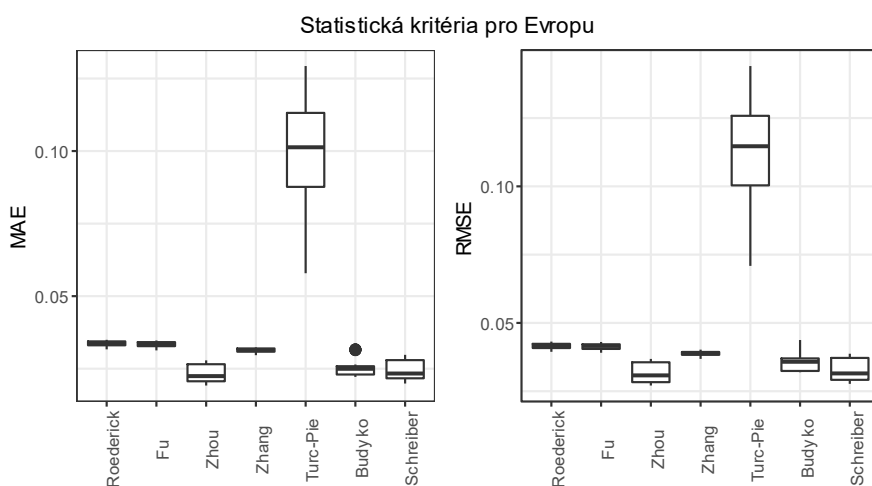
Na Obrázku 18 jsou znázorněné boxploty odhadu parametrů modelů Budykovy křivky pro celé zájmové území. Většina modelů má malé rozpětí parametrů, nejmenší mají Budyko (1974) a Schreiber, naopak největší Turc-Pike.

Na Obrázku 19 jsou znázorněné boxploty odhadu parametrů pro regiony CEU a MED. Většina modelů má malé rozpětí parametrů. Modely Budyko (1974) a Schreiber mají nejmenší rozsahy parametrů v obou regionech. Největší rozpětí má pro region CEU model Turc-Pike a pro region MED Zhouův a kol. (2015) parametr n .

Na Obrázku 20 jsou znázorněné boxploty odhadu parametrů pro povodí Evropy. Modely Budyko (1974) a Schreiber mají nejmenší rozpětí parametrů ve všech povodích. Největší rozpětí má v pěti povodích model Turc-Pike a v povodí South West Zhouův a kol. (2015) parametr n .

5.4 Zobrazení statistických kritérií odhadu parametrů

Pro odhady parametrů Budykovy křivky pro vybrané autory jsou spočítána statistická kritéria MAE (střední absolutní chyba) a RMSE (odmocnina střední kvadratické chyby). Hodnoty kritérií jsou vykresleny do krabicových grafů pro celé studované území, dále pro regiony Evropy a nakonec pro hlavní povodí Evropy.

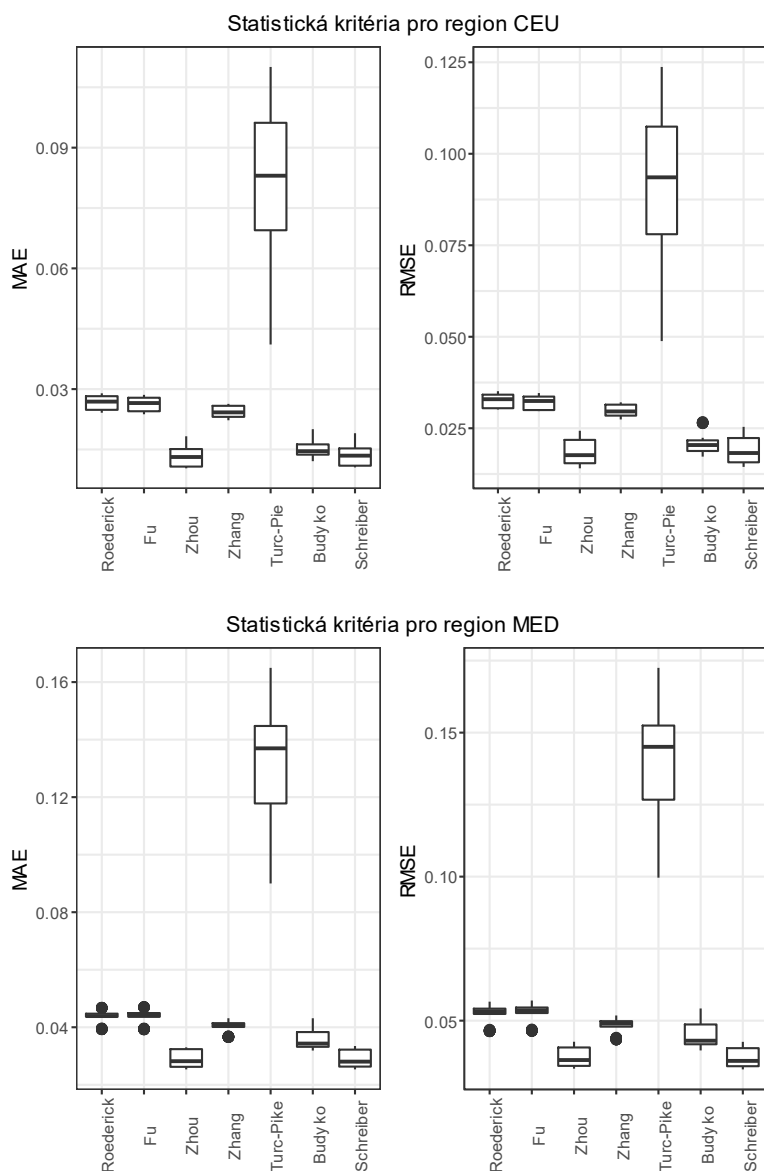


Obrázek 21: Boxploty hodnot reziduí MAE (vlevo) a RMSE (vpravo) kritérií pro jednotlivé autory modelů Budykovy křivky pro celé zájmové území ze sta souborů. Na ose x jsou jednotliví autoři Budykovy křivky, na ose y jsou stanovené hodnoty kritérií ze sta souborů.

Na Obrázku 21 jsou zobrazeny boxploty hodnot statistických kritérií modelů Budykovy křivky pro celé zájmové území. Z obrázku je zřejmé, že u obou kritérií má

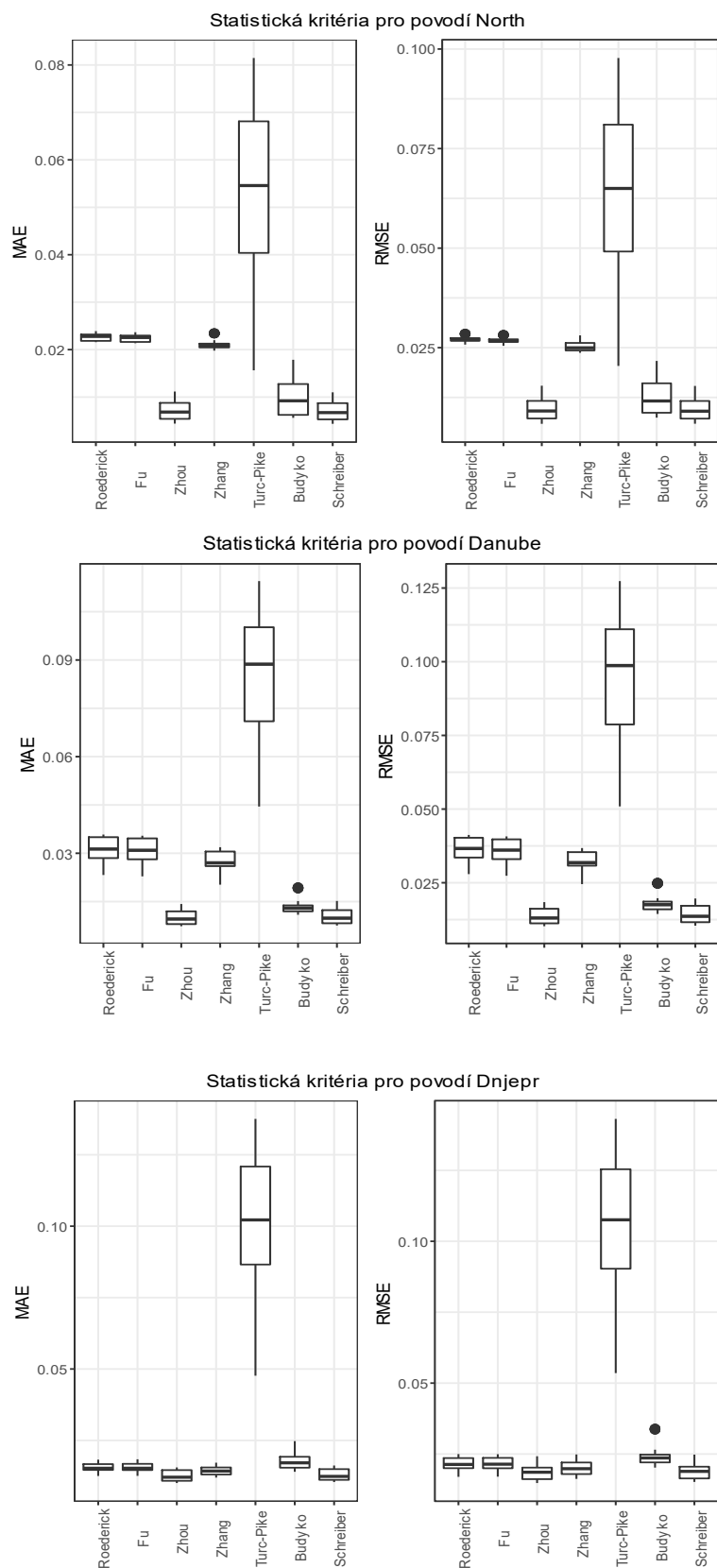
rozhodně největší chybu model Turc-Pike. Naopak nejmenší rezidua mají modely podle Zhou a kol. (2015), následován modelem Schreiber a Budyko (1974).

Na Obrázku 22 jsou zobrazeny boxploty hodnot statistických kritérií modelů Budykovy křivky pro dva regiony (CEU, MED). U obou regionů a kritérií má největší rezidua model Turc-Pike a nejmenší Zhou a kol. (2015) a Schreiber.

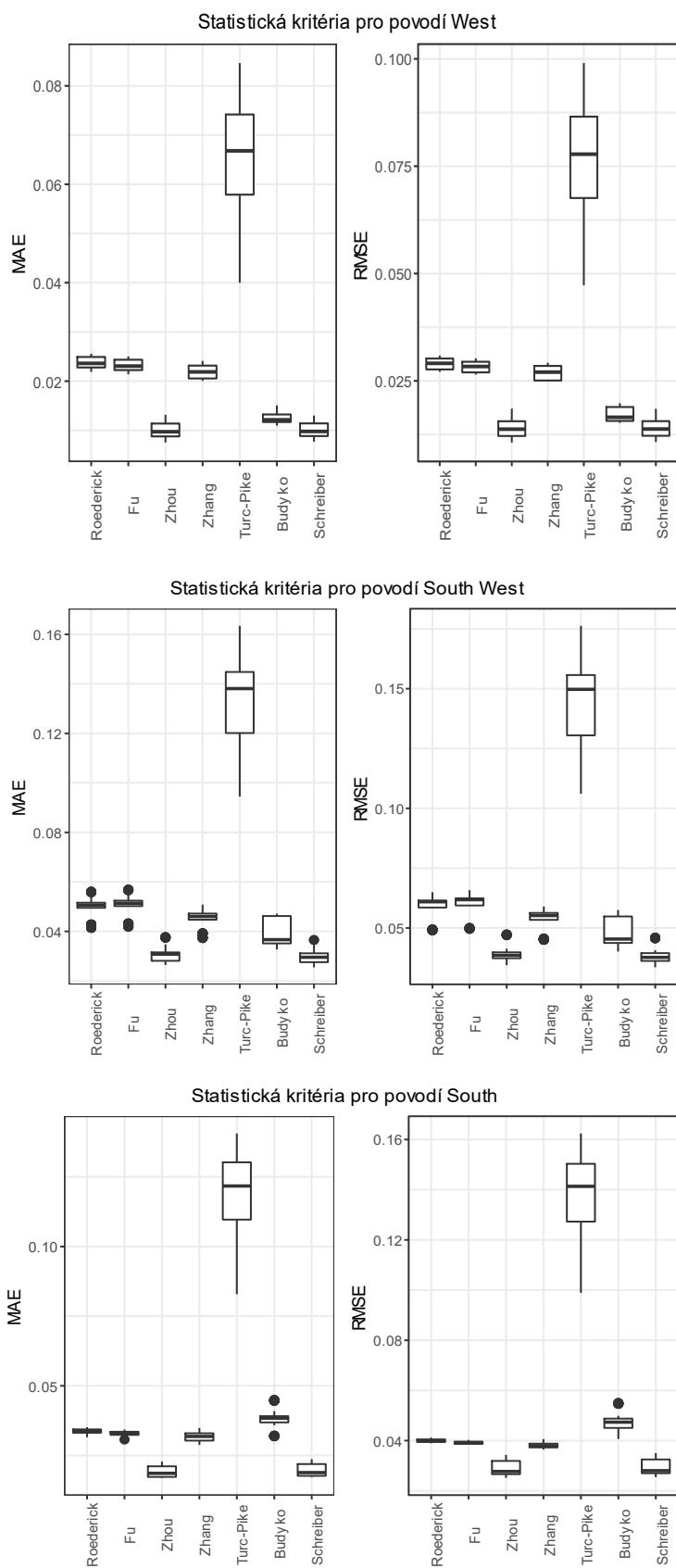


Obrázek 22: Boxploty hodnot reziduí MAE (vlevo) a RMSE (vpravo) kritérií pro jednotlivé autoři modelů Budykovy křivky pro region CEU a MED ze sta souborů. Na ose x jsou jednotliví autoři Budykovy křivky, na ose y jsou stanovené hodnoty kritérií ze sta souborů.

Na Obrázku 23 a Obrázku 24 jsou zobrazeny boxploty hodnot statistických kritérií modelů Budykovy křivky pro hlavní povodí Evropy (North, Dnjepr, Danube, West, South West a South). U všech povodí a obou kritérií má opět největší rezidua model Turc-Pike a nejmenší Zhou a kol. (2015) a Schreiber.



Obrázek 23: Boxploty hodnot reziduí MAE (vlevo) a RMSE (vpravo) kritérií pro jednotlivé autory modelů Budykovy křivky pro povodí North, Danube a Dnjepř ze sta souborů. Na ose x jsou jednotliví autoři Budykovy křivky, na ose y jsou stanovené hodnoty kritérií ze sta souborů.



Obrázek 24: Boxploty hodnot reziduí MAE (vlevo) a RMSE (vpravo) kritérií pro jednotlivé autory modelů Budykovy křivky pro povodí West, South West a South ze sta souborů. Na ose x jsou jednotliví autoři Budykovy křivky, na ose y jsou stanovené hodnoty kritérií ze sta souborů.

5.5 Hodnoty parametrů pro všechny oblasti

Odhady parametrů Budykovy křivky pro vybrané autory byly stanoveny postupně pro celé řešené území, pro regiony Evropy a nakonec pro hlavní povodí Evropy. Nejlepší modely byly posouzeny podle kritéria MAE a RMSE.

Na Obrázku 17 v Příloze 9.1 jsou vykresleny nejlepší modely Budykovy křivky vybraných autorů pro celé řešené území. Zájmové území se pohybuje od humidní po semiaridní oblast.

model	par	mae	rmse	číslo modelu
Roederick	1.320	0.032	0.039	69
Fu	2.026	0.031	0.039	69
Zhou [n]	2.089	0.019	0.027	19
Zhou [n]	2.116	0.019	0.027	79
Zhou [k]	0.429	0.019	0.027	19
Zhou [k]	0.405	0.019	0.027	79
Zhang	0.290	0.030	0.037	9
Turc-Pike	2.692	0.058	0.071	92
Budyko	0.762	0.022	0.032	11
Schreiber [n1]	0.806	0.020	0.028	79
Schreiber [n2]	1.094	0.020	0.028	79

Tabulka 1: Nejlepší modely jednotlivých autorů, jejich parametry (par) a hodnoty kritérií MAE a RMSE pro celé zájmové území. Výsledky hodnot parametru, MAE a RMSE jsou pro přehlednost zaokrouhleny na tři desetinná místa.

Nejlepší parametry a hodnoty kritérií MAE a RMSE jednotlivých autorů pro celé zájmové území jsou shrnuty v Tabulce 1. Ze všech analytických vyjádření podle vybraných autorů Budykovy křivky byl jako nejlepší model pro celé studované území vyhodnocen vztah podle Zhou a kol. (2015), jehož model 79 byl vyhodnocen jako nejlepší pro kritérium MAE a model 19 pro kritérium RMSE. Model 79 má hodnotu $n = 2.116$, $k = 0.405$. Model 19 má hodnotu parametru $n = 2.089$ a parametru $k = 0.429$.

Obrázek 25 v Příloze 9.1 zobrazuje nejlepší modely Budykovy křivky dle vybraných autorů pro region CEU. Z obrázku je vidět, že se region pohybuje v humidní a subhumidní oblasti.

Nejlepší parametry a hodnoty kritérií jednotlivých autorů pro region CEU jsou zobrazeny v Tabulce 2. Jako nejlepší model pro oblast CEU byl vyhodnocen vztah dle Zhou a kol. (2015). Pro Zhouův a kol. (2015) vztah byl vyhodnocen jako pro vztah Budyko (1974) a Schreiber nejlepší model 11 pro obě kritéria. Hodnota parametru k je 0.364, parametr n má hodnotu 2.388.

model	par	mae	rmse	číslo modelu
Roederick_69	1.373	0.024	0.030	69
Roederick_49	1.572	0.024	0.030	49
Fu_69	2.078	0.024	0.030	69
Fu_49	2.275	0.024	0.030	49
Zhou [n]	2.389	0.010	0.014	11
Zhou [k]	0.364	0.010	0.014	11
Zhang	0.534	0.022	0.027	39
Turc Pike	2.870	0.041	0.049	92
Budyko	0.738	0.012	0.017	11
Schreiber [n1]	0.856	0.011	0.014	11
Schreiber [n2]	1.161	0.011	0.014	11

Tabulka 2: Nejlepší modely jednotlivých autorů, jejich parametry (par) a hodnoty kritérií MAE a RMSE pro region CEU, výsledky hodnot parametru MAE, RMSE jsou pro přehlednost zaokrouhleny na tři desetinná místa.

Obrázek 26 v Příloze 1 zobrazuje nejlepší modely Budykovy křivky podle vybraných autorů pro region MED. Je vidět, že se region pohybuje od humidní až po semiaridní oblast.

V Tabulce 3 jsou zobrazeny nejlepší modely jednotlivých autorů, jejich parametry a hodnoty kritérií MAE a RMSE pro region MED. Ze všech analytických vyjádření podle vybraných autorů Budykovy křivky byl jako nejlepší model pro region MED podle posouzení kritérií MAE a RMSE vyhodnocen vztah podle Zhou a kol. (2015) a Schreiber. Pro oba vztahy byl vyhodnocen jako nejlepší model 17. Zhou a kol. (2015) má hodnotu parametru $k = 0.347$ a parametru $n = 2.189$. Odhad parametru modelu dle Schreibera n_1 je 0.768 a parametru $n_2 = 1.096$.

model	par	mae	rmse	číslo modelu
Roederick	1.407	0.039	0.046	94
Fu	2.115	0.039	0.046	94
Zhou [n]	2.189	0.025	0.033	17
Zhou [k]	0.347	0.025	0.033	17
Zhang	0.545	0.037	0.043	94
Turc Pike_41	2.502	0.090	0.101	41
Turc Pike_99	2.372	0.090	0.100	99
Budyko_85	0.755	0.032	0.040	85
Budyko_87	0.756	0.032	0.040	87
Schreiber [n1]	0.768	0.025	0.033	17
Schreiber [n2]	1.096	0.025	0.033	17

Tabulka 3: Nejlepší modely jednotlivých autorů, jejich parametry (*par*) a hodnoty kritérií MAE a RMSE pro region MED, výsledky hodnot parametru MAE, RMSE a parametru jsou pro přehlednost zaokrouhleny na tři desetinná místa, sloupec number označuje číslo modelu.

Obrázek 27 v Příloze 9.1 zobrazuje nejlepší modely Budykovy křivky podle vybraných autorů pro povodí North. Je vidět, že se povodí pohybuje převážně v humidní a částečně i v subhumidní oblasti.

model	par	mae	rmse	číslo modelu
Roederick	1.420	0.022	0.026	31
Fu	2.124	0.021	0.025	31
Zhou [n]	3.697	0.004	0.006	17
Zhou [k]	0.170	0.004	0.006	17
Zhang_33	0.598	0.020	0.024	33
Zhang_31	0.599	0.020	0.024	31
Turc Pike	3.232	0.016	0.020	48
Budyko	0.740	0.006	0.007	71
Schreiber [n1]	0.900	0.004	0.006	11
Schreiber [n2]	1.345	0.004	0.006	11

Tabulka 4: Nejlepší modely jednotlivých autorů, jejich parametry (*par*) a hodnoty kritérií MAE a RMSE pro povodí North. Výsledky hodnot parametru, MAE a RMSE jsou pro přehlednost zaokrouhleny na tři desetinná místa.

Nejlepší parametry a hodnoty kritérií MAE a RMSE jednotlivých autorů pro povodí North jsou zobrazeny v Tabulce 4. Ze všech analytických vyjádření podle vybraných autorů Budykovy křivky byl jako nejlepší model pro povodí North vyhodnocen vztah dle Zhou a kol. (2015) a Schreiber. Pro Zhouův a kol. (2015) vztah byl vyhodnocen jako nejlepší model 17, hodnota parametru k je 0.170, parametr n má hodnotu 3.697. Odhad parametru modelu podle Schreibera byl zhodnocen podle kritérií jako nejlepší model 11, hodnota $n_1 = 0.900$ a parametr $n_2 = 1.345$.

model	par	mae	rmse	číslo modelu
Roederick_47	1.419	0.022	0.027	47
Roederick_49	1.422	0.022	0.027	49
Fu_47	2.124	0.021	0.026	47
Fu_49	2.127	0.021	0.026	49
Zhou [n]	2.727	0.008	0.011	11
Zhou [k]	0.274	0.008	0.011	11
Zhang_47	0.605	0.020	0.025	47
Zhang_63	0.385	0.020	0.025	63
Turc Pike	3.175	0.040	0.047	46
Budyko	0.752	0.011	0.015	11
Schreiber_11 [n1]	0.839	0.008	0.011	11
Schreiber_13 [n1]	0.839	0.008	0.011	13
Schreiber_11 [n2]	1.199	0.008	0.011	11
Schreiber_13 [n2]	1.198	0.008	0.011	13

Tabulka 5: Nejlepší modely jednotlivých autorů, jejich parametry (par) a hodnoty kritérií MAE a RMSE pro povodí West, výsledky hodnot parametru MAE, RMSE a parametru jsou pro přehlednost zaokrouhleny na tři desetinná místa.

Obrázek 28 v Příloze 9.1 zobrazuje nejlepší modely Budykovy křivky podle vybraných autorů pro povodí West. Je vidět, že se povodí pohybuje převážně v humidní a částečně i v subhumidní oblasti.

V Tabulce 5 jsou zobrazeny nejlepší modely jednotlivých autorů, jejich parametry a hodnoty kritérií MAE a RMSE pro povodí West. Ze všech analytických vyjádření podle vybraných autorů Budykovy křivky byl jako nejlepší model pro povodí West vyhodnocen opět vztah dle Zhou a kol. (2015) a Schreiber. Pro Zhouův a kol. (2015) vztah byl vyhodnocen jako nejlepší model 11, hodnota

parametru $k = 0.274$, parametr n má hodnotu 2.727. Odhad parametru modelu podle Schreibera byl zhodnocen podle kritérií jako nejlepší model 11 pro MAE, tento model má hodnotu parametru $n_1 = 0.839$ a parametr $n_2 = 1.199$ a 13 pro kritérium RMSE, hodnotu parametru $n_1 = 0.839$ a parametr $n_2 = 1.198$.

model	par	mae	rmse	číslo modelu
Roederick_39	1.431	0.013	0.017	39
Roederick_36	1.434	0.013	0.017	36
Fu_39	2.135	0.013	0.017	39
Fu_36	2.138	0.013	0.017	36
Zhou [n]_14	1.838	0.010	0.015	14
Zhou [n]_11	1.846	0.010	0.015	11
Zhou [k]_14	0.573	0.010	0.015	14
Zhou [k]_11	0.569	0.010	0.015	11
Zhang_39	0.594	0.012	0.016	39
Zhang_36	0.598	0.012	0.016	36
Turc Pike_92	1.772	0.048	0.054	92
Turc Pike_94	1.763	0.048	0.054	94
Budyko_81	0.671	0.014	0.022	81
Budyko_11	0.756	0.015	0.020	11
Schreiber [n1]	0.858	0.010	0.015	14
Schreiber [n2]	0.992	0.010	0.015	14

Tabulka 6: Nejlepší modely jednotlivých autorů, jejich parametry (par) a hodnoty kritérií MAE a RMSE pro povodí Dnjepr, výsledky hodnot MAE, RMSE a parametru jsou pro přehlednost zaokrouhleny na tři desetinná místa.

Obrázek 29 v Příloze 9.2 zobrazuje nejlepší modely Budykovy křivky podle vybraných autorů pro povodí Dnjepr. Je vidět, že se povodí pohybuje převážně v subhumidní a částečně i humidní oblasti.

V Tabulce 6 jsou zobrazeny nejlepší modely jednotlivých autorů, jejich parametry a hodnoty kritérií MAE a RMSE pro povodí Dnjepr. Ze všech analytických vyjádření podle vybraných autorů Budykovy křivky byl jako nejlepší model pro povodí Dnjepr vyhodnocen opět vztah dle Zhou a kol. (2015) a Schreiber. Pro Zhouův a kol. (2015) vztah byly vyhodnoceny jako nejlepší modely 14 a 11. Model 14 byl vyhodnocen jako nejlepší pro kritérium MAE, hodnota parametru

k je 0.573, parametr n má hodnotu $n = 1.838$. Model 11 byl vyhodnocen jako nejlepší pro kritérium RMSE, hodnota parametru $k = 0.569$, parametr n má hodnotu $n = 1.846$. Odhad parametru modelu dle Schreiberova byl zhodnocen podle kritérií jako nejlepší model 14. Model 14 má hodnotu $n_1 = 0.858$ a parameter $n_2 = 0.992$.

Obrázek 30 v Příloze 9.2 zobrazuje nejlepší modely Budykovy křivky podle vybraných autorů tentokrát pro povodí Danube. Je vidět, že se povodí pohybuje převážně v humidní a subhumidní oblasti.

V Tabulce 7 jsou zobrazeny nejlepší modely jednotlivých autorů, jejich parametry a hodnoty kritérií MAE a RMSE pro povodí Danube. Ze všech analytických vyjádření podle vybraných autorů Budykovy křivky byl jako nejlepší model pro povodí Danube vyhodnocen vztah podle Zhou a kol. (2015). Pro Zhouův a kol. (2015) vztah byl vyhodnocen jako nejlepší model 53, hodnota parametru $k = 0.315$, parametr n má hodnotu 2.425.

model	par	mae	rmse	číslo modelu
Roederick	1.359	0.023	0.028	70
Fu	2.065	0.023	0.027	70
Zhou [n]	2.425	0.007	0.010	53
Zhou [k]	0.315	0.007	0.010	53
Zhang	0.501	0.020	0.025	70
Turc Pike_98	2.685	0.045	0.051	98
Turc Pike_92	2.687	0.045	0.051	92
Budyko	0.659	0.011	0.014	39
Schreiber [n1]	0.808	0.008	0.010	53
Schreiber [n2]	1.161	0.008	0.010	53

Tabulka 7: Nejlepší modely jednotlivých autorů, jejich parametry (par) a hodnoty kritérií MAE a RMSE pro povodí Danube, výsledky hodnot kritérií MAE, RMSE a parametru jsou pro přehlednost zaokrouhleny na tři desetinná místa.

Obrázek 31 v Příloze 9.2 zobrazuje nejlepší modely Budykovy křivky podle vybraných autorů pro povodí South. Z Obrázku je zřetelné, že se povodí South pohybuje převážně v subhumidní a humidní oblasti.

model	par	mae	rmse	číslo modelu
Roederick_61	1.136	0.032	0.039	61
Roederick_41	1.256	0.032	0.039	41
Fu_61	1.845	0.031	0.039	61
Fu_41	1.963	0.031	0.038	41
Zhou [n]	1.818	0.017	0.025	51
Zhou [k]	0.412	0.017	0.025	51
Zhang	0.360	0.029	0.036	41
Turc Pike	2.604	0.083	0.099	99
Budyko	0.680	0.032	0.041	91
Schreiber [n1]	0.706	0.017	0.025	51
Schreiber [n2]	1.046	0.017	0.025	51

Tabulka 8: Nejlepší modely jednotlivých autorů, jejich parametry (par) a hodnoty kritérií MAE a RMSE pro povodí South, výsledky hodnot kritérií MAE, RMSE a parametru jsou pro přehlednost zaokrouhleny na tři desetinná místa.

V Tabulce 8 jsou znázorněny nejlepší modely jednotlivých autorů, jejich parametry a hodnoty kritérií MAE a RMSE pro povodí South. Ze všech analytických vyjádření podle vybraných autorů Budykovy křivky byl jako nejlepší model pro povodí South vyhodnocen vztah dle Zhou a kol. (2015) a Schreiber, pro oba byl stanoven jako nejlepší model 51. Pro Zhouův a kol. (2015) vztah má hodnotu parametru k je 0.412, parametr $n = 1.818$, odhad parametru modelu dle Schreibera má hodnotu $n_1 = 0.706$ a $n_2 = 1.046$.

Obrázek 32 v Příloze 9.2 zobrazuje nejlepší modely Budykovy křivky podle vybraných autorů pro povodí South West. Povodí se pohybuje převážně v subhumidní až semiaridní oblasti.

V Tabulce 9 jsou zobrazeny nejlepší modely jednotlivých autorů, jejich parametry a hodnoty kritérií MAE a RMSE pro povodí South West. Ze všech analytických vyjádření podle vybraných autorů Budykovy křivky byl jako nejlepší model pro povodí South West vyhodnocen vztah dle Schreiber a Zhou a kol. (2015). Odhad parametru modelu dle Schreibera byl zhodnocen podle kritérií jako nejlepší model 7, tento model má hodnotu parametru $n_1 = 0.738$ a parametr $n_2 = 1.111$.

Pro Zhouův a kol. (2015) vztah byl vyhodnocen také jako nejlepší model 7, hodnota parametru $k = 0.289$, parametr n má hodnotu 2.307.

model	par	mae	rmse	číslo modelu
Roederick_64	1.223	0.041	0.049	64
Roederick_98	1.402	0.043	0.049	98
Fu_68	1.936	0.042	0.050	68
Fu_98	2.113	0.043	0.050	98
Zhou [n]	2.307	0.026	0.034	7
Zhou [k]	0.289	0.026	0.034	7
Zhang	0.280	0.037	0.045	68
Turc Pike	1.785	0.094	0.106	96
Budyko_49	0.726	0.033	0.040	49
Budyko_47	0.727	0.033	0.040	47
Schreiber [n1]	0.738	0.026	0.034	7
Schreiber [n2]	1.111	0.026	0.034	7

Tabulka 9: Nejlepší modely jednotlivých autorů, jejich parametry (par) a hodnoty kritérií MAE a RMSE pro povodí South West, výsledky hodnot kritérií MAE, RMSE a parametru jsou pro přehlednost zaokrouhleny na tři desetinná místa.

Na obrázcích v Příloze 9.1 je vidět, jak jsou si Budykovy křivky jednotlivých autorů podobné, jen model podle vztahu Turc-Pike u všech oblastí výrazně nadhodnocuje množství vody v systému a předpokládá menší odtok.

Ze všech analytických vyjádření podle vybraných autorů Budykovy křivky byl jako nejlepší model pro všechny oblasti vyhodnocen vztah podle Zhou a kol. (2015). Pro region MED a oblasti North, West, Dnjepr, South a South West byl spolu se vztahem podle Zhou a kol. (2015) vyhodnocen jako nejlepší model podle Schreibera.

5.6 Hodnoty parametrů pro vybrané autory

V této kapitole jsou pro jednotlivé autory vyhodnoceny nejlepší výsledky ze všech řešených oblastí.

model	oblast	číslo modelu	par	mae	rmse
Schreiber [n1]	Evropa	79	0.806	0.020	0.028
Schreiber [n1]	CEU	11	0.856	0.011	0.014
Schreiber [n1]	MED	17	0.768	0.025	0.033
Schreiber [n1]	North	11	0.900	0.004	0.006
Schreiber [n1]	Dnjepr	14	0.858	0.010	0.015
Schreiber [n1]	West	11	0.839	0.008	0.011
Schreiber [n1]	West	13	0.839	0.008	0.011
Schreiber [n1]	Danube	53	0.808	0.008	0.010
Schreiber [n1]	South	51	0.706	0.017	0.025
Schreiber [n1]	South West	7	0.738	0.026	0.034

Tabulka 10: Pro vztah dle Schreibera jsou stanoveny hodnoty parametru n_1 a hodnoty kritérií MAE a RMSE pro všechny řešené oblasti.

model	oblast	číslo modelu	par	mae	rmse
Schreiber [n2]	Evropa	79	1.094	0.020	0.028
Schreiber [n2]	CEU	11	1.161	0.011	0.014
Schreiber [n2]	MED	17	1.096	0.025	0.033
Schreiber [n2]	North	11	1.345	0.004	0.006
Schreiber [n2]	Dnjepr	14	0.992	0.010	0.015
Schreiber [n2]	West	11	1.199	0.008	0.011
Schreiber [n2]	West	13	1.198	0.008	0.011
Schreiber [n2]	Danube	53	1.161	0.008	0.010
Schreiber [n2]	South	51	1.046	0.017	0.025
Schreiber [n2]	South West	7	1.111	0.026	0.034

Tabulka 11: Pro vztah dle Schreibera jsou stanoveny hodnoty parametru n_2 a hodnoty kritérií MAE a RMSE pro všechny řešené oblasti.

V Tabulce 10 a Tabulce 11 jsou všechny nejlepší modely parametru n_1 a n_2 s hodnotami kritérií MAE a RMSE podle vztahu Schreibera pro všechny řešené oblasti. Parametr n_1 se pohybuje od hodnoty 0.7 do 0.9, parameter n_2 je v intervalu

od 0.9 do 1.4. Nejmenší chyba je jednoznačně vypočítána pro vztah Schreiber pro povodí North, hodnota parametru n_1 je 0.9, parametru n_2 je 1.345. Naopak největší chyba byla stanovena pro povodí South West. Šercl a kol. (2015) ve své práci neuvádí hodnoty parametrů n_1 a n_2 . Rozpětí parametru n_2 je poměrně velké.

model	oblast	číslo modelu	par	mae	rmse
Turc-Pike	Evropa	92	2.692	0.058	0.071
Turc-Pike	CEU	92	2.870	0.041	0.049
Turc-Pike	MED	41	2.502	0.090	0.101
Turc-Pike	MED	99	2.372	0.090	0.100
Turc-Pike	North	48	3.232	0.016	0.020
Turc-Pike	Dnjepr	92	1.772	0.048	0.054
Turc-Pike	Dnjepr	94	1.763	0.048	0.054
Turc-Pike	West	46	3.175	0.040	0.047
Turc-Pike	Danube	98	2.685	0.045	0.051
Turc-Pike	Danube	92	2.687	0.045	0.051
Turc-Pike	South	99	2.604	0.083	0.099
Turc-Pike	South West	96	1.785	0.094	0.106

Tabulka 12: Parametry a hodnoty kritérií MAE a RMSE pro všechny řešené oblasti pro vztah dle Turc-Pike.

V Tabulce 12 jsou nejlepší modely s parametry a chybou MAE a RMSE pro všechny řešené oblasti pro vztah Turc-Pike. Parametr n se pohybuje od hodnoty 1.7 do 3.2. Nejmenší chyba je jednoznačně vypočítána pro vztah Turc-Pike pro povodí North, hodnota parametru n je 3.232. Naopak největší chyba byla stanovena pro povodí South West. Turc uvádí za nejvhodnější hodnotu parametru $n=3$ nebo pro zjednodušení výpočtu $n=2$ (Lebecherel a kol., 2013). Poměrně široké rozpětí parametru n má vypočítanou nejlepší hodnotu parametru blízko Turcem stanovené nejvhodnější hodnotě.

V Tabulce 13 jsou všechny nejlepší modely s parametry a hodnotami kritérií MAE a RMSE podle vztahu Budyko (1974) pro všechny řešené oblasti. Parametr n má poměrně úzké rozpětí hodnot, pohybuje se od hodnoty 0.6 do 0.8. Nejmenší chyba je jednoznačně vypočítána pro povodí North, hodnota parametru n je 0.74. Naopak největší chyba pro MAE byla stanovena pro povodí South West a pro RMSE pro povodí South. Hodnota používaná ostatními autory (Zhou a kol., 2015; Moussa a Lhomme, 2016) pro Budyko vztah je 0.5.

model	oblast	číslo modelu	par	mae	rmse
Budyko	Evropa	11	0.762	0.022	0.032
Budyko	CEU	11	0.738	0.012	0.017
Budyko	MED	85	0.755	0.032	0.040
Budyko	MED	87	0.756	0.032	0.040
Budyko	North	71	0.740	0.006	0.007
Budyko	Dnjepr	81	0.671	0.014	0.022
Budyko	Dnjepr	11	0.756	0.015	0.020
Budyko	West	11	0.752	0.011	0.015
Budyko	Danube	39	0.659	0.011	0.014
Budyko	South	91	0.680	0.032	0.041
Budyko	South West	49	0.726	0.033	0.040
Budyko	South West	47	0.727	0.033	0.040

Tabulka 13: Parametry a hodnoty kritérií MAE a RMSE pro všechny řešené oblasti pro vztah dle Budyko.

model	oblast	číslo modelu	par	mae	rmse
Fu	Evropa	69	2.026	0.031	0.039
Fu	CEU	69	2.078	0.024	0.030
Fu	CEU	49	2.275	0.024	0.030
Fu	MED	94	2.115	0.039	0.046
Fu	North	31	2.124	0.021	0.025
Fu	Dnjepr	39	2.135	0.013	0.017
Fu	Dnjepr	36	2.138	0.013	0.017
Fu	West	47	2.124	0.021	0.026
Fu	West	49	2.127	0.021	0.026
Fu	Danube	70	2.065	0.023	0.027
Fu	South	61	1.845	0.031	0.039
Fu	South	41	1.963	0.031	0.038
Fu	South West	68	1.936	0.042	0.050
Fu	South West	98	2.113	0.043	0.050

Tabulka 14: Parametry a hodnoty kritérií MAE a RMSE pro všechny řešené oblasti pro vztah dle Fu.

V Tabulce 14 jsou nejlepší modely s parametry a chybou MAE a RMSE pro všechny řešené oblasti pro vztah Fu. Parametr n se pohybuje

od hodnoty 1.8 do 2.2. Nejmenší chyba je vypočítána pro vztah Fu pro povodí Dnjepr, hodnota parametru n pro model 39 je 2.135 a n pro model 36 je 2.138. Naopak největší chyba byla stanovena pro povodí South West.

Zhou a kol. (2015) uvádí, že parameter n nabývá hodnot $(1; \infty)$. Podle Zhanga a kol. (2004) je nejvhodnější hodnota parametru 2.84 pro zalesněné oblasti a 2.55 pro zatravněné oblasti, podle tohoto předpokladu se řešené území vyskytuje převážně v zatravněných oblastech.

model	oblast	číslo modelu	par	mae	rmse
Zhang	Evropa	9	0.290	0.030	0.037
Zhang	CEU	39	0.534	0.022	0.027
Zhang	MED	94	0.545	0.037	0.043
Zhang	North	33	0.598	0.020	0.024
Zhang	North	31	0.599	0.020	0.024
Zhang	Dnjepr	39	0.594	0.012	0.016
Zhang	Dnjepr	36	0.598	0.012	0.016
Zhang	West	47	0.605	0.020	0.025
Zhang	West	63	0.385	0.020	0.025
Zhang	Danube	70	0.501	0.020	0.025
Zhang	South	41	0.360	0.029	0.036
Zhang	South West	68	0.280	0.037	0.045

Tabulka 15: Parametry a hodnoty kritérií MAE a RMSE pro všechny řešené oblasti pro vztah podle Zhang a kol. (2001, 2004).

V Tabulce 15 jsou všechny nejlepší modely s parametry a hodnotami kritérií MAE a RMSE podle vztahu Zhang a kol. (2001, 2004) pro všechny řešené oblasti. Parametr n se pohybuje od hodnoty 0.2 do 0.6. Nejmenší chyba je jednoznačně vypočítána pro povodí Dnjepr, hodnota parametru n pro model 39 je 0.594 a n pro model 36 je 0.598. Naopak největší chyba pro MAE byla stanovena pro celý region MED a pro povodí South West, RMSE pro povodí South West.

V Tabulce 16 jsou nejlepší modely s parametry a chybou MAE a RMSE pro všechny řešené oblasti pro vztah Roederick a Farquhar (2011). Parametr n se pohybuje od hodnoty 1.2 do 1.6. Nejmenší chyba je vypočítána pro vztah Roederick a Farquhar (2011) opět pro povodí Dnjepr, hodnota

parametru n pro model 39 je 1.431 a n pro model 36 je 1.434. Největší chyba byla stanovena pro povodí South West.

Roederick a Farquhar (2011) uvádějí jako doporučenou hodnotu parametru $n=1.8$, což je jen nepatrně vyšší oproti vypočteným nejlepším hodnotám pro řešené území.

model	oblast	číslo modelu	par	mae	rmse
Roederick	Evropa	69	1.320	0.032	0.039
Roederick	CEU	69	1.373	0.024	0.030
Roederick	CEU	49	1.572	0.024	0.030
Roederick	MED	94	1.407	0.039	0.046
Roederick	North	31	1.420	0.022	0.026
Roederick	Dnjepr	39	1.431	0.013	0.017
Roederick	Dnjepr	36	1.434	0.013	0.017
Roederick	West	47	1.419	0.022	0.027
Roederick	West	49	1.422	0.022	0.027
Roederick	Danube	70	1.359	0.023	0.028
Roederick	South	61	1.136	0.032	0.039
Roederick	South	41	1.256	0.032	0.039
Roederick	South West	64	1.223	0.041	0.049
Roederick	South West	98	1.402	0.043	0.049

Tabulka 16: Parametry a hodnoty kritérií MAE a RMSE pro všechny řešené oblasti pro vztah podle Roederick a Farquhar (2011).

V Tabulce 17 a Tabulce 18 jsou zobrazeny všechny nejlepší modely s parametry n a k a hodnotami kritérií MAE a RMSE podle vztahu Zhou a kol. (2015) pro všechny řešené oblasti. Parametr n se pohybuje od hodnoty 1.8 do 3.7, parametr k se pohybuje od hodnoty 0.1 do 0.6. Nejmenší chyba je jednoznačně vypočítána pro povodí North, hodnota parametru n je 3.697 a k je 0.17. Naopak největší chyba byla stanovena pro povodí South West.

Zhou a kol. (2015) uvádí, že parameter k se pohybuje v intervalu od 0 do 1, parametr n od 0 do ∞ . Hodnoty parametrů v této práci se pohybují v těchto intervalech.

model	oblast	číslo modelu	par	mae	rmse
Zhou [k]	Evropa	19	0.429	0.019	0.027
Zhou [k]	Evropa	79	0.405	0.019	0.027
Zhou [k]	CEU	11	0.364	0.010	0.014
Zhou [k]	MED	17	0.347	0.025	0.033
Zhou [k]	North	17	0.170	0.004	0.006
Zhou [k]	Dnjepr	14	0.573	0.010	0.015
Zhou [k]	Dnjepr	11	0.569	0.010	0.015
Zhou [k]	West	11	0.274	0.008	0.011
Zhou [k]	Danube	53	0.315	0.007	0.010
Zhou [k]	South	51	0.412	0.017	0.025
Zhou [k]	South West	7	0.289	0.026	0.034

Tabulka 17: Pro vztah dle Zhou (2015) jsou stanoveny hodnoty parametru k a hodnoty kritérií MAE a RMSE pro všechny řešené oblasti.

model	oblast	číslo modelu	par	mae	rmse
Zhou [n]	Evropa	19	2.089	0.019	0.027
Zhou [n]	Evropa	79	2.116	0.019	0.027
Zhou [n]	CEU	11	2.389	0.010	0.014
Zhou [n]	MED	17	2.189	0.025	0.033
Zhou [n]	North	17	3.697	0.004	0.006
Zhou [n]	Dnjepr	14	1.838	0.010	0.015
Zhou [n]	Dnjepr	11	1.846	0.010	0.015
Zhou [n]	West	11	2.727	0.008	0.011
Zhou [n]	Danube	53	2.425	0.007	0.010
Zhou [n]	South	51	1.818	0.017	0.025
Zhou [n]	South West	7	2.307	0.026	0.034

Tabulka 18: Pro vztah dle Zhou (2015) jsou stanoveny hodnoty parametru n a hodnoty kritérií MAE a RMSE pro všechny řešené oblasti.

Nejhorší výsledky vycházely pro všechny vybrané modely pro povodí South West. Pro vztah Budyko (1974) také model pro povodí South a pro model Zhang a kol. (2001, 2004) celý region MED.

Podle výše uvedených výsledků je zřejmá spojitost mezi dobrou a špatnou interpretací modelů Budykovy křivky v závislosti na zeměpisné poloze. Na základě výsledků můžeme říci, že modely Budykovy křivky lépe popisují region CEU (především povodí North a Dnjepr) proti regionu MED, u něhož vycházejí nejhorší výsledky pro povodí South West.

Modely Budykovy křivky tedy lépe vystihují chladnější humidní a subhumidní oblasti než teplejší a sušší semiaridní oblasti.

6 DISKUZE

Budykův vztah předpovídá spolehlivě dlouhodobou hydrologickou bilanci na velkých povodích ($> 10000 \text{ km}^2$) a zároveň na malých povodích (Šercl a kol., 2015), která jsou zkoumána pro delší časový krok (větší než 1 rok) (Donohue a kol., 2007).

Podle Donohue a kol. (2007) při použití menšího prostorového i časového měřítka jsou předpoklady porušeny a do hydrologické bilance významně vstupuje vliv vegetace. Zhang a kol. (2004) naopak uvádí, že průměrná roční evapotranspirace z povodí je určena převážně srážkami a potenciální evapotranspirací, charakteristika povodí (např. půda, topografie atd.) podle něj nemá velký význam.

Šercl a kol. (2015) uvedl analytické vyjádření modifikovaného vzorce podle Schreiberera. Ve vzorci se vyskytují dva parametry, které jsou ovlivňovány hydrogeologickými podmínkami. Parametr n_1 se v této práci pohybuje od hodnoty 0.7 do 0.9, parameter n_2 je v intervalu od 0.9 do 1.4. Nejmenší chyba je vypočítána pro vztah Schreiberera pro povodí North, hodnota parametru n_1 je 0.9, parametru n_2 je 1.345. Šercl a kol. (2015) neuvádí optimální hodnotu parametrů.

Turc ve své práci uvedl, že nejvhodnější odhadovaná hodnota exponentu v jeho vztahu je $n=3$ nebo může být i $n=2$ (Lebecherel a kol., 2013). Parametr n se v této práci pohybuje u nejlepších modelů od hodnoty 1.7 do 3.2. Nejlepší model má hodnotu $n = 3.232$, je tedy vidět, že se pohybuje kolem hodnoty 3.

Nejznámější vztah je podle Budyka (1974). Autoři (Zhou a kol., 2015; Arrora, 2002) používají ve vztahu hodnotu $n=0,5$, v této práci se parametr n pohybuje od hodnoty 0.6 do 0.8. Nejmenší chyba je vypočítána pro povodí North, hodnota parametru n je 0.74. Hodnota parametru je tedy o něco vyšší než uvádějí ostatní autoři.

Fuův parametr n představuje charakteristiky povodí, nabývá hodnot $(1; \infty)$ (Zhou a kol., 2015; Moussa a Lhomme, 2016). Zhang a kol. (2004) uvádí, že maximální hodnoty parametru nabývali na jeho studovaném území hodnot 5,0 a minimální hodnoty byly 1,7. Nejvhodnější hodnota podle Zhanga a kol. (2004) pro zalesněná povodí je 2,84 a pro zatravněná povodí 2,55. V této práci se nejlepší modely pohybovaly v rozmezí hodnot od 1,8 do 2,2. Podle předpokladu Zhanga a kol. (2004) se na řešeném území vyskytují převážně travnaté plochy.

Zhang a kol. (2001, 2004) také vyjádřil nový vztah Budykovy křivky. Do vztahu implementoval vodní koeficient, který bere v úvahu hloubku kořenového systému

(Arrora, 2002). Průměrná roční evapotranspirace reaguje na změny n nelineárně. Povodí s indexem aridity kolem jedné mají největší citlivost vůči parametru n . Čím je vyšší hodnota parametru n , tím je vyšší hodnota evapotranspirace, tudíž ve studii Zhanga a kol. (2004) vykazují zalesněná povodí vyšší evapotranspiraci pro dané klimatické podmínky než zatravněná povodí.

Vodní koeficient se pohybuje od hodnoty $0,1$ do $2,0$. Hodnota $2,0$ představuje les a $0,1$ jsou travnaté plochy a plodiny, 1 představuje smíšenou vegetaci (Zhang a kol., 2001). V této práci se u nejlepších modelů pohybovala hodnota parametru od $0,2$ do $0,6$, jsou tedy na spodní hranici, kterou uvádí Zhang a kol. (2001). Modely, které stanovovaly parametr pro povodí v severní části Evropy se pohybovaly kolem $0,6$. Hodnoty pro povodí v jižní polovině Evropy, zase vykazovaly hodnoty parametru kolem $0,2$ až $0,3$. Hodnoty parametrů tedy ukazují podle Zhanga a kol. (2001) v Evropě na přítomnost převážně travnatých a zemědělských ploch.

Roedrick a Farquhar (2011) vytvořil novou jednoduchou analytickou rovnici Budykovy křivky pro Murray-Darlingovu oblast v jihovýchodní Austrálii. Do vztahu vstupuje parametr n , který kóduje vlastnosti povodí a modifikuje způsob rozdělení srážek mezi evapotranspiraci a odtok. Pokud se hodnota parametru zvýší, pak dojde k nárůstu aktuální evapotranspirace a poklesu odtoku.

Parametr n má rozsah od $0,6$ do $3,6$, ale Roederick a Farquhar (2011) uvádí, že hodnoty parametru se většinou pohybují v rozpětí od $1,5$ do $2,6$. Jako doporučenou hodnotu stanovili na $n=1,8$. V této práci se pohybuje parametr n pro nejlepší modely v rozpětí od $1,2$ do $1,6$, takže se pohybují lehce pod doporučenou hodnotou.

Zhou a kol. (2015) vytvořil novou dvouparametrickou generující funkci Budykova vztahu, která může být použita k testování platnosti stávajících funkcí Budyko. Parameter k se pohybuje v intervalu od 0 do 1 , parametr n od 0 do ∞ . V této práci se hodnota parametru k u nejlepších modelů pohybovala od hodnoty $0,1$ do hodnoty $0,6$, tedy v požadovaném rozmezí. Parametr n se vyskytuje v práci v intervalu $1,8-3,7$.

7 ZÁVĚR A PŘÍNOS PRÁCE

V této práci bylo zkoumáno rozložení a variabilita ročního úhrnu srážek, roční potenciální evapotranspirace a ročního odtoku na řešeném území. Byly stanoveny a odhadnuty hodnoty parametrů sedmi analytických vyjádření Budykovy křivky pro celou studovanou oblast, dva regiony a šest hlavních povodí zájmového území. Byly rámcově popsány nejistoty odhadnutých hodnot parametrů na základě jejich rozptylu, na základě velikosti kritérií MAE a RMSE, které popisují kvality odhadnutého modelu dlouhodobé hydrologické bilance. Podle těchto kritérií byly stanoveny nejlepší modely pro každou oblast. Následně byla také podle kritérií pro každého autora přiřazena nejlepší oblast, která daný model nejlépe vystihuje.

Z histogramů a grafu hustoty pravděpodobnosti bylo zjištěno, že v regionu MED jsou větší variability ročních srážkových úhrnů a ročního odtoku proti CEU. Srážkové úhrny, potenciální evapotranspirace a odtok v tomto regionu mají nejvyšší hodnoty. Potenciální evapotranspirace je jednoznačně nejnižší v povodí North.

Variabilita a velikost zkoumaných veličin je způsobena odlišným klimatem. Region MED se nachází v jižní polovině Evropy a je zde sušší a teplejší klima. Evapotranspirace je zde vyšší a srážky, které ovlivňují odtok, jsou méně časté, ale intenzivní (letní konvektivní srážky).

Z boxplotů odhadnutých hodnot parametrů testovaných modelů Budykovy křivky pro Evropu, regiony a povodí vyplývá, že ve všech sledovaných oblastech mají nejmenší rozsah parametrů analytický vztah podle Budyko (1974) a upravený vztah dle Schreibra. Ve většině oblastech má největší rozsah parametrů vztah dle Turc-Pike. Dále bylo zjištěno, že ze všech analytických vyjádření podle vybraných autorů Budykovy křivky byl podle statistických kritérií jako nejlepší model pro všechny zkoumané oblasti vyhodnocen vztah podle Schreiber a Zhou a kol. (2015). Jako nejhorší model byl stanoven vztah Turc-Pike.

Pro vztah podle Schreiber, Turc-Pike a Zhou a kol. (2015) byl jako nejlepší stanoven model pro povodí North a nejhorší pro povodí South West, pro Budyka bylo dále vyhodnoceno nejhorší povodí South. Pro Fu a Roedericka a Forquhara (2011) byl jako nejlepší stanoven model pro povodí Dnjepr a nejhorší pro povodí South West, pro Zhanga a kol. (2001, 2004) bylo dále vyhodnoceno nejhorší povodí South.

Na základě těchto výsledků může být řečeno, že vybrané modely Budykovy křivky lépe popisují chladnější region CEU (především povodí North a Dnjepr) proti suchému regionu MED, především povodí South West. To je nejspíš způsobeno velkou roční variabilitou srážek a odtoku a vysokými hodnotami potenciální evapotranspirace, které se špatně odhadují a působí rušivě při odhadu parametrů.

Na získané výsledky je možné navázat analýzou, která bude propojovat hodnoty parametrů s fyzickogeografickými charakteristikami území. Dále je možné uvedený postup použít pro popis časových změn hodnot parametrů a modelů Budykovy křivky v dílčích úsecích zkoumaného období.

8 PŘEHLED LITERATURY A POUŽITÝCH ZDROJŮ

Odborné publikace

- Arrora V. K., 2002: The use of the aridity index to assess climate change effect on annual runoff. *Journal of hydrology* 265. 164-177.
- Bates D. M., Watts G., 2007: *Nonlinear Regression Analysis and Its Applications*. John Wiley & sons, Inc., New York, 365 s.
- Blöschl G., Sivapalan M., Wagener T., Viglione A., Savenije H., 2013: *Runoff Prediction in Ungauged Basins (Synthesis across Processes, Places and Scales)*. Cambridge University Press, United Kingdom, 645 s.
- Budyko M. I., 1974: *Climate and life (Volume 18)*. Academic Press, Inc., London, 507 s.
- Carmona A. M., Poveda G., Sivapalan M., Vallejo-Bernal S. M., Bustamante E., 2016: A scaling approach to Budyko's framework and the complementary relationship of evapotranspiration in humid environments: case study of the Amazon River basin. *Hydrology and Earth System sciences* 20. 589-603.
- Casty C., Handorf D. C., Sempf M., 2005: Combined winter climate regimes over the North Atlantic/European sector 1766-2000. *Geophysical Research Letters* 32/LI3801. 1-5.
- Casty C., Raible Ch. C., Stocker T. F., Wanner H., Luterbacher J., 2007: A European pattern climatology 1766-2000. *Climate Dynamics* 29. 791-805.
- Creed I., Spargo A., Jones J., Buttle J., Adams M., Beall F., Booth E., Cambell J., Clow D., Elder K., Green M., Grimm N., Miniati Ch., Ramlal P., Saha A., Sebestyen S., Spittlehouse D., Sterling S., Williams M., 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.
- Dawson C. W., Abrahart R. J., See L. M., 2007: Hydrotest: A web-based toolbox of evaluation metrics for the standardised assessment of hydrological forecasts. *Environmental Modelling & Software* 22. 1034-1052.
- Dingman S. L., 2008: *Physical hydrology*. Waveland Press, Inc., United States of America, 646 s.

- Donohue R. J., Roederick M. L., McVicar T. R., 2007: On the importance of including vegetation dynamics in Budyko's hydrological model. *Hydrology and Earth System sciences* 11. 983-995.
- Dooge J. C. I., 1973: *Linear Theory of Hydrologic Systems*. Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture, Washington, D. C., 327 s.
- Gerrits A., Sevenijne H., Velint M., Pfister L., 2009: Analytical derivation of the Budyko curve based on rainfall characteristics and a simple evaporation model. *Water resources research* 45/W04403. 1-15.
- Hanel M., Rakovec O., Markonis Y., Máca P., Luis Samaniego, Kyselý J., Kumar R., 2018: Revisiting the recent European droughts from a long-term perspective. *Scientific reports* 8/9499. 1-11.
- Choudhury B. J., 1999: Evaluation of an empirical equation for annual evaporation using field observations and results from a biophysical model. *Journal of Hydrology*. 216. 99-110.
- Jones J. A., Creed I. F., Hatcher K. L., Warren R. J., Adams M. B., Benson M. H., Bosse E., Brown W., Campbell J. L., Covich A., Clow D. W., Dahm C., Elder K., Miniati Ch. F., Grimm N., Henshaw D. L., Larson K. L., Miles E. S., Miles K. M., Sebestyen S., Spargo A. T., Stone A. B., Vose j. M., Williams M. W., 2012: Ecosystem Processes and Human Influences Regulate Streamflow Response to Climate Change at Long-Term Ecological Research Sites. *BioScience*. 62/4. 390-404.
- Lebecherel L., Andréassian V., Perrin Ch., 2013: On regionalizing the Turc-Mezentsev water balance formula. *Water resources research* 49. 7508-7517.
- Legates D. R., McCabe G. J., 1999: Evaluating the use of "goodness-of-fit" measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water resources research* 35/1. 233-241.
- Luterbacher J., Xoplaki E., Dietrich D., Rickli R., Jacobeit J., Beck C., Gyalistras D., Schmutz C., Wanner H., 2002: Reconstructing of sea level pressure fields over the Eastern North Atlantic and Europe back to 1500. *Climate Dynamics* 18/7. 545-561.
- Luterbacher J., Dietrich D., Xoplaki E., Grosjean M., Wanner H., 2004: European Seasonal and Annual Temperature Variability, Trends, and Extremes Since 1500. *Science* 303/5663. 1499-1503.

- Máca P., 2012: Environmentální hydrologie Přednáška: Úvod do modelování hydrologického systému. Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta životního prostředí, Katedra vodního hospodářství a environmentálního modelování, Praha, 66 s. (přednáška). „nepublikováno“.
- Máca P., 2014: Hydrologie pro bakaláře. Česká zemědělská univerzita v Praze, Praha, 126 s.
- McCuen R. H., 1998: Hydrologic analysis and design (second edition). Prentice-Hall, Inc., United States of America, 814 s.
- Moussa R., Lhomme J. P., 2016: The Budyko functions under non-steady-state conditions. *Hydrology and Earth System sciences* 20. 4867-4879.
- Porporato A., Daly E., Rodriguez-Iturbe I., 2004: Soil Water Balance and Ecosystem Response to Climate Change. *The American Naturalist* 164/5. 625-632.
- Rahmstorf S., Archer D., Ebel D. S., Eugster O., Jouzel J., Maraun D., Neu U., Schmidt G. A., Severinghaus J., Weaver A. J., Zachos J., 2004: Forum: Cosmic Rays, Carbon Dioxide, and Climate. *Eos* 85/4. 38-41.
- Ritz Ch., Streibig J. C., 2008: *Nonlinear Regression with R*. Springer-Verlag New York Inc., United States of America, 160 s.
- Roederick M., Farquhar G., 2011: A simple framework for relating variations in runoff to variations in climatic conditions and catchment properties. *Water resources research* 47/W00G07. 1-11.
- Samaniego L., Kumar R., Attinger S., 2010: Multiscale parameter regionalization of a grid-based hydrologic model at the mesoscale. *Water resources research* 46/W05523. 1-25.
- Sheffield J., Wood E. F., 2008: Projected changes in drought occurrence under future global warming from multi-model, multi-scenario, IPCC AR4 simulations. *Climate Dynamics* 31/1. 79-105.
- Sivapalan M., 2011: Annual water balance. The University of Western Australia. 10 s.
- Šercl P., Budík L., Kukla P., 2015: Základní hydrologické údaje za nové referenční období 1981-2010. In: Šercl P., Budík L., Kukla P., Tyl R., Balvín P., Vizina A., Nesládková M., Kašpárek L. (eds.): *Charakteristiky m-denních a minimálních průtoků (metody jejich odvozování a používání v praxi)*.

Český hydrometeorologický ústav, Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, v. v. i., Praha, 6-12.

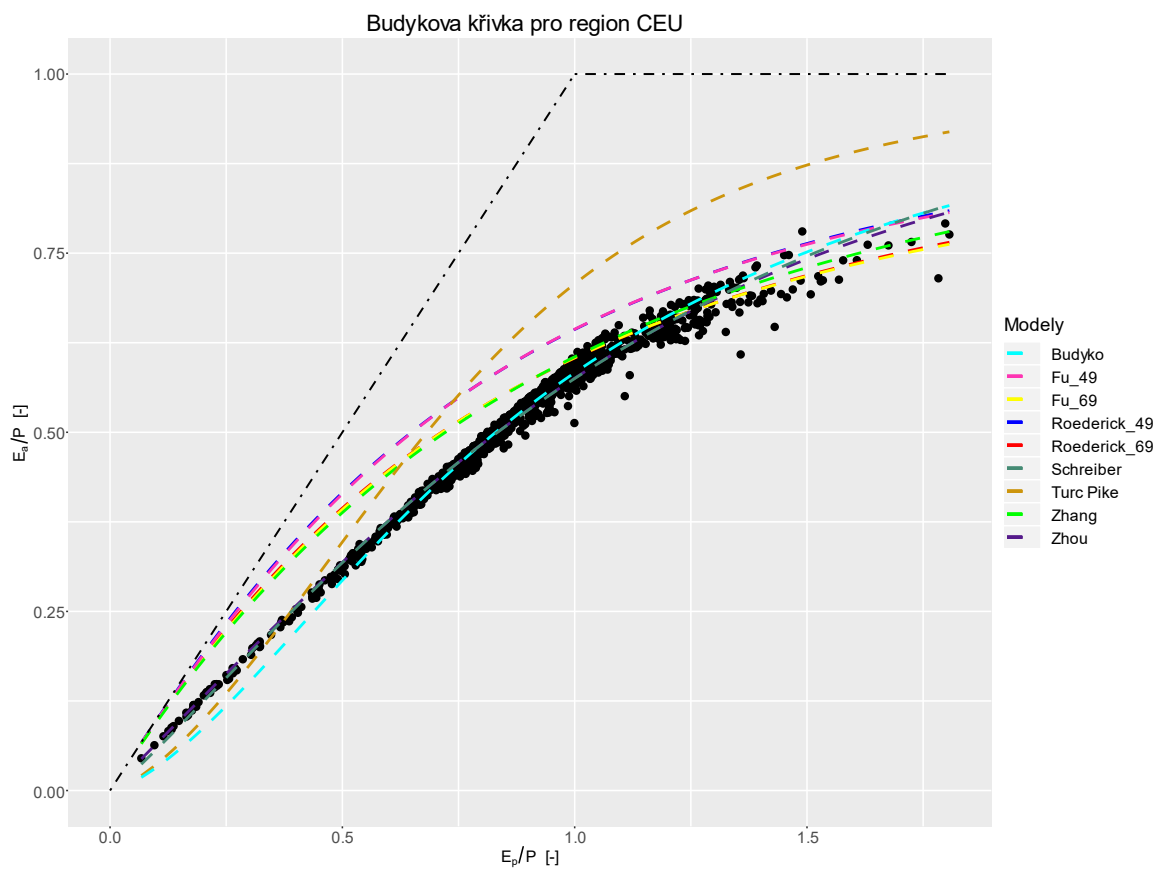
- Wang D., Alimohammadi N., 2012: Response of annual runoff, evaporation, and storage change to climate variability at the watershed scale. *Water resources research* 48/W05546. 1-16.
- Yang H., Yang D., Lei Z., Sun F., 2008: Soil moisture and evapotranspiration of different land cover types in the Loess Plateau, China. *Water resources research* 48/W03410. 1-9.
- Zhang L., Dawes W. R., Walker G. R., 2001: Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water resources research* 37/3. 701-708.
- 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. 1-14.
- Zhou S., Yu B., Huang Y., Wang Q., 2015: The complementary relationship and generation of the Budyko functions. *Geophysical Research Letters* 10.1002/2015GL063511. 1781-1790.

Internetové zdroje

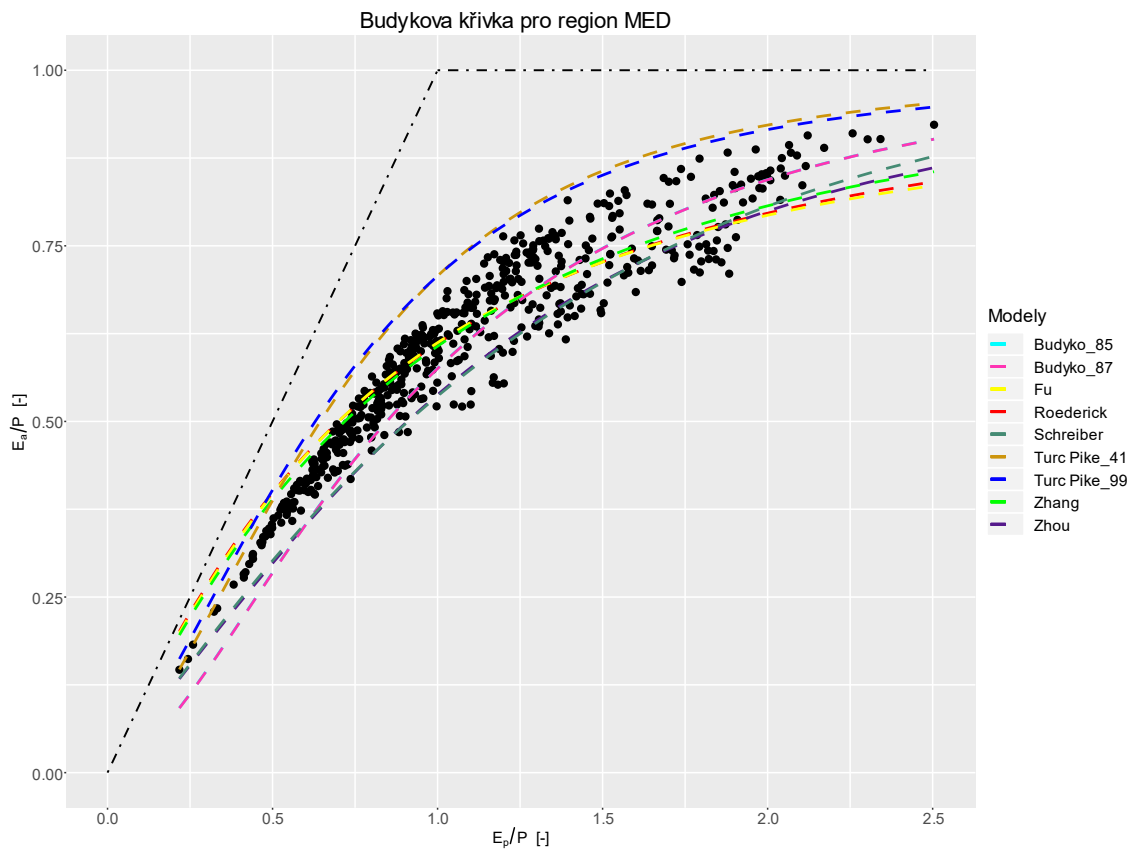
- rdocumentation, ©2019: nls (online) [cit. 2019.3.14], dostupné z <<https://www.rdocumentation.org/packages/stats/versions/3.5.3/topics/nls>>.
- UFZ, ©2019: mHM (online) [cit. 2019.3.18], dostupné z <<https://www.ufz.de/index.php?en=40114>>.

9 PŘÍLOHY

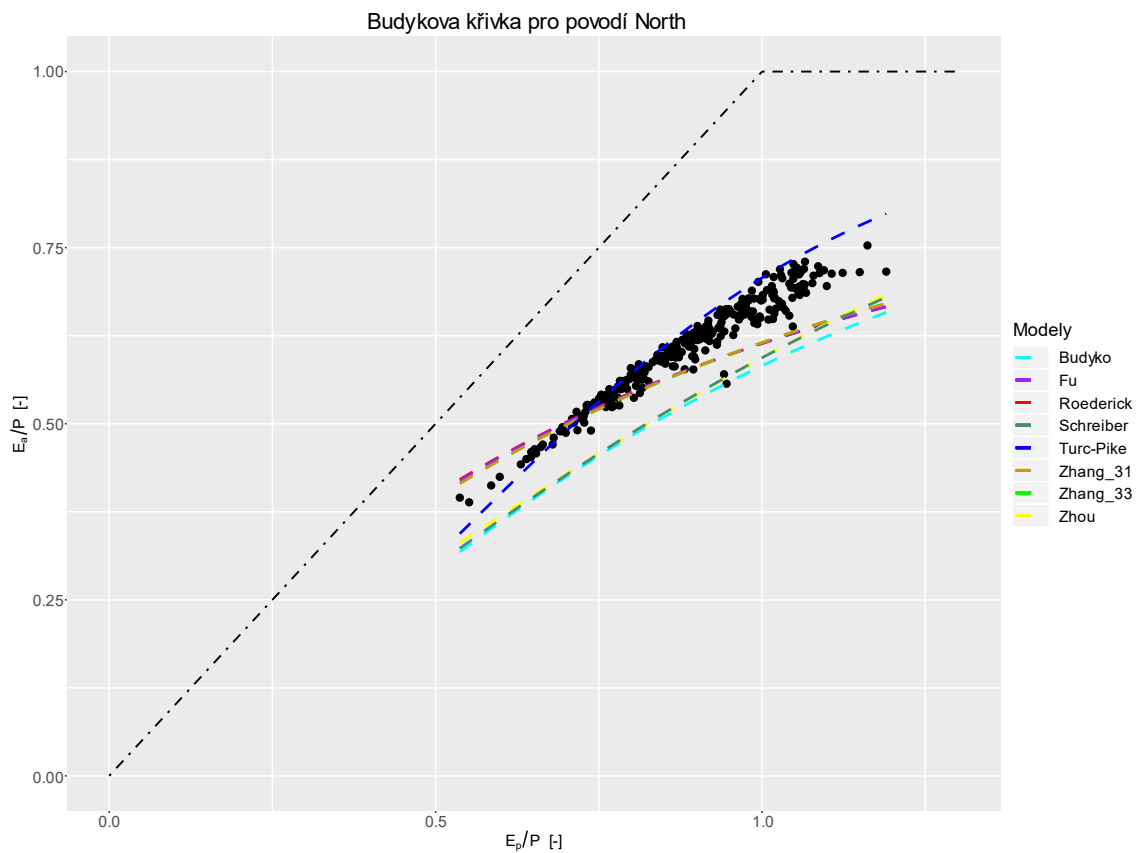
9.1 Vykreslení Budykovy křivky



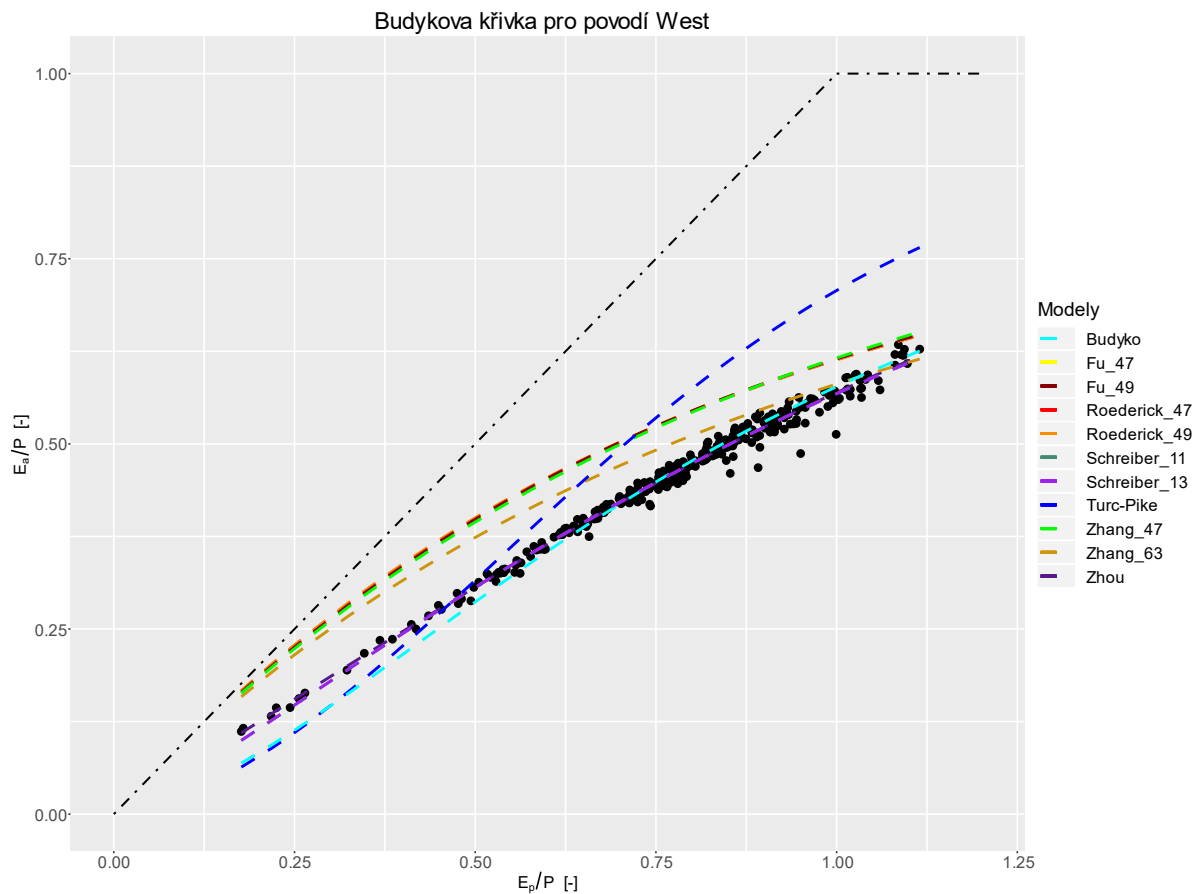
Obrázek 25: Nejlepší modely Budykovy křivky podle vybraných autorů pro region CEU za období 1766-2015.



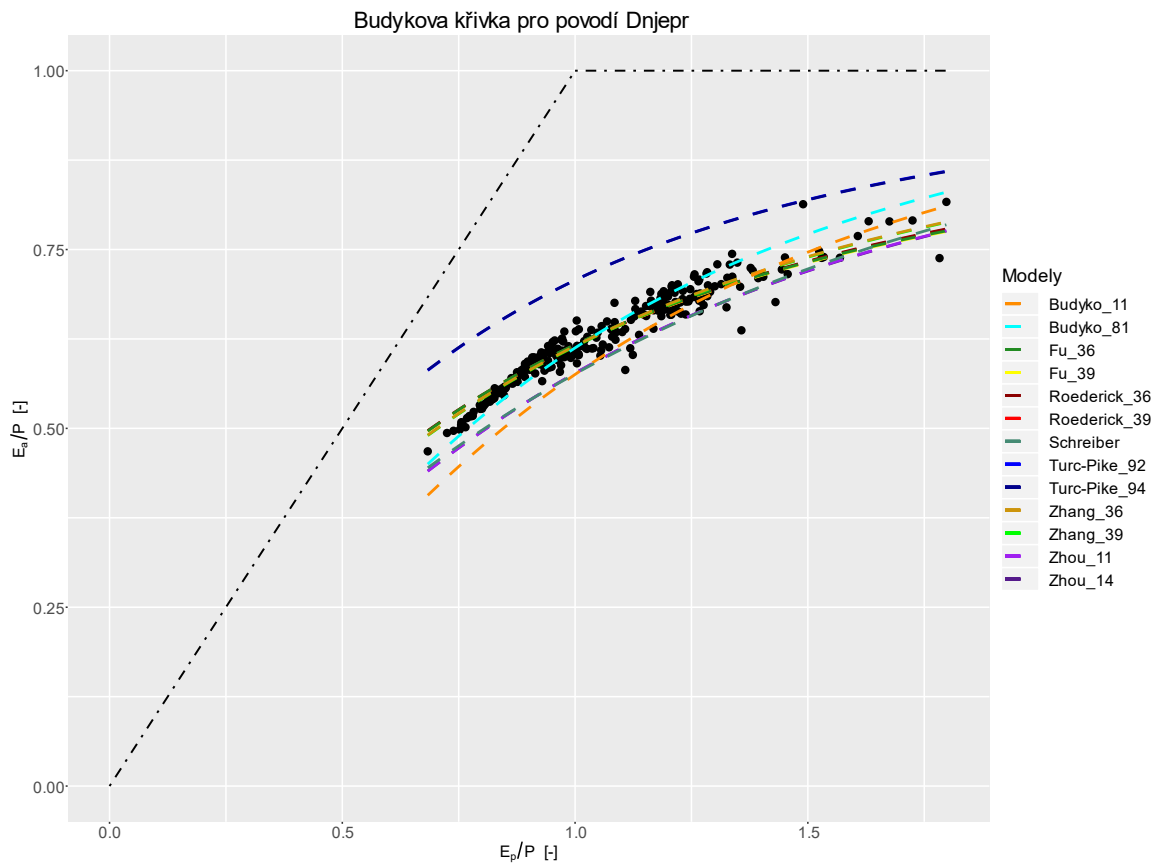
Obrázek 26: Nejlepší modely Budykovy křivky dle vybraných autorů pro region MED za období 1766-2015.



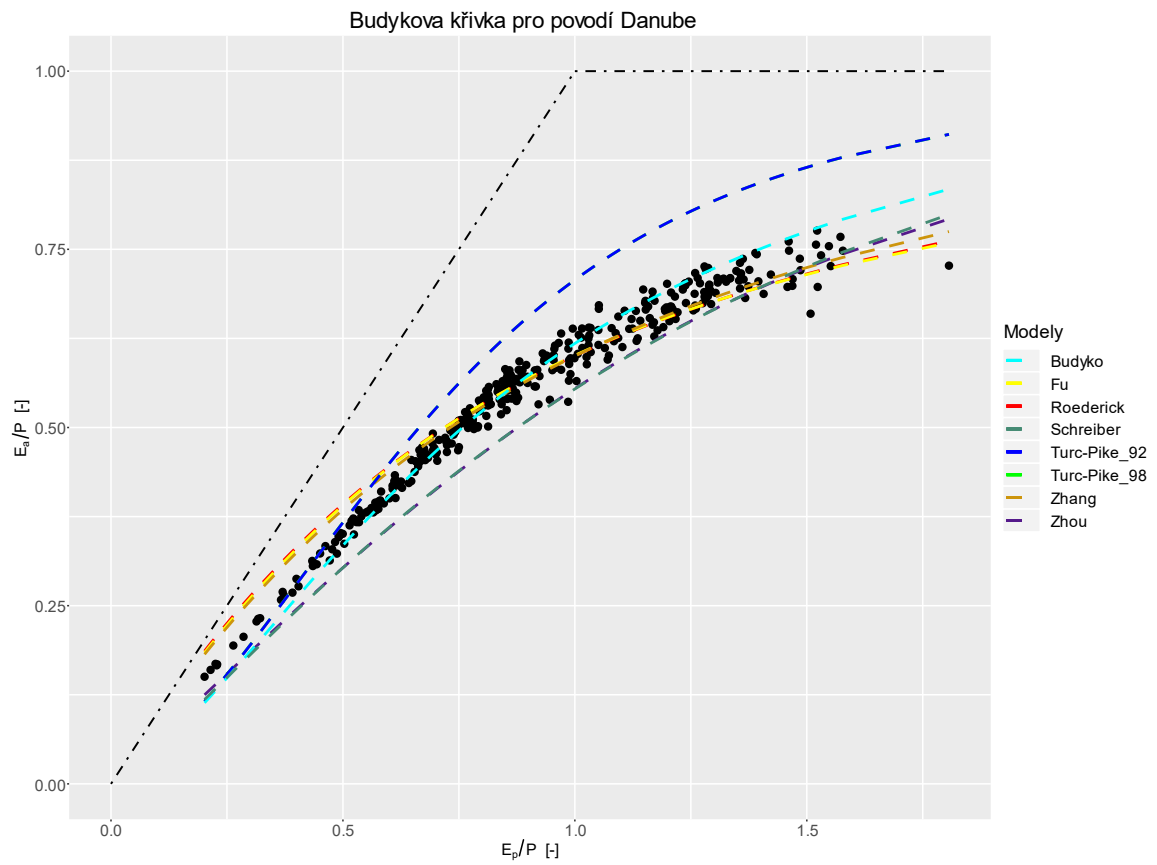
Obrázek 27: Nejlepší modely Budykovy křivky dle vybraných autorů pro povodí North za období 1766-2015.



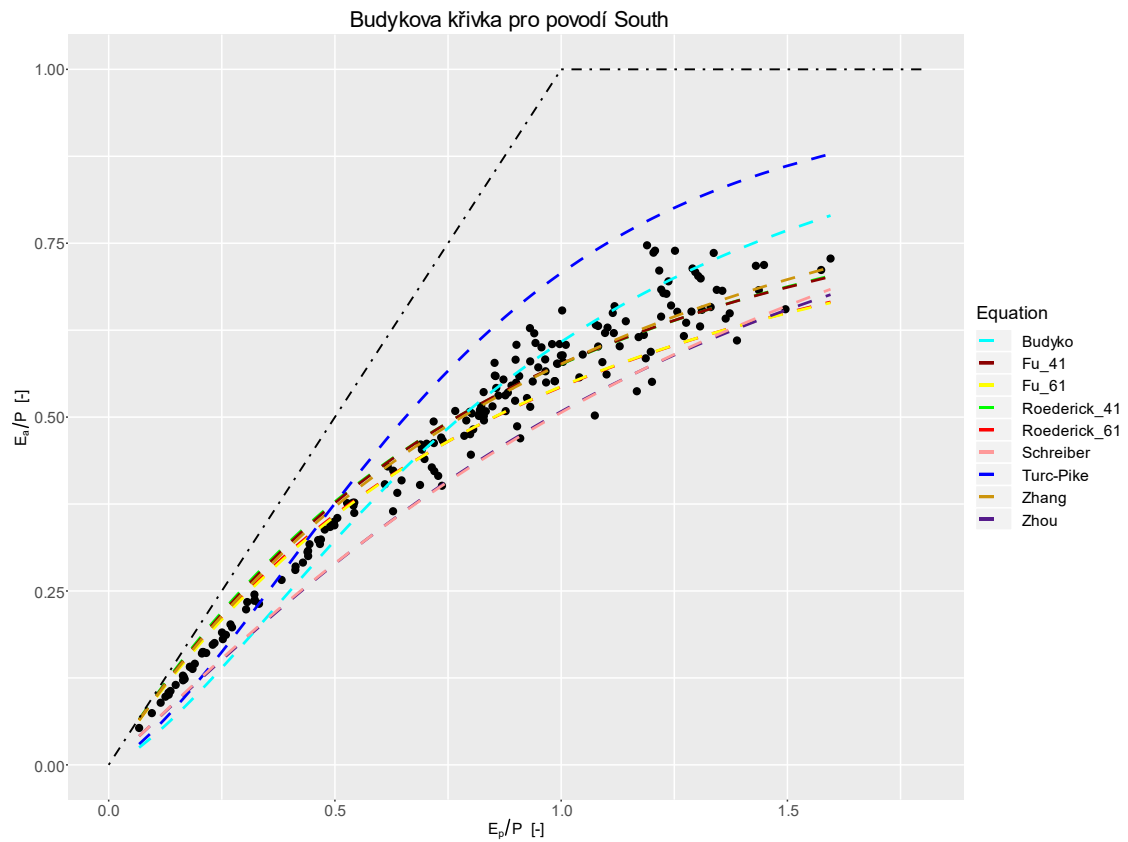
Obrázek 28: Nejlepší modely Budykovy křivky dle vybraných autorů pro povodí West za období 1766-2015.



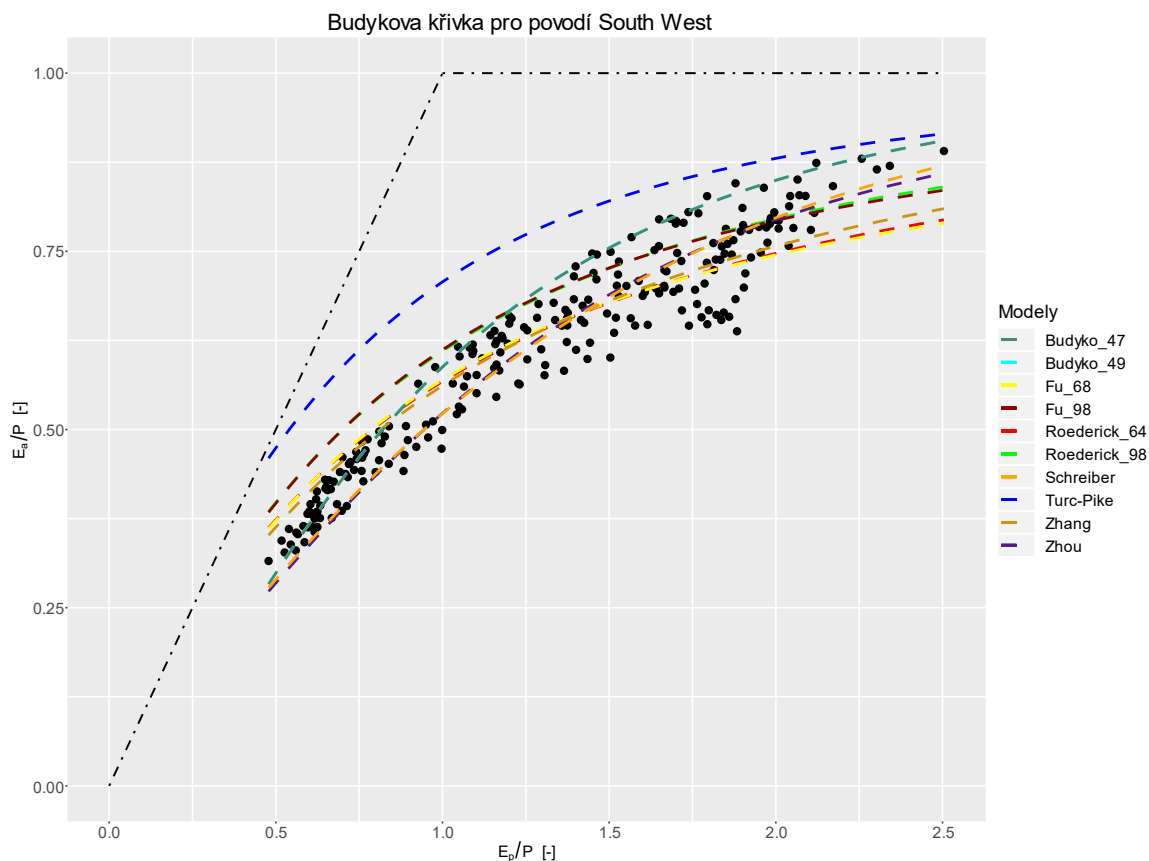
Obrázek 29: Nejlepší modely Budykovy křivky dle vybraných autorů pro povodí Dnjepř za období 1766-2015.



Obrázek 30: Nejlepší modely Budykovy křivky dle vybraných autorů pro povodí Danube za období 1766-2015.



Obrázek 31: Nejlepší modely Budykovy křivky dle vybraných autorů pro povodí South za období 1766-2015.



Obrázek 32: Nejlepší modely Budykovy křivky dle vybraných autorů pro povodí South West za období 1766-2015.

9.2 Funkce nls() v programu R

V programu R jsem pro získání hodnot nelineární metody nejmenších čtverců použila funkci *nls*. Funkce *nls* má následující strukturu (rdocumentation, 2019):

```
nls(formula, data, start, control, algorithm,
    trace, subset, weights, na.action, model,
    lower, upper, ...)
```

První argument funkce je *formula*, udává odezvu na *data* na levé straně symbolu \sim . Na pravé straně za symbolem \sim je vlastní funkce (rovnice), podle které má být výsledek spočítán. Tato funkce zahrnuje proměnné i parametry. Druhým argumentem je *data*. Do tohoto argumentu je vložen datový rámec, ve kterém je nalezen prediktor a odezva, dá se tedy říci, že jsou zde vloženy vstupy a výstupy vlastní funkce (Ritz a Streibig, 2008; rdocumentation, 2019). *Start* je třetí argument. Jde o vektor či list, ve kterém odhadujeme počáteční odhad parametru. Další argument je *algorithm*. Jde o řetězec znaků, který se má použít, defaultně je zde nastaven Gaus-Newtonův algoritmus. Dalšími možnostmi jsou “*plinear*” či “*port*”.

Další z argumentů je *trace*. Výsledkem je logická odpověď (*TRUE*, *FALSE*), která nám stanovuje, zda by měla být vytištěna stopa iterace. Defaultně je argument nastaven na *FALSE*. Pokud je nastaveno *TRUE*, pak jsou na konci každé iterace vypsané zbytkové (vážené) sumy čtverců a hodnoty parametrů. Pokud je použitý algoritmus "*plinear*", pak jsou podmíněné odhady lineárních parametrů vykresleny po nelineárních parametrech. Pokud je použit algoritmus "*port*", pak je objektivní funkce hodnoty vytištěna polovina reziduálních (vážených) sum čtverců (rdocumentation, 2019).

V této funkci jsou další možnosti argumentů, ty jsou podrobně popsány v rdocumentation (2019).