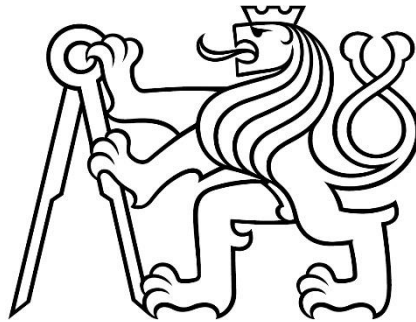


České vysoké učení technické v Praze

Fakulta stavební



Odhad toku tepla do půdy na povodí Liz

Estimation of soil heat flux in the Liz catchment

Bakalářská práce

Rebeka Mazúchová

2023

Studijní program: Stavební inženýrství

Studijní obor: Inženýrství životního prostředí

Vedoucí práce: doc. Ing. Michal Dohnal, Ph.D.

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

I. OSOBNÍ A STUDIJNÍ ÚDAJE

Příjmení: Mazúchová Jméno: Rebeka Osobní číslo: 494222

Zadávací katedra: Katedra hydrauliky a hydrologie

Studijní program: Stavební inženýrství

Studijní obor/specializace: Inženýrství životního prostředí

II. ÚDAJE K BAKALÁŘSKÉ PRÁCI

Název bakalářské práce: Odhad toku tepla do půdy na povodí Liz

Název bakalářské práce anglicky: Estimation of soil heat flux in the Liz catchment

Pokyny pro vypracování:

Zpracování surových dat, vytvoření kontinuálních datových řad měřených toků tepla do půdy. Základní statistická charakterizace datových řad. Vzájemné porovnání měření čidel toku tepla do půdy. Stručná literární rešerše v tématu bakalářské práce. Porovnání měření s vybranými postupy výpočtu toku tepla do půdy z nezávislých měření.

Seznam doporučené literatury:

D. Hillel, Introduction to soil physics, Academic Press; 1st edition, 1982.

vědecké články z databází Scopus a Web of Science na základě vlastní rešerše

Jméno vedoucího bakalářské práce: doc. Ing. Michal Dohnal, PhD.

Datum zadání bakalářské práce: 20. 2. 2023

Termín odevzdání BP v IS KOS: 22. 5. 2023

Údaj uveďte v souladu s datem v časovém plánu příslušného ak. roku

Podpis vedoucího práce

Podpis vedoucího katedry

III. PŘEVZETÍ ZADÁNÍ

Beru na vědomí, že jsem povinen vypracovat bakalářskou práci samostatně, bez cizí pomoci, s výjimkou poskytnutých konzultací. Seznam použité literatury, jiných pramenů a jmen konzultantů je nutně uvést v bakalářské práci a při citování postupovat v souladu s metodickou příručkou ČVUT „Jak psát vysokoškolské závěrečné práce“ a metodickým pokynem ČVUT „O dodržování etických principů při přípravě vysokoškolských závěrečných prací“.

10. 2. 2023

Datum převzetí zadání

Podpis studenta(ky)

Abstrakt

Práce se zabývá analýzou dat toku tepla do půdy a odhadem jeho hodnoty z měření jiných veličin. Veškerá data pochází z meteorologické stanice Na Lizu v CHKO Šumava. Data toku tepla do půdy jsou měřena dvěma čidly HFP01 od společnosti Hukseflux a pro tuto práci byla dostupná mezi lety 2012 a 2021.

Bylo provedeno porovnání měření těchto čidel toku tepla do půdy, jejich statistická analýza a denní a roční kumulativní toky. Vzhledem k umístění čidel pod povrchem byl proveden přepočít na povrch pomocí zásoby tepla kalorimetrickou metodou. Přepočít se ukázal jako nezbytný, protože toku tepla do půdy poskytuje jeho denní variabilitu a posouvá denní maxima zpět v čase, kde jsou dle průběhů čisté radiace očekávány.

Porovnání měřených hodnot toku tepla do půdy s metodou užívající čisté radiace dle Organizace pro výživu a zemědělství Spojených národů (FAO) se ukázalo jako vhodná metoda odhadu s průměrným korelačním koeficientem 0,85. Vzhledem k velikosti RMSE a MAE by ale byla namíste úprava koeficientů v metodě užitých pro lokalitu měření.

Metoda teplotního gradientu pro odhad toku tepla vykazala poněkud horší výsledky. Korelační koeficient byl sice porovnatelný (0,84), ale hodnoty RMSE a MAE jsou i šestkrát vyšší než u předchozí metody. Ukázalo se, že pro metodu teplotního gradientu je vhodnější užít jako horní hranici teplotního gradientu povrchovou teplotu.

Klíčová slova

tok tepla do půdy, energetická bilance zemského povrchu, čistá radiace, metoda teplotního gradientu, kalorimetrická metoda

Abstract

The thesis deals with an analysis of soil heat flux data and the estimation of its value from measurements of other variables. All data are collected at the meteorological station Na Lizu in the Bohemian Forest. The soil heat flux data are measured by two HFP01 sensors manufactured by Hukseflux and for this thesis were available between 2012 and 2021.

A comparison of measurements of these soil heat flux sensors and their statistical analysis was done, as well as a daily and annual cumulative fluxes calculation. Due to the placement of the sensors below the surface, an adjustment to the surface was performed by using the calorimetric heat storage method. The adjustment was proven essential as it provides the diurnal variability of soil heat flux and shifts the daily maxima in time, where they are expected due to the net radiation patterns.

Comparison of the measured values of soil heat flux with the method using net radiation, as suggested by the Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO), has been proven to be a suitable estimation method with an average correlation coefficient of 0.85. However, given the magnitude of the RMSE and MAE, an optimisation of the coefficients used in this method for the measurement location would be appropriate.

The temperature gradient method for heat flux estimation showed slightly worse results. Although the correlation coefficient was comparable (0.84), the values of RMSE and MAE criteria were even six times higher in comparison to the previous method. Results showed that for the temperature gradient method, it is more appropriate to use the surface temperature as the upper boundary of the gradient.

Key words

soil heat flux, surface energy balance, net radiation, temperature gradient method, calorimetric method

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že jsem předloženou práci na téma *Odhad toku tepla do půdy na povodí Liz* vypracovala samostatně a že jsem uvedla veškeré použité informační zdroje v souladu s Metodickým pokynem o dodržování etických principů při přípravě vysokoškolských závěrečných prací.

V Praze dne 21. května 2023

.....

Rebeka Mazúchová

Poděkování

Mé velké díky patří doc. Ing. Michalu Dohnalovi, Ph.D. za jeho ochotu mou práci vést a kdykoli ji konzultovat, za poskytnuté materiály a za vždy rychlou zpětnou vazbu. Ráda bych poděkovala i své rodině, která mě při psaní práce podporovala.

Obsah

1	Úvod.....	11
2	Cíle práce	12
3	Materiál a metody	13
3.1	Popis lokality.....	13
3.1.1	Morfologické poměry.....	13
3.1.2	Klimatické poměry	13
3.1.3	Hydrologické poměry	14
3.1.4	Geologické a půdní poměry	15
3.1.5	Vegetační poměry	15
3.2	Měřicí přístroje	15
3.2.1	HFP01	17
3.2.2	CNR1.....	19
3.2.3	Teploměry	23
3.3	Datový soubor	24
3.4	Radiační a energetická bilance zemského povrchu.....	26
3.5	Tok tepla do půdy.....	27
3.5.1	Integrace toků tepla do půdy.....	28
3.5.2	Metody odhadu toku tepla do půdy	29
4	Výsledky a diskuze	32
4.1	Analýza dat	32
4.1.1	Základní statistická analýza.....	32
4.1.2	Porovnání dvou čidel.....	37
4.1.3	Sněhová pokrývka na povrchu půdy	38
4.1.4	Typický průběh toků tepla do půdy	40
4.1.5	Integrace okamžitých toků.....	41
4.1.6	Vyhodnocení metody odhadu toku tepla do půdy z R_n	47
4.1.7	Vyhodnocení metody odhadu toku tepla do půdy pomocí teplot	50
5	Závěr	55
6	Použitá literatura	57
7	Přílohy.....	60

1 Úvod

Tok tepla do půdy je často opomíjenou a zanedbávanou součástí energetické bilance Země, ve které vystupuje jako složka ovlivňující množství energie dostupné pro evapotranspiraci. Neznalost toku tepla do půdy ztěžuje nebo znejišťuje získání ostatních členů energetické bilance zemského povrchu, které jsou často středem zájmu. V článcích zabývajících se touto problematikou je často skloňováno zemědělství, ale znalost toku tepla do půdy je významná i pro mikrometeorologii nebo mikroklimatologii.

Tokem tepla do půdy se ve své práci zabývali Sauer a Horton (2005). V článku se mimo jiné zaměřují na možnosti stanovení hodnoty toku tepla do půdy a diskutují jeho důležitost z pohledu stanovení evapotranspirace měřením, či její predikcí právě za využití toku tepla do půdy. Evapotranspirace je významným hybatelem při studiu vodní bilance a hospodaření s vodou v zemědělství, ve kterém je důležitá v otázce zavlažování, odvodňování a zpracování půdy. Schopnost půdy vést teplo ovlivňuje rychlost změny teplot během dne, ale i mezi ročními obdobími. Tok tepla do půdy ve své podstatě ovlivňuje mikroklima a termální režim půd a je významný i z hlediska zkoumání klimatické změny, která vzbudila zájem o stanovení roční energetické bilance Země. V článku se zabývají i stanovením toku tepla do půdy jako zlomku čisté radiace a diskutují hodnoty tohoto zlomku pro různé zemědělské plochy.

Colaizzi et al. (2016) se ve své práci věnují modelování toku tepla do půdy pro osluněné a zastíněné povrchy pod řádkovými plodinami. Cílem jejich práce bylo nalézt metodu výpočtu čisté radiace na úrovni půdy $R_{n,s}$ pro osluněné, částečně zastíněné a zastíněné povrchy a tuto čistou radiaci na úrovni půdy následně využít pro odhad toku tepla do půdy G . V článku tvrdí, že $R_{n,s}$, na rozdíl od čisté radiace R_n (která je měřena nad vegetačním pokryvem), disponuje prostorovou variabilitou, která ovlivňuje tok tepla do půdy, a tedy lépe vystihuje jeho průběh. Ve většině studií se ale používá pouze čisté radiace už jen proto, že stanovení $R_{n,s}$ je velmi náročné. Colaizzi et al. (2016) při stanovování empirického koeficientu upravujícího vztah $R_{n,s}$ a G užívali předpokladu, že maxima a minima těchto dvou veličin si vzájemně časově odpovídají. Autoři došli k závěru, že vztah $R_{n,s}$ a G je silnější než vztah R_n a G , ale jedná se o vztah, který se mění v závislosti na roční době a fenologické fázi plodin.

Modely ze šesti algoritmů na výpočet evapotranspirace, které zároveň počítají tok tepla do půdy, porovnávali ve své práci Purdy et al. (2016) pro různá prostředí. Těchto šest modelů užívá pro výpočet G buď vlastnosti vegetace (např. index listové plochy LAI) k redukci čisté radiace R_n , nebo teploty povrchu. V práci poukazují na to, že určení G jako konstantního zlomku z R_n opomíjí význam vlastností půd a zanedbává vliv vegetačního pokryvu. Užité modely většinou okamžitou hodnotu G nadhodnocovaly. Purdy et al. (2016) došli k závěru, že modely zahrnující vliv vegetace mohou do výsledků vnášet sezónní zkreslení. Modely užívající jen povrchové teploty pak mohou nadhodnocovat tok tepla do půdy v místech s hustým či vysokým vegetačním pokryvem.

Prostorovou variabilitou toku tepla do půdy se zabývali Jansen et al. (2011). Ve svém výzkumu užíli třech optických kabelů ve třech různých hloubkách blízko povrchu. Tyto kabely pomocí distribuovaného snímání teploty měřily teploty po 1 m každých 30 sekund. Pomocí měřených teplot použitých v metodě teplotního gradientu byli autoři schopni spočítat tok tepla na dvou úrovních půdního profilu, vždy mezi dvěma nejbližšími kabely, který následně kalorimetrickou metodou přepočítali na úroveň povrchu. V práci zjistili, že rozdíly mezi toky tepla do půdy po délce kabelu mohou dosahovat až 100 % v rámci 15 m. Tato prostorová variabilita je přičítána rozdílům v půdní vlhkosti, půdní struktuře a hloubce zavedeného kabelu.

2 Cíle práce

Práce se věnuje analýze měřených dat toku tepla do půdy na meteorologické stanici Na Lizu. Cílem je zpracovat a interpretovat surová data toku tepla do půdy od počátku jejich měření v lokalitě, zamyslet se nad spolehlivostí těchto dat a diskutovat možná ovlivnění způsobující nejistoty v měření a jeho interpretaci.

Součástí práce je rozbor dvou metod odhadu toku tepla do půdy a možnost a podmínky jejich využití na zkoumané lokalitě, jakožto i jejich vzájemné porovnání.

3 Materiál a metody

3.1 Popis lokality

Experimentální povodí Liz na Šumavě, které je předmětem zájmu této práce, bylo uvedeno do provozu v roce 1975 Ústavem pro hydrodynamiku Akademie věd České republiky. Hlavním smyslem povodí je hydrologický výzkum, při kterém dochází ke kontinuálnímu měření srážek, odtoků, teploty a vlhkosti vzduchu, rychlosti a směru větru. V pozdějších letech byly přidány tenzometry pro měření půdních tlaků, radiační čidla, integrační vlhkoměry nebo Leaf Wetness Sensor, který sleduje usazené srážky na vegetaci. Povodí je součástí celostátní monitorovací sítě GEOMON a evropské sítě ERB (Tesař et al. 2013).

3.1.1 Morfologické poměry

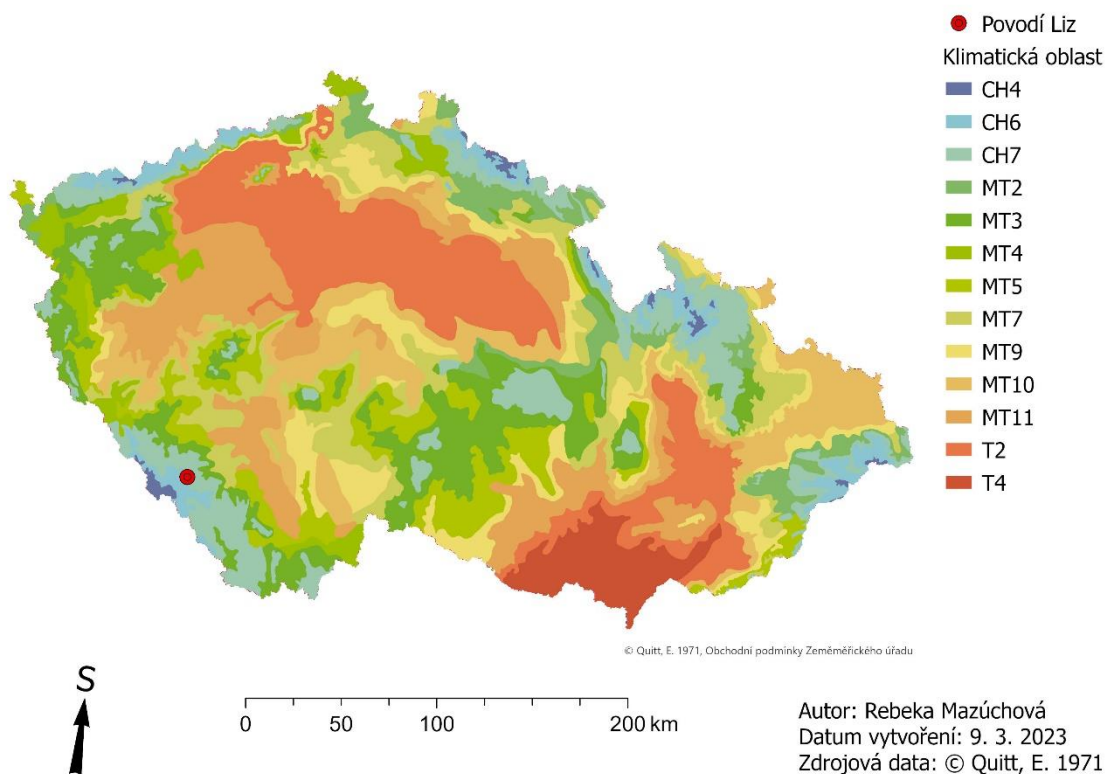
Povodí se rozkládá na ploše 0,99 km² v CHKO Šumava. Jeho území spadá do Vimperské vrchoviny, podcelku Šumavského podhůří, jehož nejvyšším vrcholem je Běleč (922,5 m n. m.) vzdálený od povodí 15,4 km. Jedná se o horské povodí s průměrnou nadmořskou výškou 941,5 m. Nejnižší bod se nachází ve výšce 828 m n. m. a nejvyšší bod leží v 1074 m n. m. Střední sklonitost povodí je 16,6 %.

3.1.2 Klimatické poměry

Klasifikace klimatických poměrů dle Evžena Quitta (1971) řadí oblast experimentálního povodí Liz na hranici dvou chladných klimatických oblastí. Jižní část spadá pod CH7, které se vyznačuje dlouhým a chladným jarem, krátkým až velmi krátkým létem, jež je mírně chladné; podzim je zde dlouhý a mírně chladný a zima pak velmi dlouhá, mírně chladná a vlhká. Sever povodí potom spadá do oblasti CH6, kde jsou jara dlouhá a mírně chladná a léta velmi krátká až krátká, mírně chladná a vlhká; podzimy jsou naopak dlouhé a mírné a zimy dlouhé, mírně vlhké a s dlouhým trváním sněhové pokrývky. (Hruban, 2019)

Podle Wladimira Köppena se celá Česká republika i s povodím řadí do vlhkého kontinentálního klimatu. Tato oblast se vyznačuje velkými teplotními rozdíly mezi ročními obdobími s teplými léty a chladnými zimami. Teplota čtyř nejteplejších měsíců v roce je vyšší než 10 °C, ale nejteplejší měsíc má méně než 22 °C, a teplota nejchladnějšího je -3 °C a méně. Srážky jsou rovnoměrně rozděleny v průběhu roku. (Arnfield, 2022)

Průměrná roční teplota povodí Liz dosahuje 6,3 °C a naprší zde 825 mm srážek. Počet dnů se sněhovou pokrývkou v roce je průměrně 82. Průměrné hodnoty pro NP Šumava jsou 6,0 °C v nižších nadmořských výškách (750 m n. m.) a 3,0 °C ve vyšších (1300 m n. m.). Za rok spadne minimálně 800 mm a maximálně 1600 mm srážek. Roční úhrn sněhu se pohybuje mezi 40 a 150 cm a maximální délka jeho přítomnosti může dosáhnout až 150 dní (Národní park Šumava, © 2008–2023).



Obrázek 1: Klasifikace klimatických poměrů dle Quitta (1971) s vyznačením polohy experimentálního povodí Liz

3.1.3 Hydrologické poměry

Experimentální území se nachází v povodí Zdíkovského potoka. Jedná se o povodí IV. řádu s plochou 17,6 km² a číslem hydrologického pořadí 1-08-02-013. Zdíkovský potok je dlouhý 15,1 km, na území jeho povodí se ale nacházejí menší pramenící toky, které do toku ústí, a tedy celková délka vodotečí na ploše povodí Zdíkovského potoka dosahuje 24,4 km. V obci Zdíkovec se potok vlévá do Spůlky, jež je přítokem řeky Volyňky. Společně patří do povodí řeky Otavy, respektive Vltavy.

Na samotném experimentálním povodí s plochou 0,99 km² se nalézají 2,28 km vodních toků a údolnice má délku 1,45 km (Tesař et al., 2013).

3.1.4 Geologické a půdní poměry

Povodí patří do Českého masivu s klasifikací krystalinikum a prevariské paleozoikum, konkrétně do oblasti moldanubické. Podloží je tvořeno převážně metamorfovanými horninami jako je pararula. V okolí Zdíkovského potoka se vyskytují nezpevněné nivní sedimenty a písčito-hlinité až hlinito-písčité sedimenty.

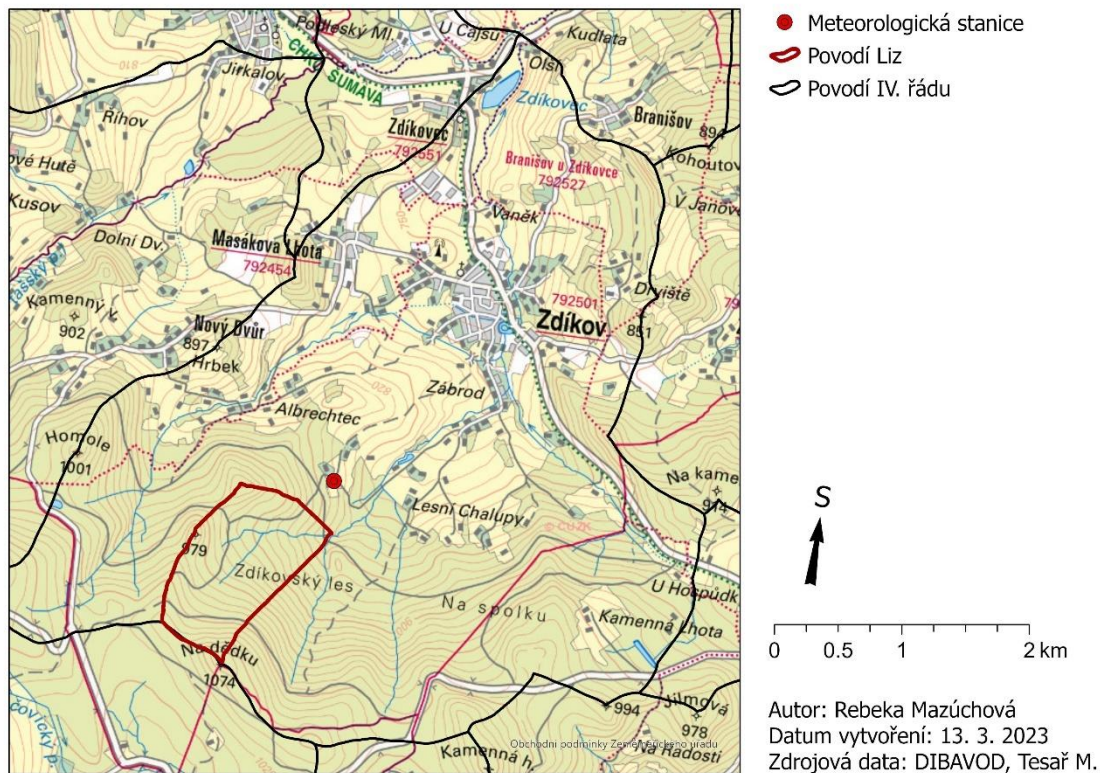
Mezi půdami v povodí dominují kryptopodzoly; jedná se o půdy silně kyselé s nízkou objemovou hmotností a vysokou kyprostí (Hruban, 2020). V blízkosti potoka se pak nalézají glej modální.

3.1.5 Vegetační poměry

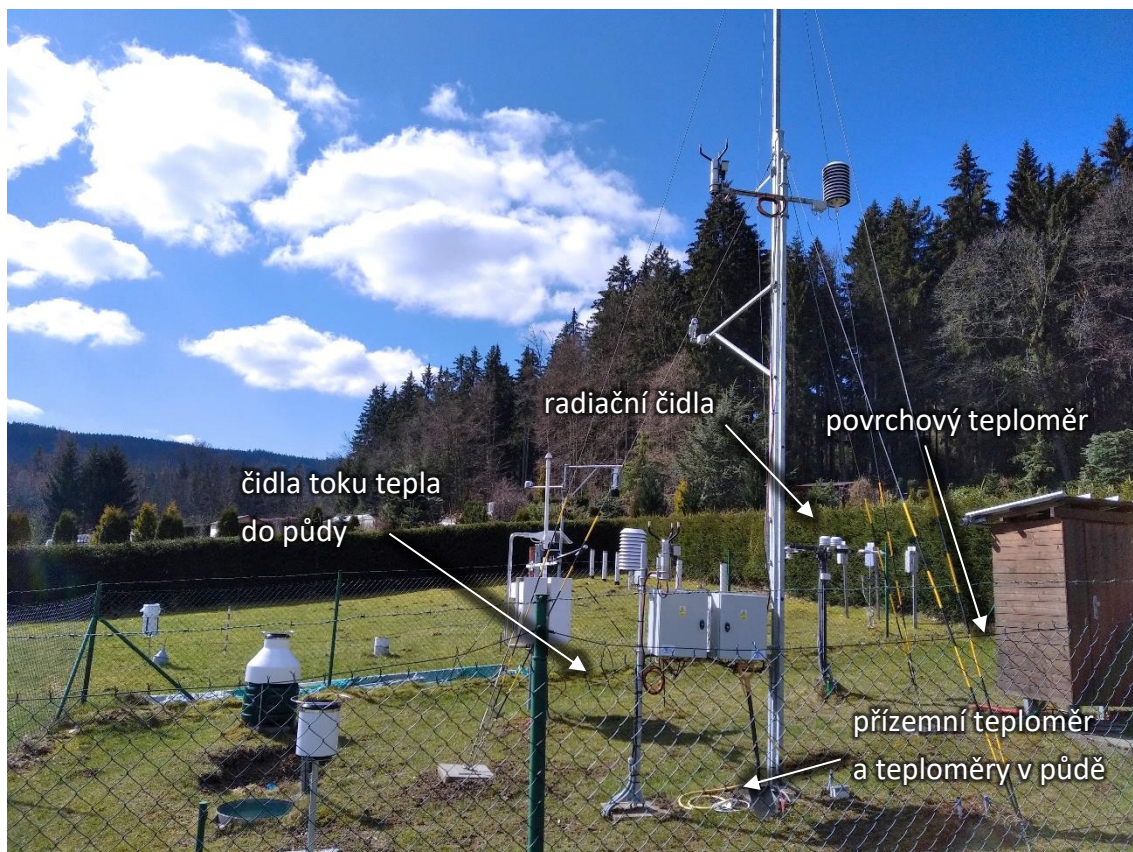
Povodí je pokryto kyselým smrko-bukovým lesem. Stromy dosahují stáří 100 let, výšek přibližně 28 m a průměru 40 cm (Votrubová et al., 2017). Dle mapy potenciální přirozené vegetace České republiky by se na území, pokud by člověk vegetaci na přirozeném nebo člověkem pozměněném stanovišti neovlivňoval, vyskytovaly květnaté bučiny (Neuhäuslová et al., 1997). Tedy listnaté lesy s převládajícím bukem lesním (*Fagus sylvatica*).

3.2 Měřicí přístroje

K experimentálnímu povodí Liz náleží meteorologická stanice ve vlastnictví Ústavu pro hydrodynamiku AV ČR, v. v. i. Stanice se nachází na 49°4.18562' severní šířky a 13°40.92510' východní délky v katastrálním území obce Zdíkov v nadmořské výšce 830 m. Rozkládá se na 816 m² přibližně 310 m od povodí Liz (obr. 2). Kromě dále zmíněných přístrojů, jejichž data byla v práci využita, se zde nachází přístroje pro profilované měření rychlosti a směru větru, srážek, vlhkosti vzduchu, tenzometrického tlaku půd nebo již zmíněné senzory vlhkosti listoví. Plochu meteorologické stanice pokrývá trvalý travní porost; stanice tak měří data v této oblasti reprezentativní pro volné prostranství, zatímco samotné povodí Liz je pokryto lesním porostem.



Obrázek 2: Umístění povodí Liz a meteorologické stanice v rámci povodí Zdikovského potoka



Obrázek 3: Meteorologická stanice Na Lizu

3.2.1 HFP01

Následující informace jsou převzaty z uživatelského manuálu čidel HFP01 & HFP03 od společnosti Hukseflux Thermal Sensors B.V. (2015).

Pro měření toku tepla do půdy jsou v rámci meteorologické stanice nainstalována dvě čidla HFP01 od nizozemské společnosti Hukseflux Thermal Sensors B.V. Tato čidla jsou v běžné praxi používána nejen pro měření toku tepla do půdy, ale i toku tepla skrz zdi a obálky budov. Principiálně se jedná o radiační pyrometry skládající se z několika termočlánků ze slitiny kovu, které měří změnu teploty po své tloušťce. Tyto radiační pyrometry jsou pasivními senzory, které nepotřebují napájení a jejich provoz je tedy energeticky nenáročný. Vzhledem k prostorové variabilitě toku tepla do půdy je běžné v pozorovaném území použít alespoň dvě čidla vzdálená od sebe více než 5 m. Tato vzdálenost má eliminovat ovlivnění hodnot stíněním.

Čidla generují napětí, které je lineární funkcí rozdílu teplot v tloušťce čidla. Výstupem je tok tepla:

$$G = \frac{U}{S}, \quad (1)$$

kde

G tok tepla [W m^{-2}]

U generované napětí [V],

S citlivost čidla [$\text{V}/(\text{W m}^{-2})$].

Nominální citlivost čidla je udávána rovna $60 \cdot 10^{-6} \text{ V}/(\text{W m}^{-2})$ pro rozsah měření od -2000 do 2000 W m^{-2} . Přesná hodnota citlivosti čidla je uvedena pro každé čidlo v certifikátu produktu. Předpokládaný výstup při užití v meteorologii je mezi -10 a 20 mV . Závislost přesnosti měření na teplotě udává výrobce menší než $0,1 \text{ }^\circ\text{C}$.

Nejistota měření čidla při aplikaci v meteorologii je dle výrobce $\pm 20 \text{ } \%$. V této nejistotě je zahrnuta nejistota kalibrace, závislost na teplotě, tepelná vodivost okolní půdy a reprezentativnost umístění čidla.

Čidlo HFP01 je vyrobeno z keramicko-plastového kompozitu a jeho tloušťka je $5,4 \text{ mm}$. Jeho tepelný odpor je porovnatelný s $1,4 \text{ mm}$ tlustým plastem, a je tedy velice nízký. Schéma a dimenze čidla viz obr. 5.

Instalace do půdy je prováděna z boku mělkého výkopu asi 5 cm pod povrch. Pro správné měření je nutné zajistit absenci vzduchových kapes mezi čidlem a půdou;

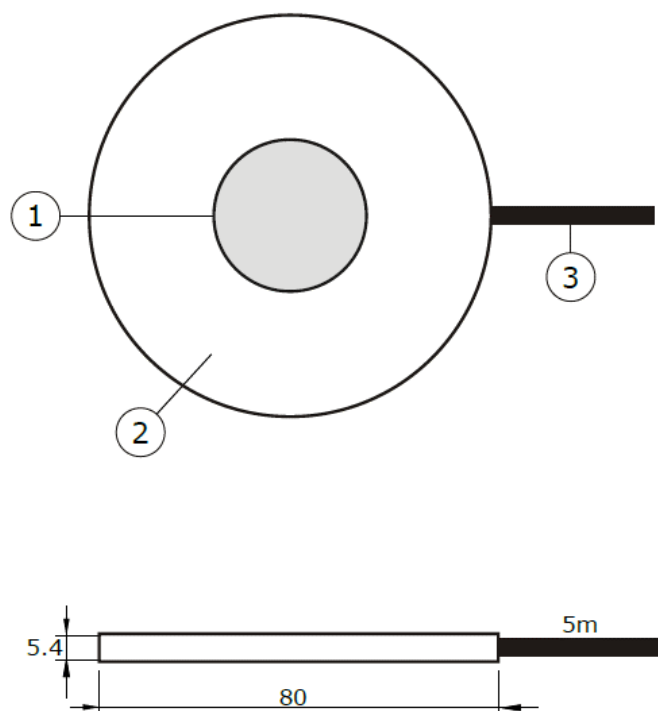
kapsa o velikosti 0,1 mm zvyšuje efektivní tepelný odpor čidla o 60 %. Do půdy je proveden vertikální výkop, následně je nožem na jedné straně výkopu uskutečněn horizontální řez v hloubce 5 cm a do něj je vloženo čidlo. Pro minimalizaci ovlivnění měření je doporučeno vést kabel minimálně 1 m horizontálně od čidla. Neporušený drn je navrácen na svoje místo.

Dvě čidla, která se na ploše meteorologické stanice nacházejí, byla v roce 2012 zavedena přibližně 5 cm pod povrch a jsou od sebe vzdálena asi 1 m. Od doby zavedení s čidly nebylo manipulováno; vzhledem k doporučené kalibraci každé dva roky není vyloučeno, že v dnešní době se již na hodnoty měřené čidly nedá spoléhat. Čidla jsou umístěna u plotu na jižní straně stanice viz obr. 3. Pokryv půdy nad čidly tvoří trávy a mech, konkrétně kostrbatec zelený (*Rhytidiadelphus squarrosus*) (obr. 33 v přílohách). Mech v současné době (poslední kontrola na jaře 2023) nad půdou vytváří poměrně silnou vrstvu, kdy vystupuje nad půdu a vytváří pod sebou pravděpodobně vzduchovou mezeru.

V poslední době pro měření toku tepla do půdy výrobce doporučuje čidlo HFP01SC. Jedná se o čidlo pracující na totožném principu s tím rozdílem, že tento model má integrovanou autokalibrační rutinu, a měření je tak přesnější. Kalibrace automaticky eliminuje chyby způsobené především rozdílnou tepelnou vodivostí čidla a půdy a rozdíly tepelné vodivosti v půdě způsobené měnící se půdní vlhkostí. Kalibrace probíhá pomocí tenké zahříváné membrány na svrchní straně čidla; trvá asi 6 minut, během kterých měření toku tepla do půdy neprobíhá. Doporučovaný interval aktivace kalibrace, a tedy zahřívání membrány, je 6 hodin. Jednou za tuto dobu se na cca 3 minuty aktivuje zahřívání. Membrána tímto způsobem generuje známou hodnotu tepelného toku a měří se odezva čidla. V ideálním případě by 50 % generovaného toku prošlo čidlem. V případě neshodné tepelné vodivosti čidla a půdy (či jiného média) je však zjištěna odchylka od rovnoměrného rozdělení tepelného toku mezi půdu a čidlo, pomocí které se následně opravuje odklon toku tepla. Za následující 3 minuty dojde opět k ustálení toku tepla do půdy a měření čidla je obnoveno. (Hukseflux Thermal Sensors, 2006; Hukseflux Thermal Sensors B.V., 2015)



Obrázek 4: Čidlo HFP01 zleva svrchní strana a spodní strana (Zdroj: Hukseflux Thermal Sensors B.V., 2015)



Obrázek 5: Schéma HFP01, kótováno v mm; (1) oblast snímání, (2) pasivní ochrana z keramicko-plastového kompozitu, (3) kabel; (Zdroj: Hukseflux Thermal Sensors B.V., 2006)

3.2.2 CNR1

Informace v této kapitole jsou převzaty z uživatelského manuálu přístroje CNR1 Net Radiometer od společnosti Kipp & Zonen (2002).

Přístroj zvaný Net Radiometer se na meteorologické stanici stará o měření radiace. CNR1 od společnosti Kipp & Zonen, který je v lokalitě naistalován, je vhodný pro zkoumání radiační bilance. Přístroj měří krátkovlnné dopadající a odražené záření a

dlouhovlnné záření jak dopadající, tak vyzářené povrchem, tedy všechny složky radiační bilance zemského povrchu. Vzhledem ke skutečnosti, že je dlouhovlnné záření ovlivňováno teplotou přístroje, měří CNR1 také svou teplotu, s pomocí které je měřené dlouhovlnné záření opraveno. Pro měření teploty má přístroj zabudovaný teploměr Pt-100, jehož princip je popsán v následující kapitole (3.2.3).

Krátkovlnné záření je měřeno pomocí pyranometru typu CM 3. Čidlo generuje dvě napětí v řádu mV, ta jsou úměrná dopadajícímu, respektive odraženému krátkovlnnému záření.

$$E = \frac{V}{C} \quad (2)$$

kde

Ekrátkovlnné záření [W m^{-2}]

Vnapětí [V]

Ckalibrační koeficient/citlivost čidla [$\text{V}/(\text{W m}^{-2})$].

Tělo pyranometru tvoří termočlánek, skleněná kupole, kryt a kabel. Termočlánek je pokryt černým nátěrem, který absorbuje radiaci a přeměňuje ji na teplo. Rozdíl teplot mezi svrchním a spodním povrchem termočláneku generuje již zmiňované napětí. Skleněná kupole na pyranometru zabraňuje průchodu jiného než krátkovlnného záření a zároveň ho chrání před deštěm a nečistotami. Kupole také zajišťuje snímání v rozsahu 180° . Předpokládaný výstup čidla výrobce uvádí $0\text{--}50$ mV s citlivostí $10\text{--}35 \mu\text{V}/(\text{W m}^{-2})$. Závislost citlivosti na teplotě se pro teploty od -10 do 40°C pohybuje na $\pm 6\%$ a předpokládaná přesnost pro denní sumy je $\pm 10\%$.

Pyrgeometr typu CG 3 je zodpovědný za měření dlouhovlnného záření. Čidlo opět generuje dvě napětí v řádu mV, které odpovídají dlouhovlnnému dopadajícímu záření, respektive dlouhovlnnému záření vyzářenému povrchem. Kladné výstupní hodnoty značí, že čidlo má vyšší teplotu než předmět, který snímá, a vice versa. Z tohoto důvodu měří Pt-100 teplotu čidla, která je následně vzata v úvahu při počítání výstupu. Tuto opravu je nutno provést ručně, či pomocí programu v záznamové jednotce, přístroj sám o sobě ji do svého výstupu nezahrnuje.

$$E = \frac{V}{C} + 5,67 \cdot 10^{-8} \cdot T^4 \quad (3)$$

kde

Edlouhovlnné záření [W m^{-2}]

V napětí [V]

C kalibrační koeficient/citlivost čidla [$V/(W m^{-2})$].

T teplota přístroje [K].

Čidlo snímající dlouhovlnné záření je tvořeno termočlánkem, krytem a silikonovým okénkem. I tento termočlánek je pokryt černým nátěrem, který pohlcenou radiaci mění na teplo. Výsledný rozdíl teplot generuje napětí, které je následně pomocí citlivosti čidla převedeno na hledané dlouhovlnné záření. Silikonové okénko slouží jako ochrana před vlivem prostředí a jako filtr dovolující průchod pouze dlouhovlnného záření. Rozsah snímaného okolí je pro pyrgeometr 150° . Nižší rozsah snímání než u pyranometru je způsoben právě plochým oknem v porovnání s kupolí, kterou disponuje čidlo CM 3. Výstup čidla je očekávaný v rozsahu -4 až 4 mV s citlivostí čidla $5-18 \mu V/(W m^{-2})$. Předpokládaná přesnost pro denní sumy je $\pm 10\%$.

Přístroj může být použit ve dvou konfiguracích. První možností je Net Radiation Mode neboli NRM, který složky záření zkombinuje, a výstupem je čistá radiace. Při využití tohoto módu není třeba měřit teplotu přístroje, protože se při odečtení dopadajícího a vyzářeného dlouhovlnného záření složky s teplotou navzájem vynulují. Na stanici je využita možnost, při které jsou výstupem čtyři složky radiální bilance, tedy four Separate Components Mode (4 SCM). V tomto případě je měření teploty přístroje nutné a výpočet dlouhovlnného záření se provádí pomocí rovnice (3).

Z hodnot měřených přístrojem je možné spočítat albedo, čisté krátkovlnné záření (globální radiaci), čisté dlouhovlnné záření, a tedy i čistou radiaci:

$$R_n = E_{\downarrow CM3} + E_{\downarrow CG3} - E_{\uparrow CM3} - E_{\uparrow CG3} \quad (4)$$

kde

R_n čistá radiace [$W m^{-2}$]

$E_{\downarrow CM3}, E_{\uparrow CM3}$ dopadající, respektive odražené krátkovlnné záření [$W m^{-2}$]

$E_{\downarrow CG3}, E_{\uparrow CG3}$ dopadající, respektive vyzářené dlouhovlnné záření [$W m^{-2}$].

Výrobce také uvádí možnost výpočtu teploty oblohy a povrchu pomocí hodnot dlouhovlnného záření, a to za předpokladu, že obloha i povrch se chovají jako absolutně černá tělesa. Pak lze tyto teploty spočítat s využitím Stefanova-Boltzmannova zákona:

$$T_{sky} = \frac{E_{\downarrow CG3}^{\frac{1}{4}}}{\sigma} \quad (5)$$

$$T_{ground} = \frac{E_{\uparrow CG3}^{\frac{1}{4}}}{\sigma} \quad (6)$$

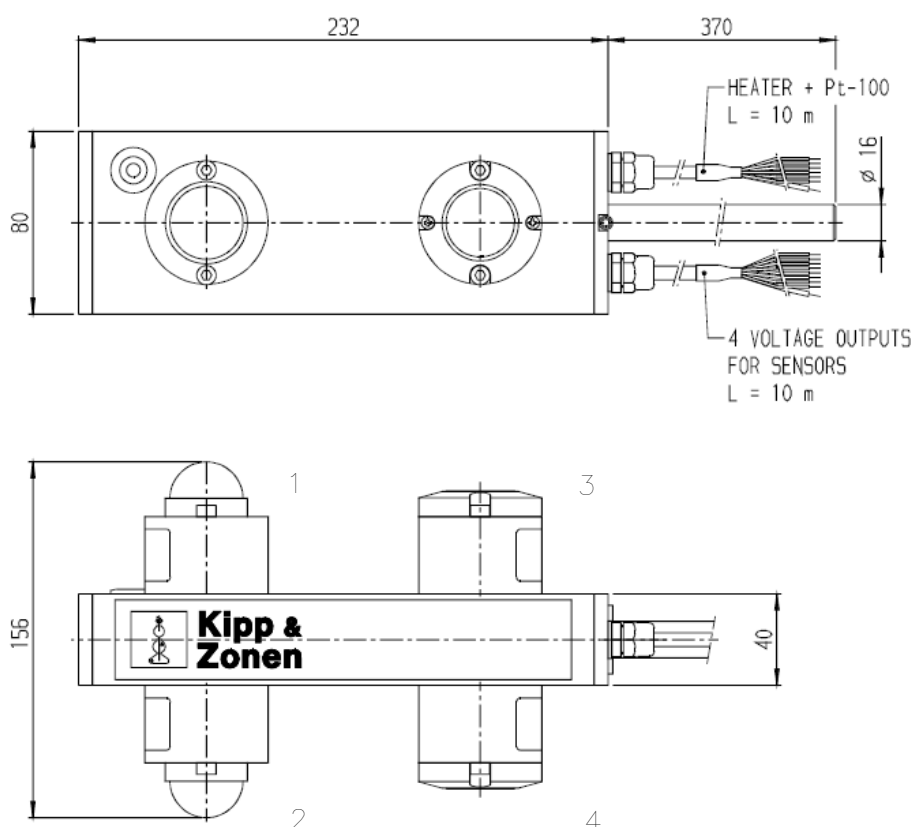
kde

T_{sky}, T_{ground} teplota oblohy, respektive povrchu [K]

$E_{\downarrow CG3}, E_{\uparrow CG3}$ dopadající, respektive vyzářené dlouhovlnné záření [$W m^{-2}$].

σ Stefanova-Boltzmannova konstanta ($\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$)

Net Radiometer CNR1 se vyrábí i ve variantě, která má zabudované topné těleso; to je využíváno pro eliminaci ovlivnění měření kondenzací nebo desublimací vodní páry a námrazou. Topné těleso může ovlivnit měření dlouhovlnného záření tím, že měřená teplota přístroje se může lišit od skutečnosti až o 2 °C, což může následně způsobit nepřesnost v měření až o 10 $W m^{-2}$. Výhody ale ve většině případů převažují nad nevýhodami; ztráta přesnosti způsobená užitím topného tělesa je řádově nižší než chyby způsobené případnou kondenzací nebo desublimací vodní páry na povrchu čidla. Na meteorologické stanici u experimentálního povodí Liz čidlo CNR1 touto funkcí nedisponuje.



Obrázek 6: Schéma Net Radiometru CNR1, kótováno v mm; 1, 2 pyranometry CM 3; 3, 4 pyrgeometry CG 3 (Zdroj: KIPP & ZONEN, 2002)

3.2.3 Teploměry

Teplota půdy

Teplota půdy je sledována v šesti úrovních. Měří se přízemní teplota a teplota 5, 10, 20, 50 a 100 cm pod povrchem, a to za pomoci platinového odporového teploměru Pt-100. Toto čidlo pracuje na principu změny elektrického odporu platiny vlivem teploty. Označení Pt odkazuje na užití platiny, jako kovu měnícího svůj elektrický odpor, a číslo 100 poté na hodnotu odporu 100Ω při teplotě 0°C . V rozsahu očekávaných teplot je průběh změny odporu přibližně lineární (PROFESS, 2023), proto je platina vhodným drahým kovem k aplikaci při měření teplot půd. Čidlo je konstantě napájeno a změna odporu je pozorována na změně napětí.

V lokalitě jsou naistalovány teplotní snímače třídy A s komerčním označením PT100-XM od společnosti FIEDLER AMS s. r. o. Třída přesnosti A vypovídá o přípustné odchylce čidla dle normy ČSN EN 60751, ta je v tomto případě rovna $0,15 + 0,002 \cdot T [^\circ\text{C}]$. Keramická destička čidla má rozměry $2 \times 5 \times 1$ mm a spolu s platinovým komponentem je umístěna do nerezového pouzdra, které zajišťuje snímači mechanickou odolnost. Čidla měří v rozsahu -50 až 120°C . (FIEDLER AMS s.r.o., © 2017)



Obrázek 7: Teplotní snímač PT100-XM; (Zdroj: FIEDLER AMS s.r.o., © 2017)

Povrchová teplota

Technické informace o teploměru v této kapitole jsou převzaty z produktového manuálu 107 Temperature Probe od společnosti Campbell Scientific, Inc. (2021).

Měření povrchové teploty, které bylo na meteorologické stanici započato až 16. prosince 2019, je zajištěno pomocí teploměru firmy Campbell Scientific, Inc. s označením 107. Jedná se o robustní sondu na principu termistoru určenou k měření teploty vzduchu, půdy nebo vody. Senzor se skládá z termistoru v hliníkovém krytu s epoxidovou výplní, který umožňuje sondu zakopat, či ponořit do vody. Čidlo měří pokles napětí

přes rezistor s odporem 1 k Ω . Poměr měřeného a excitovaného napětí je závislý na odporu termistoru a dvou rezistorech o známých odporech. Vztah odporu rezistoru na jeho teplotě je počítán užitím Steinhart-Hartovy rovnice:

$$T_c = \frac{1}{A+B \cdot \ln(R_s)+C \cdot \ln^3(R_s)} - 273,15 \quad (7)$$

kde

T_c měřená teplota [$^{\circ}\text{C}$]

A, B, C bezrozměrné koeficienty ($A = 8,271111 \cdot 10^{-4}$; $B = 2,08802 \cdot 10^{-4}$;

$C = 8,0592 \cdot 10^{-8}$)

R_s odpor termistoru [Ω].

Odpor termistoru se vypočte z rovnice:

$$\frac{V_s}{V_x} = \frac{1000}{R_s + 249000 \Omega + 1000 \Omega} \quad (8)$$

kde

V_s, V_x měřené, respektive excitované napětí [V]

Čidlo měří v rozsahu -35 až 50 $^{\circ}\text{C}$, ve kterém výrobce uvádí přesnost $\pm 0,9$ $^{\circ}\text{C}$. V rozsahu -24 až 48 $^{\circ}\text{C}$ je přesnost $\pm 0,4$ $^{\circ}\text{C}$. Obě tyto přesnosti ale označuje za nejhorší možný případ.

3.3 Datový soubor

Data toku tepla do půdy

Dvě čidla HFP01 měří na meteorologické stanici tok tepla do půdy od 19. června 2012. Data použita pro tuto práci končí datem 1. listopadu 2021, tedy začátkem hydrologického roku 2022. Do 1. ledna 2015 jsou data měřena v 15minutovém kroku, dále potom v 10minutovém. Během měření došlo ke dvěma delším výpadkům dat, a to mezi 1. lednem a 4. červnem 2015, během kterého došlo také ke změně intervalu měření, a 1. srpnem a 1. listopadem 2016.

V průběhu let došlo k několika menším výpadkům měření v rádech dnů, například 29. listopadu až 6. prosince 2017 nebo 10. až 17. dubna 2018. V těchto případech chybí i data teplot a ze srážkoměrů, která zapisuje totožná záznamová jednotka. Je tedy možné předpokládat, že v těchto termínech došlo k výpadku napájení nebo chybě záznamového zařízení, nikoliv funkčnosti samotných HFP01. Kromě těchto výpadků jsou chybějící data spíše v řádu desítek minut. Delší výpadky čidel HFP01 jsou spíše výjimkou. Například

u chybějících dat dne 14. července 2021 mezi 16:30 a 23:30 lze příčinu vidět v bouřce se silnou srážkou, která na území nastala, a tedy v přepětí, které pravděpodobně způsobila.

Vyšší počet chybějících dat vykazuje měření v období od 19. června 2012 do 1. ledna 2015. V této časové řadě chybí u obou čidel 4,2 % dat. Celkové množství chybějících dat v období od 4. června 2015 do 1. listopadu 2021 představuje pouze 1,5 % pro čidlo s označením T1_5L (dále pouze T1) a 1,6 % pro čidlo T2_5P (dále pouze T2). Do těchto procentuálních hodnot není započítán tříměsíční kontinuální výpadek v období od 1. srpna do 1. listopadu 2016.

Data radiace

Měření radiačním čidlem probíhá vždy jen ve vegetační sezóně, tedy začíná nejdříve v březnu a končí nejpozději v listopadu, viz tab. 1. Začátek a konec měření je ovlivněn reinstalací čidla v jarním období a jeho deinstalací na meteorologické stanici před začátkem zimy.

Tabulka 1: Dostupná data radiačních měření přístrojem CNR 1

Rok	Začátek měření	Konec měření	Krok měření [min]
2015	31. 3.	29. 9.	5
2016	11. 4.	17. 10.	5
2017	25. 7.	26. 10.	5
2018	14. 6.	3. 11.	10
2019	24. 4.	5. 11.	10
2020	19. 4.	26. 10.	10
2021	15. 4.	25. 10.	10

V datovém souboru radiačních měření vykazovala občas čidla CM 3 mírně záporné hodnoty krátkovlnného záření, což jsou hodnoty pro tuto veličinu nereálné a zjevně chybné. Tato čtení byla nahrazena nulovými intenzitami krátkovlnného záření, aby nezakreslovala výsledky celkové radiační bilance a následně celé analýzy.

Data teploty půdy

Data teplot měřených teploměry Pt-100 korespondují s daty toků tepla do půdy. Hodnoty měření jsou zapisovány totožnou záznamovou jednotkou, a vykazují tak obdobné množství výpadků dat jako toky tepla do půdy. Data jsou měřena již dlouhodobě a pro zpracování v této práci bylo využito stejného rozsahu dat jako u toků tepla do půdy, tedy od 19. června 2012 do 1. listopadu 2021. V tomto časovém rozsahu došlo k již

zmiňovanému delšímu výpadku dat mezi 1. lednem a 4. červnem 2015 a také mezi 1. srpnem a 1. listopadem 2016. Vysoký objem chybějících dat je opět patrný u dat měřených v 15minutovém kroku. U přízemní teploty chybí dokonce 13,3 % datových záznamů, kdy nejvíce toto číslo ovlivnil výpadek mezi 12. květnem 2014 a 1. srpnem 2014. Vzhledem k tomu, že tento výpadek nastal pouze u tohoto konkrétního čidla, lze ho přisuzovat selhání samotného přízemního teploměru. Měření teploty 5 cm pod povrchem v datovém souboru chybí obdobně jako toky tepla do půdy v tomto období, a to 4,4 % času. Celkový poměr chybějících dat v období měření v 10minutovém kroku, tedy od 4. června 2015 do 1. listopadu 2021, je pro přízemní teplotu 1,6 % a pro teplotu 5 cm pod povrchem 1,5 % času měření. Do těchto čísel není opět započten tříměsíční kontinuální výpadek v období 1. srpna až 1. listopadu 2016.

Data povrchové teploty

Povrchové teploty měřené teploměrem s označením 107 jsou dostupné od počátku měření tímto čidlem 16. prosince 2019. V práci jsou využita data končící 1. listopadu 2021, tedy s koncem datové řady toku tepla do půdy. Teplota je měřena v 10minutovém kroku. V datové řadě nechybí žádná měření.

3.4 Radiační a energetická bilance zemského povrchu

Radiační bilance zemského povrchu bilancuje dopadající krátkovlnné a dlouhovlnné záření s odraženým krátkovlnným zářením a dlouhovlnným zářením vyzářeným povrchem (rovnice (4)), hlavním hybatelem je tedy Slunce a pohyby Země – rotace kolem vlastní osy a kolem Slunce. Výsledkem je čisté celkové záření, to následně vstupuje do energetické bilance zemského povrchu, ve které určuje množství energie, jež je na povrchu dostupné. Výsledek této bilance tedy přímo ovlivňuje klima, a v důsledku i život na Zemi. Vzhledem ke složkám radiační bilance je toto množství dostupné energie ovlivňováno přítomností oblačnosti a jiných atmosférických plynů a aerosolů a také odrazivostí zemského povrchu (Sokolik, 2008).

Energetická bilance zemského povrchu rozděluje čisté celkové záření mezi tři tepelné toky:

$$R_n - G = H + \lambda ET \quad (9)$$

kde

R_nčistá celková radiace [W m^{-2}]

G tok tepla do půdy [W m^{-2}]

H tok zjevného tepla [W m^{-2}]

λET tok latentního tepla [W m^{-2}]

Pravá strana rovnice reprezentuje dostupné teplo, zatímco veličiny na levé straně jsou označovány jako turbulentní toky (Sauer et al., 2005). Tok latentního tepla je reprezentován evapotranspirací, tedy teplem potřebným pro výpar z půdy a výpar z vegetace. Energetická bilance zemského povrchu bývá vyčíslována právě pro získání tohoto členu rovnice, jehož měření je obtížné. Tok zjevného tepla je získáván měřením teplot v několika úrovních nad povrchem. (Allen et al., 1998)

3.5 Tok tepla do půdy

Tok tepla do půdy je jednou z veličin vystupujících v energetické bilanci zemského povrchu. Nabývá kladných hodnot, když dochází k ohřívání půdy, a záporných při jejím ochlazení. V denním kroku je často tok tepla do půdy zanedbáván s předpokladem, že většina přes den přijatého tepla je v noci půdou opět vyzářena zpět do atmosféry. Při hodinových či kratších časových krocích ale může hodnota toku tepla do půdy dosahovat až 50 % R_n (Zawilski, 2022; Roxy et al., 2014) a být význačnou složkou bilance, jejíž zanedbání by vedlo k velkým chybám.

Měření toku tepla do půdy je možné několika způsoby, ve všech případech se ale jedná o nepřímá měření: takzvané *flux plates* pracují na principu termočlánků generujících napětí podle rozdílu teplot na horním a spodním povrchu destičky (metoda užitá v této práci), kalorimetrická metoda zjišťuje časovou změnu teploty, metoda teplotního gradientu, či jejich kombinace (Sauer et al., 2005; Zawilski, 2022).

Tok tepla do půdy je velmi variabilní a mění se v čase i prostoru mnohem více než ostatní složky energetické bilance zemského povrchu. Zatímco tok zjevného a latentního tepla dokáže reprezentovat plochu o stech m^2 a radiace o desítkách m^2 , tok tepla do půdy je proměnlivý již v rádech desetin m^2 (Sauer et al., 2005).

Měření toku tepla do půdy pomocí *flux plates* není možné provádět přímo na povrchu – docházelo by například k narušení proudění vody. Příslušná čidla je třeba zavést do půdy, což vede ke zkreslení měření, a je zapotřebí zavádět přepočty na povrch pomocí zásoby tepla v půdě nad čidlem S [W m^{-2}] (Hukseflux Thermal Sensors, 2006), tedy za pomoci kalorimetrické metody.

$$S = (T_1 - T_2) \cdot \frac{c_v \cdot d}{t_1 - t_2} \quad (10)$$

kde

$T_1 - T_2$ změna teploty v půdě nad čidlem [K],

c_v objemová tepelná kapacita půdy [$\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$],

d hloubka instalace [m],

$t_1 - t_2$ délka intervalu [s].

Pro hodnotu toku tepla do půdy na povrchu platí:

$$G_{povrch} = G_{měřené} + S, \quad (11)$$

kde

G_{povrch} hodnota toku tepla do půdy na povrchu [W m^{-2}],

$G_{měřené}$ hodnota toku tepla do půdy měřená čidlem [W m^{-2}],

S zásoba tepla v půdě nad čidlem [W m^{-2}].

Při porovnávání hodnot měřených toků tepla do půdy s metodami jejich odhadu byl zaveden tento přepočít na povrch. Hodnota d byla uvažována 0,05 m, tedy jako hloubka, do které byla čidla nainstalována. Teplota půdy nad čidlem byla uvažována rovna teplotě v -5 cm. Při pokusu o průměrování teplot přízemní teploty a teploty v-5 cm byly výsledky značně nepřesné vzhledem k obrovské variabilitě přízemní teploty nereprezentující teplotní poměry svrchní vrstvy půdy. Objemová tepelná kapacita půdy byla změřena na meteorologické stanici 17. října 2016 pracovníky Katedry hydrauliky a hydrologie FSv ČVUT v Praze. Průměrná hodnota objemové tepelné kapacity ze sedmi provedených měření byla $1,919 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ a v práci je uvažována konstantní pro vrstvu půdy 0–5 cm.

3.5.1 Integrace toků tepla do půdy

Z teoretického hlediska se půda dlouhodobě neohřívá ani neochlazuje. Integrace naměřených dat za jeden rok by se tedy měla (po odečtení geotermálního toku) rovnat, či blížit nule. Touto kumulací toku tepla do půdy tak lze snadno a rychle ověřit správnost měření. (Zawilski, 2022)

V předkládané práci byla provedena roční kumulace dat pro roky, ve kterých se nenachází výpadky v datech, jež by po jejich lineárním vyplnění natolik zkreslovaly výsledky, že by nebyly vypovídající. V této analýze byly tedy vynechány roky 2012, 2015 a 2016. Největší interval s chybějícími daty ve zbývajících letech byl vyplněn

v hydrologickém roce 2013 mezi 5. a 14. prosincem 2012. V předcházejících a následujících dnech, nebyl tok tepla do půdy během dne variabilní, tudíž se lineárním vyplněním mezer dá předpokládat pouze malá chyba (obr. 37 v přílohách). Ostatní doplněná data byla spíše v řádech hodin či dnů, a i v případě, že měření byla kolem mezer v průběhu přecházejících a následujících dní variabilní, lineární vyplnění dat nevytváří v dlouhodobém měřítku (v tomto případě jeden rok) významnou chybu. Data byla integrována v hodinových krocích, tedy hodinovými průměry naměřených dat, pro eliminaci chybějících dat v řádech minut.

Byl uvažován geotermální tok o velikosti -60 mW m^{-2} (Davies, 2013), který byl od naměřených dat odečítán.

V denním kroku bývá v určitých aplikacích tok tepla do půdy uvažován nulový (Allen et al., 1998). Předpokládá se, že přes den získané teplo je v noci půdou vyzářeno zpět do atmosféry. V této práci byla provedena denní kumulace hodinových průměrů toku tepla do půdy pro vyhodnocení tohoto předpokladu.

3.5.2 Metody odhadu toku tepla do půdy

Při sestavování energetické bilance zemského povrchu často měření toku tepla do půdy chybí a jeho hodnota je odhadována pomocí metod založených na hodnotách čisté radiace nebo měřených teplot v půdě a na jejím povrchu.

Odhad G pomocí radiace

Organizace pro výživu a zemědělství Spojených národů (FAO) ve svém dokumentu pojednávajícím o evapotranspiraci zemědělských plodin – Crop Evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements) – navrhuje několik metod odhadu toku tepla do půdy pro různě dlouhé časové kroky. Pro hodinové a kratší kroky FAO navrhuje metodu výpočtu, ve které vystupuje čistá radiace a výpočet se liší pro dobu denního světla a pro noc.

Ve dne je tok tepla do půdy aproximován:

$$G_{hr} = 0,1 R_n. \quad (12)$$

V noci platí:

$$G_{hr} = 0,5 R_n, \quad (13)$$

kde

G_{hr} tok tepla do půdy v hodinovém kroku [W m^{-2}],

R_n čistá celková radiace v hodinovém kroku [W m^{-2}].

(Allen et al., 1998)

V této práci je předěl mezi dnem a nocí uvažován podle hodnoty čisté radiace. Pokud byla průměrná hodinová čistá radiace nezáporná, tedy větší či rovna nule, je užitá rovnice pro den (12); při záporné hodnotě je užitá rovnice pro noc (13). Hodnota hodinové čisté radiace je získána zprůměrováním příslušných dat za danou hodinu. Odhadovaná hodnota toku tepla do půdy je porovnávána s hodinovým průměrem měření obou čidel HFP01 a stejnou hodnotou přepočítanou pomocí zásoby tepla S na povrch.

Odhad G z měřených teplot

Metoda teplotního gradientu využívá pro stanovení toku tepla do půdy Fourierova zákona ve tvaru:

$$G = -\lambda \cdot \frac{dT}{dz} \quad (14)$$

kde

G tok tepla do půdy [W m^{-2}],

λ tepelná vodivost půdy [$\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$],

dT/dz rozdíl teplot po výšce půdní vrstvy [K m^{-1}].

(Horton et al., 1983; Colaizzi et al., 2016; Roxy et al., 2014)

Hodnota tepelné vodivosti je závislá na půdní vlhkosti, v práci byla ale uvažována konstantní hodnota $0,667 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$. Tato hodnota byla stanovena z měření na meteorologické stanici Na Lizu, které provedli 17. října 2016 pracovníci Katedry hydrauliky a hydrologie FSv ČVUT v Praze, a podle článku Votrubové et al. (2012), kteří se v práci zabývali parametrizací tepelné vodivosti právě na meteorologické stanici Na Lizu. Z tohoto článku byly převzaty hodnoty tepelné vodivosti pro svrchní vrstvu půdy (0–10 cm) pro nasycenou půdu λ_{sat} , suchou půdu λ_{dry} a půdu s reziduální vlhkostí λ_r , které byly spočtené lineární metodou v práci označovanou jako LWS.

Hodnota tepelné vodivosti tedy byla stanovena jako průměr naměřených hodnot nacházejících se v mezích λ_{sat} ($0,803 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$) a λ_r ($0,582 \text{ W m}^{-1} \text{K}^{-1}$).

Pro výpočet teplotního gradientu byla použita data teplot v 5 cm pod povrchem, data přízemní teploty a v letech jejich dostupnosti i data povrchové teploty pro porovnání

s přízemní teplotou. Tloušťka vrstvy byla uvažována 5 cm. Výpočet toku tepla do půdy byl prováděn v hodinovém kroku, měřená data toku tepla a vypočtená zásoba tepla byly průměrovány v hodinových krocích.

4 Výsledky a diskuze

4.1 Analýza dat

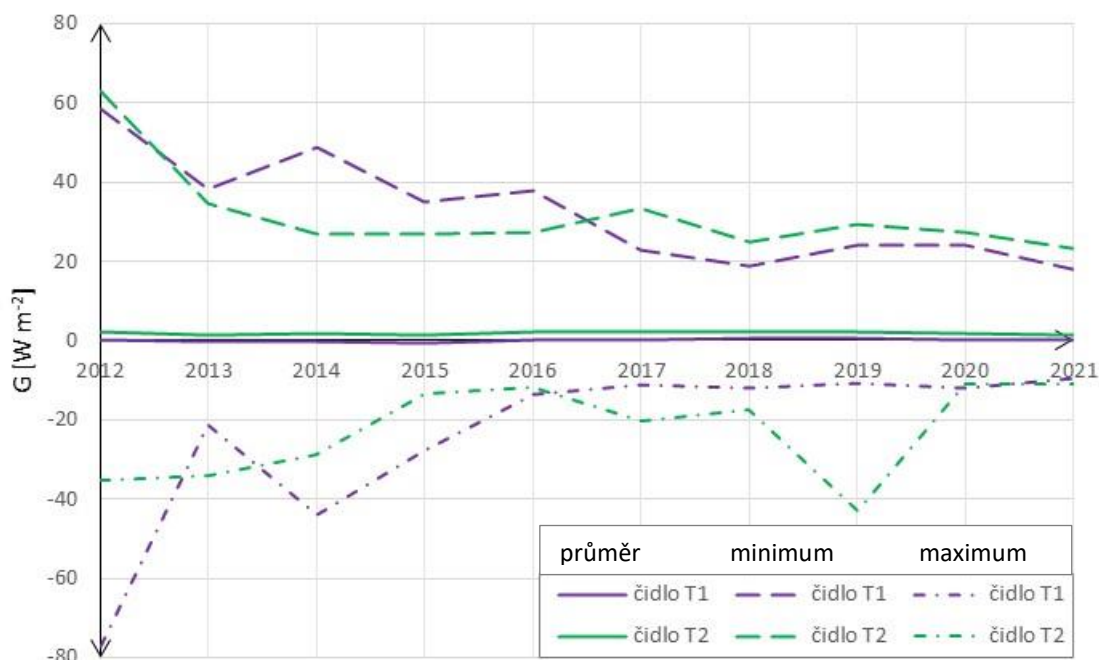
4.1.1 Základní statistická analýza

Nejprve byla provedena statistická analýza dat toku tepla do půdy, při které byly pro každý hydrologický rok vypočteny průměry, minima, maxima, variační rozpětí a směrodatné odchylky obou čidel (tab. 2). Z dat je patrné, že roční průměry čidla T2 jsou stabilně vyšší než průměry čidla T1, a to přibližně o $1,7 \text{ W m}^{-2}$. U čidla T1 se dlouhodobý průměr blíží 0, konkrétně je průměrná hodnota $0,16 \text{ W m}^{-2}$. U čidla T2 je pak tato hodnota rovna $1,84 \text{ W m}^{-2}$. Teoreticky by roční průměr měl být roven geotermálnímu toku tepla, který z půdy odchází, průměrná hodnota toku tepla do půdy na území České republiky by tedy měla být rovna přibližně -60 mW m^{-2} (Davies, 2013). Kladné číslo znamená, že se půda v čase ohřívá a že teplo, které z radiace přijala, nevyzáří celé zpět do atmosféry. Tuto nesrovnalost lze také omluvit nepřesností čidel. Výrobce doporučovaná kalibrace každé dva roky není na meteorologické stanici dodržena, a tak je spolehlivost dat nižší, než kdyby k pravidelné kalibraci docházelo.

Z obr. 8 je v roce instalace zřejmé vysoké variační rozpětí, které se v dalších letech snížilo. Tento jev je možno přisoudit vlivu zavedení čidla do půdy, které narušilo její strukturu v okolí instalovaného čidla. V průběhu času se půda kolem čidla konsolidovala a variační rozpětí se snížilo. Již v druhém roce po zavedení HFP01 lze pozorovat pokles variačního rozpětí u čidla T1 o více než polovinu, u čidla T2 pak asi o třetinu.

Tabulka 2: Roční statistické charakteristiky čidel HFPO1, hodnoty ve $W m^{-2}$; ^a od 19. 6. 2012, ^b výpadek mezi 1. 1. a 4. 6. 2015, ^c výpadek mezi 1. 8. a 1. 11. 2016

Rok	Průměr		Minimum		Maximum		Variační rozpětí		Směrodatná odchylka	
	T1	T2	T1	T2	T1	T2	T1	T2	T1	T2
2012 ^a	0,0	2,2	-77,2	-35,4	58,4	62,8	135,6	98,2	10,8	11,5
2013	-0,3	1,3	-21,2	-34,1	38,4	34,5	59,6	68,6	6,5	5,7
2014	-0,1	1,6	-44,1	-29,0	48,8	27,0	92,9	56,0	8,4	5,4
2015 ^b	-0,6	1,3	-28,0	-13,5	34,9	26,9	62,9	40,4	7,9	6,0
2016 ^c	0,3	2,0	-13,8	-12,0	37,7	27,4	51,5	39,4	6,9	5,3
2017	0,1	2,3	-11,4	-20,2	23,0	33,3	34,4	53,5	5,2	7,0
2018	0,4	2,1	-11,9	-17,5	18,6	25,0	30,5	42,5	4,8	6,1
2019	0,5	2,3	-10,6	-42,9	23,9	29,3	34,5	72,2	5,3	6,3
2020	0,3	1,8	-12,2	-11,1	24,2	27,4	36,4	38,5	4,8	5,4
2021	0,2	1,4	-9,4	-10,8	17,9	23,4	27,3	34,2	4,4	5,5

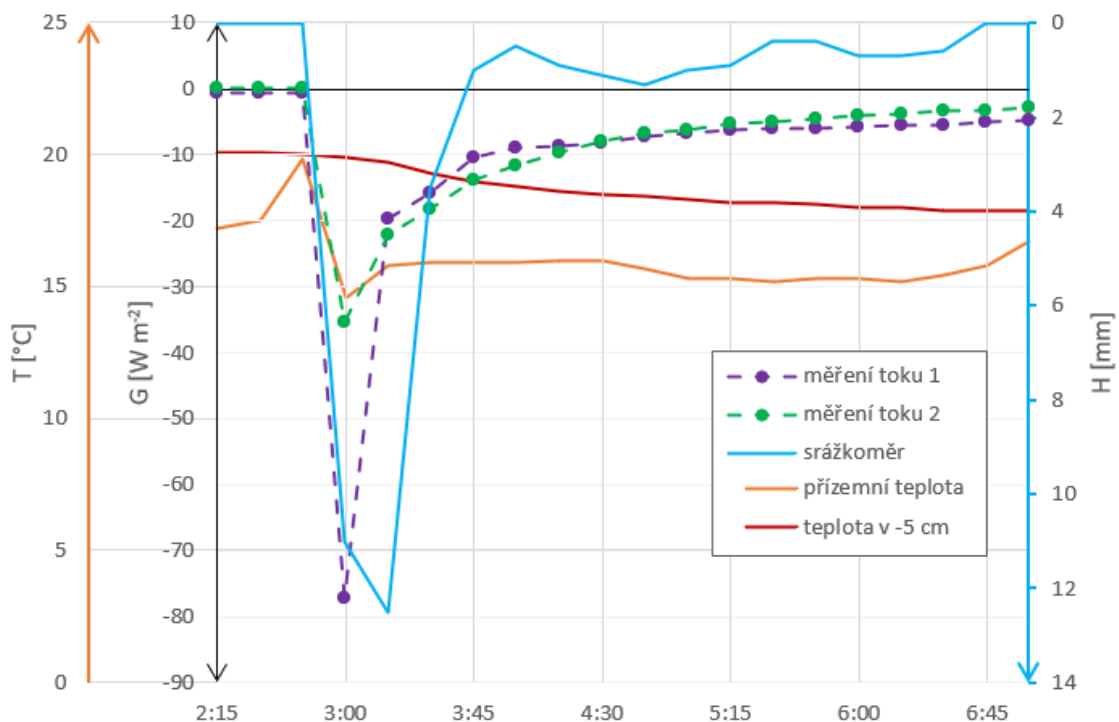


Obrázek 8: Vývoj vybraných statistických charakteristik čidel toku tepla do půdy v letech měření

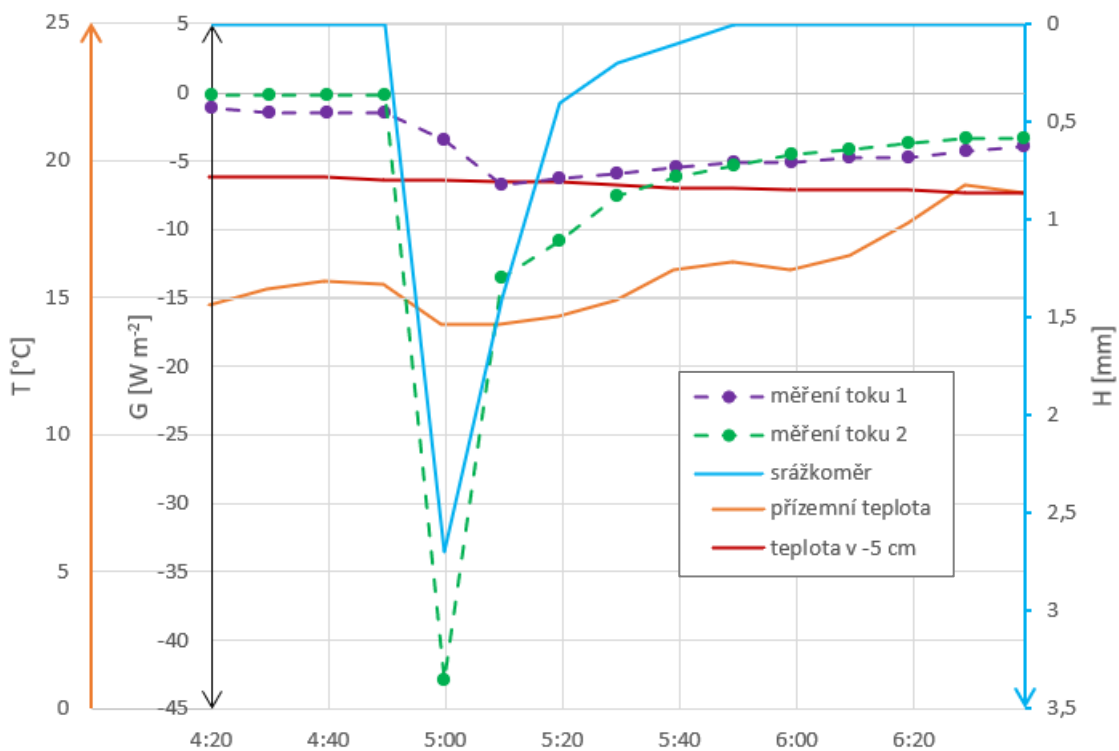
Minimální hodnoty toků tepla do půdy lze pozorovat hlavně v letních měsících. V polovině všech případů se vyskytly v srpnu, přičemž minima u obou čidel nastala ve stejném časovém intervalu pouze první 3 roky měření. Nápadně nízké hodnoty ročních minim v roce 2012, 2014 a 2019 (viz obr. 8) jsou způsobeny náhlou změnou toků

tepla do půdy vyvolanou dešťovou srážkou v letních měsících. Minimum v roce 2012 nastalo 21. srpna v 3:00, kdy za prvních 15 minut letní bouřky napršelo 11 mm vody (obr. 9). Hodnoty toků tepla do půdy okamžitě zareagovaly na srážku a obě čidla naměřila minimální hodnoty pro tento rok. Současně s nimi klesla i teplota půdy v hloubce umístění čidel, tedy 5 cm pod povrchem – v průběhu srážky celkem o 2,1 °C. Výraznější ochlazení je možné pozorovat v měření teploty vzduchu přízemním teploměrem; bezprostředně před srážkou se oteplilo o 2,3 °C na 19,8 °C a v prvních 15 minutách po začátku bouřky teplota klesla na 14,6 °C. V průběhu srážky se přízemní teplota ustálila přibližně na 15,6 °C. I přes nárůst intenzity srážky v následujících 15 minutách se již hodnoty toku tepla dále nezvyšovaly. Kontrast mezi teplotou srážkové vody a půdy již nebyl tak velký. Zmiňované minimální hodnoty toku tepla do půdy jsou tak pravděpodobně způsobeny konvekcí tepla s infiltrující srážkovou vodou k hornímu povrchu čidla na rozdíl od běžného stavu, kdy probíhá přenos tepla výhradně kondukcí.

V roce 2019 došlo k minimu 2. července v 5:00 (obr. 10). Dešťová srážka byla o poznání mírnější; za prvních 15 minut, během kterých čidlo T2 zareagovalo naměřením minima $-42,9 \text{ W m}^{-2}$ napršelo 2,7 mm z celkového srážkového úhrnu 4,8 mm. V případě roku 2012 obě čidla reagovala obdobně, tj. prudce zareagovala na srážku naměřením velmi nízké hodnoty, následně se hodnoty začaly opět zvyšovat. 2. července 2019 mělo obdobný průběh naměřených hodnot pouze čidlo T2. Čidlu T1 se hodnota toku tepla do půdy snižuje prvních 30 minut srážky, a to v porovnání s T2 pouze velmi mírně (změna $42,7 \text{ W m}^{-2}$ v prvních 15 minutách oproti $5,2 \text{ W m}^{-2}$ za 30 minut) viz obr. 10. V roce 2012 nebyla půda kolem čidel pravděpodobně ještě dobře konsolidována a voda mohla rychleji proniknout k čidlům, zatímco v roce 2019 již byla konsolidace dokončena, a čidla reagují rozdílně podle vlastností půdy, která je obklopuje. Rychlá reakce čidla T2 naznačuje, že by půda v jeho okolí mohla obsahovat více preferenčních cest než půda v okolí čidla T1. Konvekce tepla proudící vodou v půdě tak má větší dopad na měření čidlem T2.

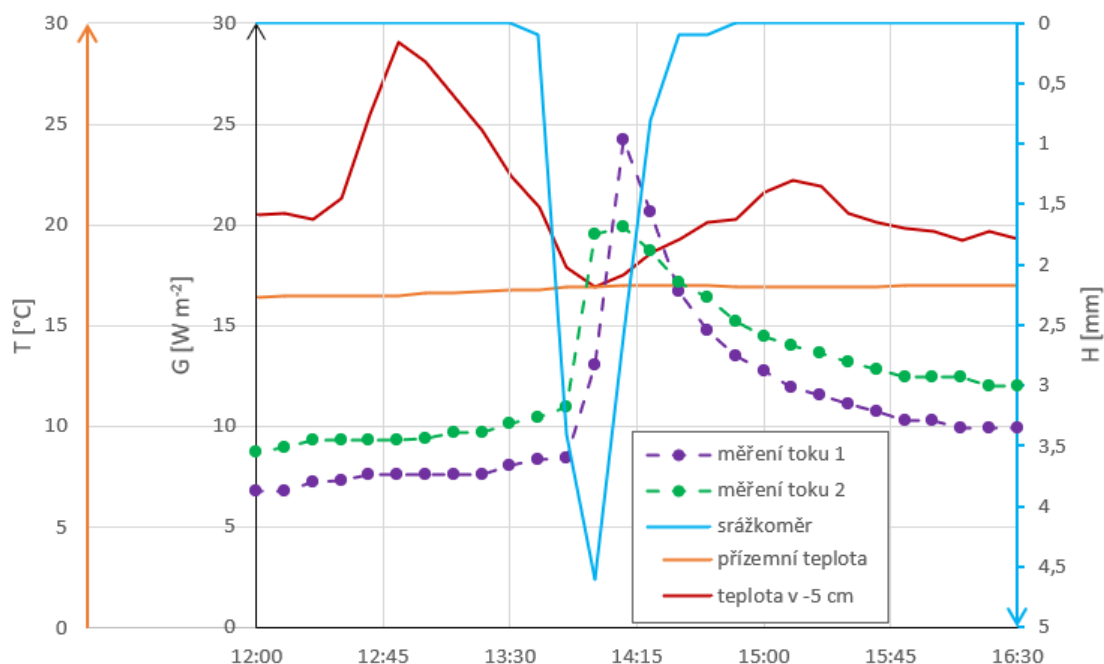


Obrázek 9: Srážková epizoda ze dne 21. srpna 2012, která způsobila roční minimum toku tepla do půdy



Obrázek 10: Srážková epizoda ze dne 2. července 2019, která způsobila roční minimum toku tepla do půdy měřené čidlem T2

Roční maximální hodnoty tepelného toku do půdy se vyskytly v měsících květnu, červnu a červenci s jedinou výjimkou v měsíci dubnu. Provedená lineární regrese ročních maxim ukázala, že roční maxima čidla T1 mají s lety klesající tendenci s koeficientem determinace 0,78. U čidla T2 lze také pozorovat mírně klesající trend ročních maxim, v tomto případě není lineární závislost tak silná (koeficient determinace pouze 0,4). Porušení půdy kolem čidla při jeho instalaci je patrně také hlavní příčinou klesajícího trendu ročních maxim toků tepla do půdy. V některých případech (2016, 2020, 2021) nastala maxima toku tepla do půdy v přímé reakci na dešťovou srážku. Na obr. 11 je vidět pokles přízemní teploty před srážkou a následný nárůst toku tepla do půdy po nástupu srážky. Z nárůstu toku tepla do půdy lze usuzovat, že srážka měla na svém začátku vyšší teplotu než půda v okolí čidel. Stejně jako u uváděných příkladů ročních minim výše, i zde je pravděpodobně příčinou extrému konvekce tepla srážkovou vodou k hornímu povrchu čidla. Teplota srážky ale nejspíše nebyla příliš kontrastní od teploty půdy, a tak je možné na teplotě v -5 cm pozorovat jen nepatrnou změnu oteplením o 0,1 °C přibližně v polovině času trvání srážky a opětovné ochlazení o 0,1 °C po jejím konci.



Obrázek 11: Roční maximum roku 2020 způsobeno srážkou

4.1.2 Porovnání dvou čidel

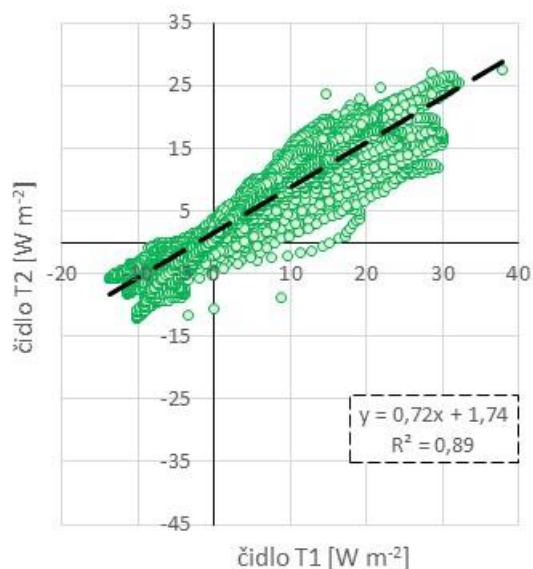
Z důvodu posouzení konzistence měření toku tepla do půdy byla provedena korelační analýza obou čidel. Mezi čidly je dle očekávání významná lineární závislost (obr. 12 a 13). Roční hodnoty korelačního koeficientu se pohybují mezi 0,94 a 0,99 s průměrnou hodnotou 0,97. Korelační koeficient celého souboru dat má hodnotu 0,94.

Z obr. 14, který zobrazuje průběh denních průměrů toku tepla do půdy v hydrologickém roce 2014, je patrné, že denní průměry naměřených hodnot obou čidel mají tendenci se více lišit, jsou-li záporné, konkrétně v období, kdy jsou čidla pod sněhem. Z tohoto důvodu byla provedena korelační analýza zvlášť pro kladné hodnoty toku tepla do půdy a zvlášť pro záporné. Pro zjištění korelace mezi kladnými toky byla použita podmínka, že hodnota měření čidlem T1 je větší či rovna nule. Pro analýzu korelace záporných toků byly použity dvojice měření, kde hodnota naměřená čidlem T1 je menší než nula. Tato analýza potvrdila výše zmíněnou domněnku, že kladné toky spolu korelují silněji než záporné. Korelační koeficient kladných toků tepla do půdy převyšuje korelační koeficient záporných toků průměrně o 0,06. Průměrný roční korelační koeficient kladných hodnot je 0,95 a záporných 0,89. Skutečnost, že kladné hodnoty toku tepla do půdy spolu korelují více než záporné, může být též ovlivněna množstvím kladných a záporných dat. V průměru je, při použití výše uvedené podmínky, v hydrologickém roce 64 % naměřených dat záporných a pouze 36 % kladných. To znamená, že bezmála dvě třetiny roku míří tok na zkoumané lokalitě směrem do půdy.

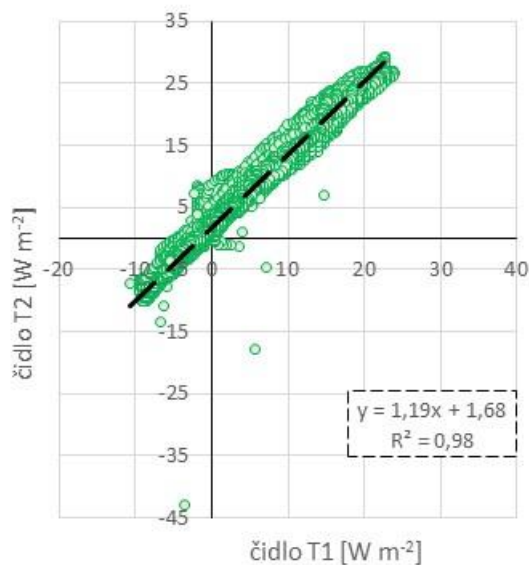
Mezi obr. 12 a 13 lze pozorovat poměrně významnou změnu sklonu regresní přímky. Vývoj tohoto ukazatele lze pozorovat v tab. 3. Do roku 2016 (vyjímaje rok instalace 2012) se hodnota sklonu pohybuje kolem hodnoty 0,73, od roku 2017 je pak toto číslo stabilně nad 1 a pohybuje se kolem 1,21. Tato nápadná změna, která nastala po výpadku dat mezi 1. srpnem a 1. listopadem 2016, může být způsobena rozdílným vývojem vegetace nad čidly.

Tabulka 3: Vývoj sklonu regresní přímky lineární regrese čidel toku tepla do půdy; ^a od 19. 6. 2012, ^b výpadek mezi 1. 1. a 4. 6. 2015, ^c výpadek mezi 1. 8. a 1. 11. 2016

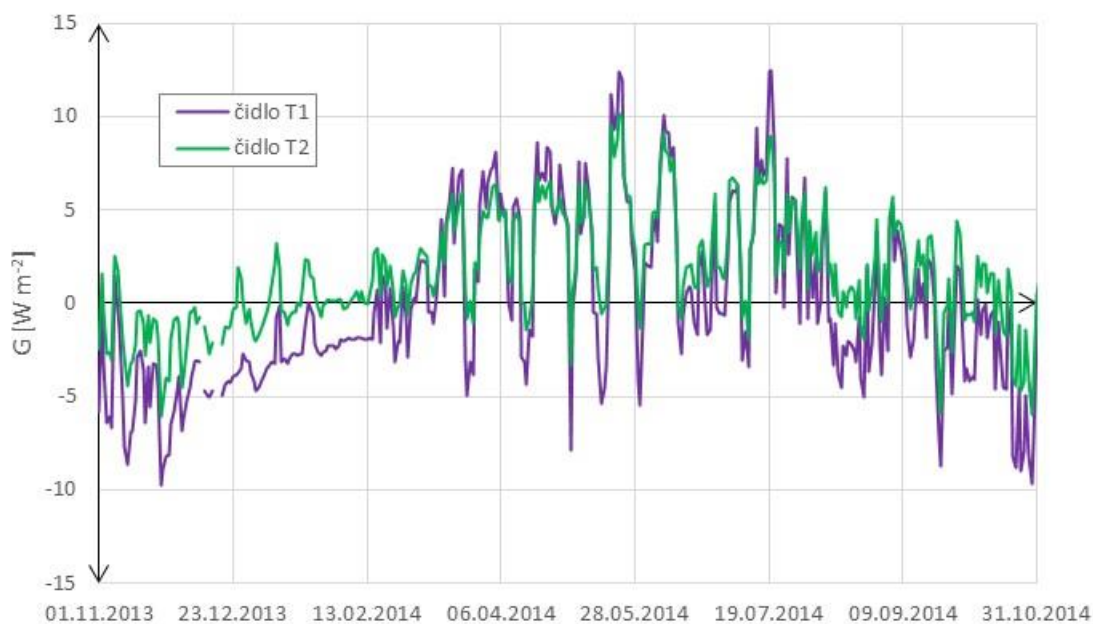
Hydrologický rok	2012 ^a	2013	2014	2015 ^b	2016 ^c	2017	2018	2019	2020	2021
Sklon regresní přímky	1,05	0,83	0,63	0,74	0,72	1,31	1,25	1,19	1,09	1,19



Obrázek 12: Lineární regrese čidel HFP01 v roce s nejméně příznivým korelačním koeficientem (2016), desetiminutová data



Obrázek 13: Lineární regrese čidel HFP01 v roce s nejpříznivějším korelačním koeficientem (2019), desetiminutová data

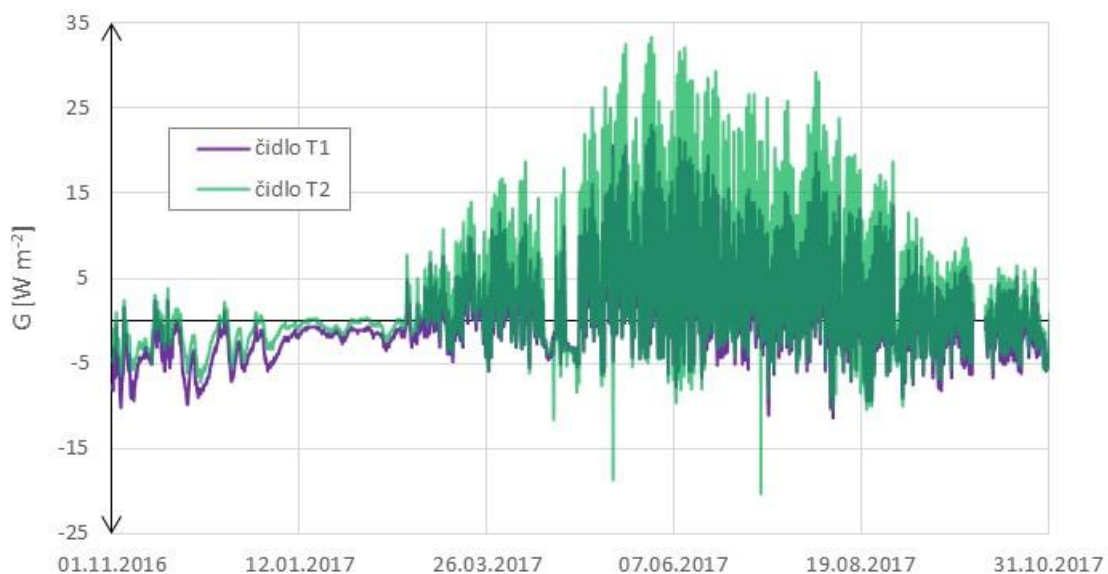


Obrázek 14: Denní průměry toků tepla do půdy v hydrologickém roce 2014

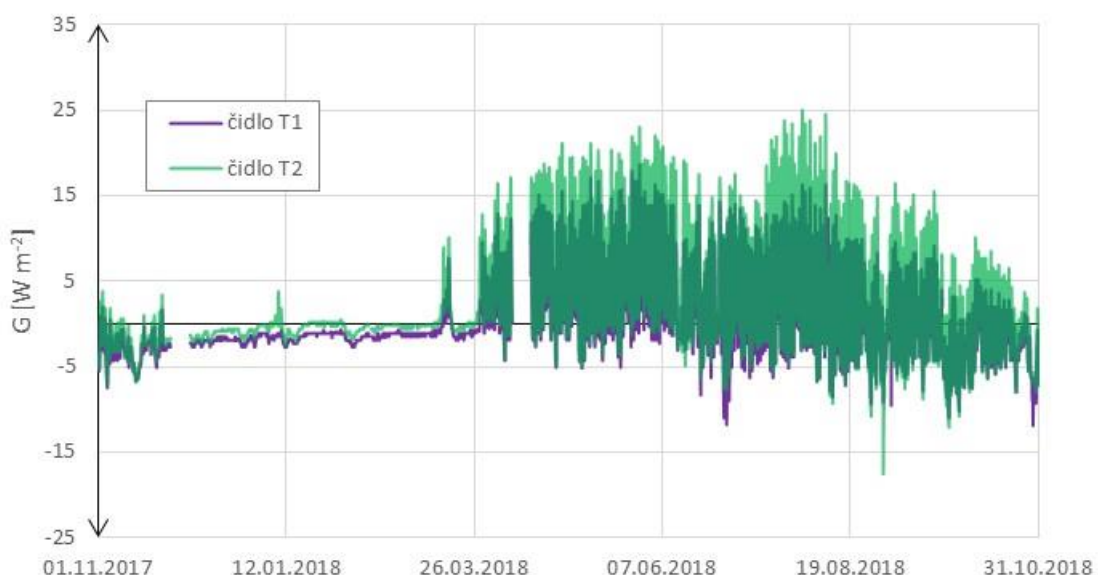
4.1.3 Sněhová pokrývka na povrchu půdy

Na obr. 15 a 16, zobrazujících hydrologický rok 2017 a 2018, je dobře patrné období, kdy bylo okolí meteorologické stanice pokryto sněhem. Přítomnost sněhové pokrývky byla odvozena z dat přízemního teploměru a váhového srážkoměru. Na obr. 15 a 16 se jedná o období silného útlumu denní variability toků tepla do půdy, kdy hodnoty toků jsou záporné (případně mírně nad nulou u čidla T2), ale blízké 0. Průměrná hodnota toků

měřená čidlem T1 je v tomto období $-1,5 \text{ W m}^{-2}$, pro čidlo T2 je to $-0,5 \text{ W m}^{-2}$. Uvedené průměry platí pro oba zobrazené roky, tj. 2017 a 2018. V ostatních letech, ve kterých je patrná dlouhodobá přítomnost sněhové pokrývky, se průměrná hodnota toku tepla do půdy za toto období pohybuje mezi $-2,8$ a $-0,9 \text{ W m}^{-2}$ pro čidlo T1 a $-0,2$ a $0,4 \text{ W m}^{-2}$ pro čidlo T2. Mírně záporné hodnoty toku tepla do půdy znamenají, že půda dodává sněhové pokrývce teplo. Částečně se na této hodnotě podílí tok geotermálního tepla, který se pro oblast střední Evropy udává -60 mW m^{-2} (Davies, 2013).



Obrázek 15: Průběh toku tepla do půdy v hydrologickém roce 2017 (desetiminutová data)

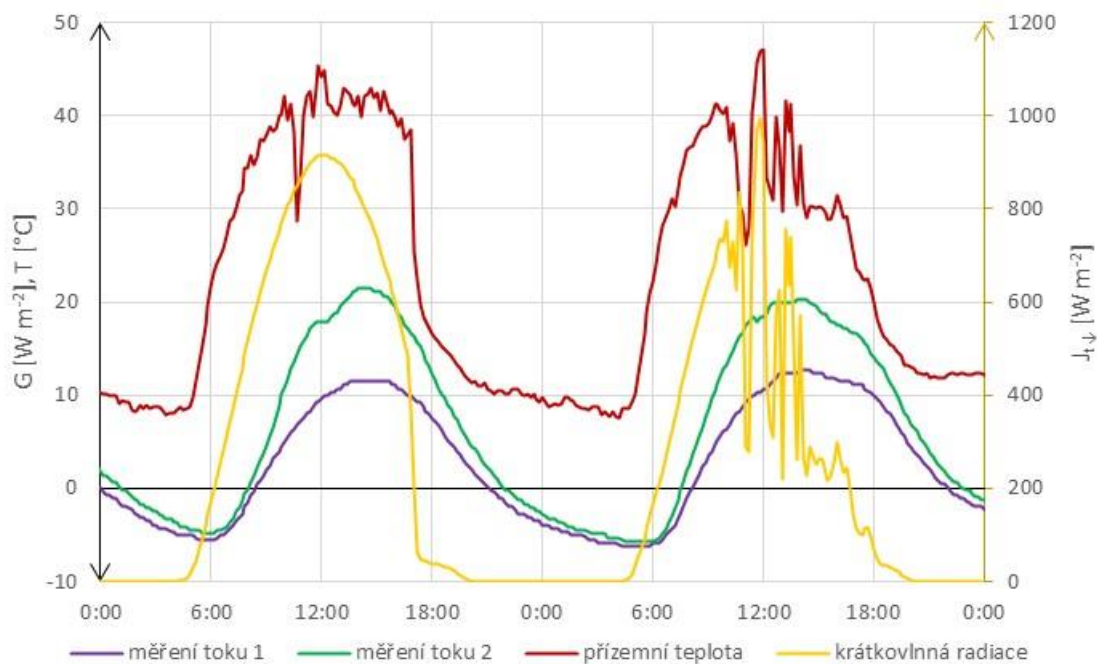


Obrázek 16: Průběh toku tepla do půdy v hydrologickém roce 2018 (desetiminutová data)

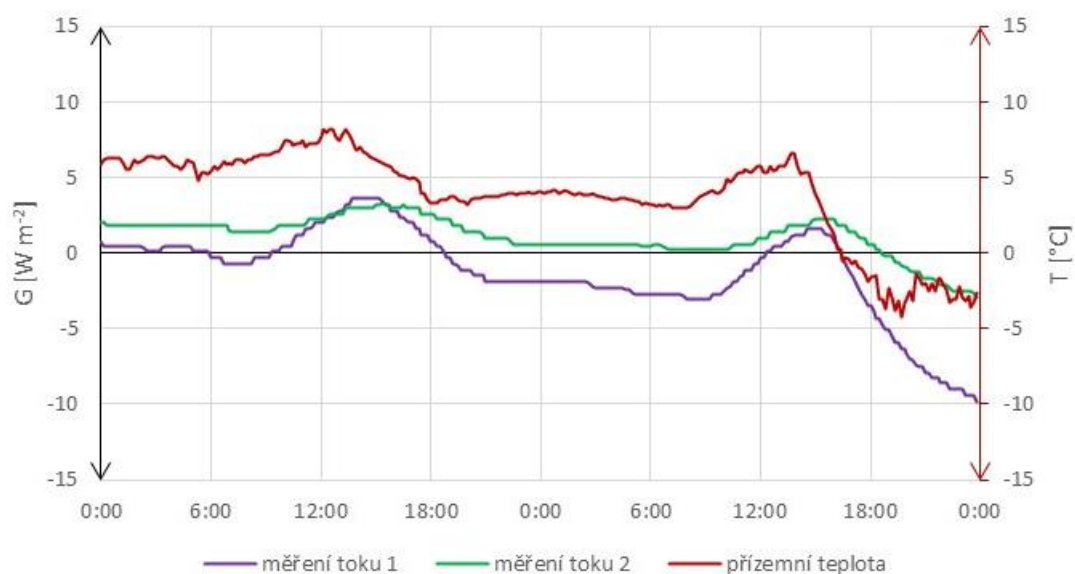
4.1.4 Typický průběh toků tepla do půdy

Průběh toků tepla do půdy v jasný a polojasný letní den je na obr. 17 zobrazujícím dny 19. a 20. července 2018. První zobrazený den byl velmi jasný a v nejbližší meteostanici ČHMÚ v Churáňově (4,9 km od stanice Na Lizu, 1117 m n. m.) naměřili 14,8 hodin slunečního svitu. Druhý den byl polojasný s 9,6 hodinami slunečního svitu tamtéž (InMeteo, © 2023). Průběhy toku tepla jsou v tyto dny poměrně pravidelnými sinusoidami stoupajícími s ranním nárůstem teploty, maximem cca v 14:30 a opět klesající s přicházejícím večerem. Na obr. 17 je možné pozorovat, že kolísání přízemní teploty vlivem zastínění teploměru okolními objekty a oblačnosti, kterou lze sledovat na výkyvech radiace v druhém zobrazeném dni, zřetelně neovlivňuje průběh toků tepla do půdy. Zřejmý je také posun vrcholů krátkovlnné radiace a přízemní teploty vůči měřeným tokům tepla. Tento jev je důsledkem přeměny UV záření na tepelné s ohledem na rozdílnost tepelné kapacity vzduchu a půdy. Zatímco u přízemní teploty není posun vrcholů zjevný (bylo by třeba dat s kratšími intervaly zápisu než desetiminutovými), vrcholy toků tepla do půdy za těmi radiačními zaostávají přibližně o 2 hodiny. Podstatnou roli hraje také umístění čidel toků tepla do půdy v 5centimetrové hloubce pod povrchem; při jejich umístění blíže k povrchu by odlišnost času denního vrcholu byla nepochybně nižší.

Příklad chladných dnů s velkou oblačností bez srážek či sněhové pokrývky je na obr. 18. Zobrazeny jsou dny 2. a 3. prosince 2015, kdy první z těchto dní v meteostanici v Churáňově nenaměřili žádnou hodinu slunečního svitu a druhý pouze 0,1 hodin (InMeteo, © 2023). Vliv sluneční radiace na tok tepla do půdy je tedy velmi malý a v průběhu těchto dní toky tepla do půdy příliš nekolísají. K večeru 3. prosince lze pozorovat pokles teploty i toků tepla, který lze přisuzovat vyjasnění oblohy po západu slunce, a tedy umožnění úniku dlouhovlnné radiace vyzářené povrchem z atmosféry.



Obrázek 17: Průběh toků tepla do půdy 19. a 20. července 2018 (desetiminutová data)



Obrázek 18: Průběh toků tepla do půdy 2. a 3. prosince 2015 (desetiminutová data)

4.1.5 Integrace okamžitých toků

Roční integrace

Integrace toků tepla do půdy byla provedena za účelem ověření platnosti dat a porovnání čidel. Geotermální tok, který by po odečtení od výsledné kumulace ročních intenzit měl hodnotu dostat na nulu, za rok dosahuje hodnoty $-1,89 \text{ MJ m}^{-2}$.

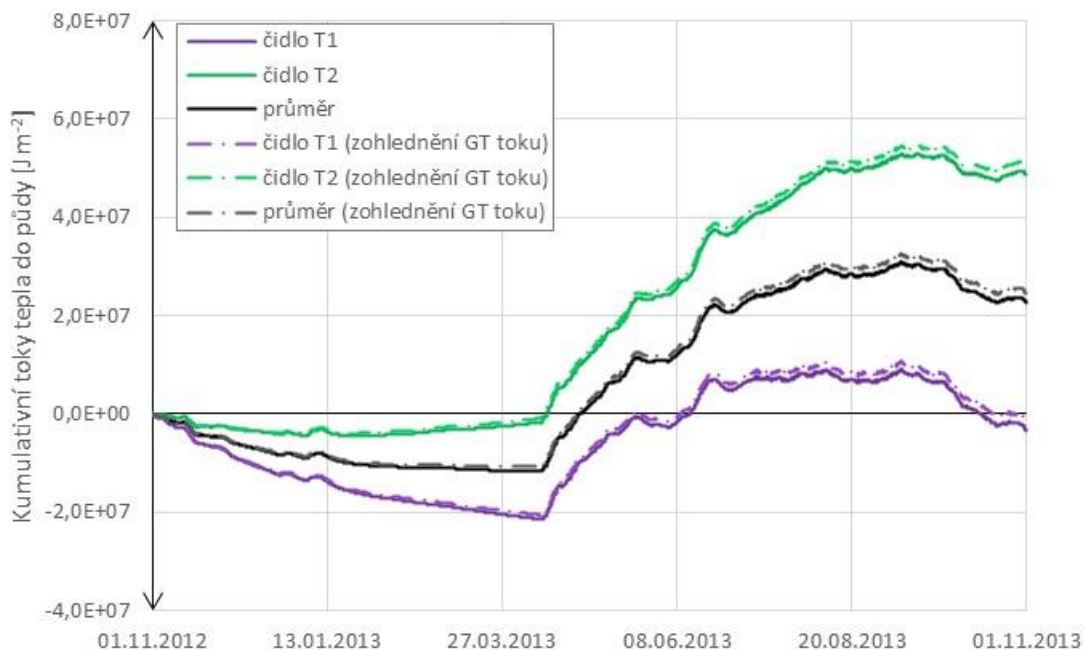
Z hodnot kumulativních toků tepla do půdy v tab. 4 je patrné, že čidlo T1 vykazuje znatelně lepší výsledky kontroly spolehlivosti měření pomocí roční kumulace, její

hodnoty se pohybují v jednotkách a nižších desítkách MJ m^{-2} s průměrnou hodnotou $6,9 \text{ MJ m}^{-2}$ ($8,8 \text{ MJ m}^{-2}$ při zohlednění geotermálního toku), což odpovídá průměrně 11,5 % (10,9 %) kumulativní hodnoty kladných toků tepla do půdy. Ani po opravě dat tohoto čidla pomocí odečtu geotermálního toku nedosáhnou naměřená data po roce opět očekávanou nulovou či nule blízkou hodnotu. Nejblíže se k této hranici přiblížilo po opravě geotermálním tokem čidlo T1 v roce 2013 s $-1,57 \text{ MJ m}^{-2}$ (obr. 19). Pouze v roce 2013 a 2014 vyšla hodnota roční kumulace u čidla T1 záporná, oprava zavedením hodnoty geotermálního toku byla tedy ku prospěchu a výslednou hodnotu kumulace přiblížila nule. V ostatních letech byla roční kumulativní intenzita stabilně nad nulou a odečtení geotermálního toku, který má zápornou hodnotu, vedlo k dalšímu oddálení od očekávané nule blízké hodnoty.

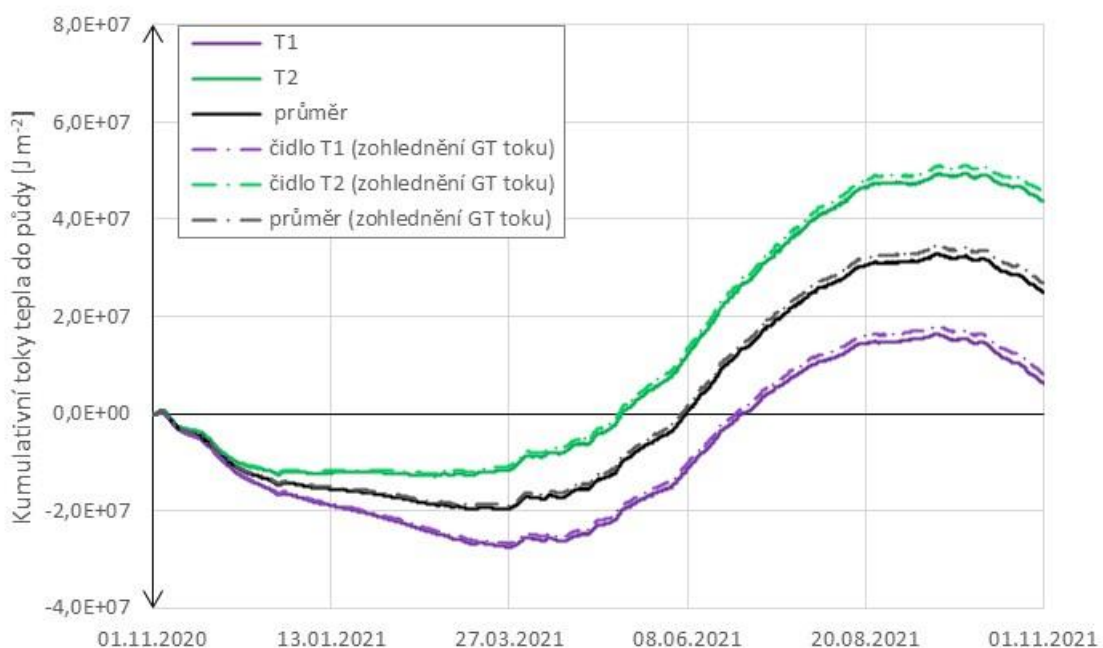
U čidla T2 jsou odchylky větší a jsou vždy kladné, což znamená, že odečtením geotermálního toku se výsledná hodnota roční kumulace dále od nuly vzdaluje. Nejvíce se nulové hodnotě kumulace toků tepla do půdy čidlo přiblížilo v roce 2021 s $43,7 \text{ MJ m}^{-2}$ ($45,6 \text{ MJ m}^{-2}$ při zohlednění geotermálního toku) (obr. 20). Hodnoty se pro čidlo T2 pohybují v desítkách MJ m^{-2} a průměrná hodnota kumulace je $59,3 \text{ MJ m}^{-2}$ ($61,2 \text{ MJ m}^{-2}$), což odpovídá průměrně 62,8 % (60,4 %) roční kumulativní hodnoty kladných toků tepla do půdy.

Tabulka 4: Výsledné hodnoty ročních kumulativních intenzit toků tepla do půdy bez a se zohledněním geotermálního toku

Rok	Prostá roční integrace [MJ m^{-2}]			Roční integrace se zohledněním geotermálního toku [MJ m^{-2}]		
	Čidlo T1	Čidlo T2	Průměr	Čidlo T1	Čidlo T2	Průměr
2013	-3,5	48,7	22,6	-1,6	50,6	24,5
2014	-6,0	48,2	21,1	-4,1	50,1	23,0
2017	3,1	70,5	36,8	5,0	72,4	38,7
2018	12,1	63,7	37,5	14,0	65,6	39,4
2019	17,6	73,6	45,6	19,5	75,5	47,5
2020	8,4	55,9	31,9	10,3	57,8	33,8
2021	6,3	43,7	25,0	8,2	45,6	26,9
Průměr	6,9	59,3	33,0	8,8	61,2	34,9



Obrázek 19: Kumulace hodinových průměrů toku tepla do půdy v roce 2013; v grafu je dobře patrné období, kdy byla čidla pod sněhovou pokrývkou (únor-březen); GT tok = geotermální tok



Obrázek 20: Kumulace hodinových průměrů toků tepla do půdy v roce 2021; GT tok = geotermální tok

Možných vysvětlení nenulových hodnot roční kumulativní intenzity toku tepla do půdy je několik. Stabilně kladné hodnoty roční kumulace, které od roku 2017 vychází pro obě čidla, vylučují možnost, že by teplejší roky dotovaly teplo rokům chladnějším, a spíše naznačují, že se půda dlouhodobě ohřívá. U čidla T1 by mohla nepřesná měření minimalizovat doporučená kalibrace jednou za 2 roky, kdy v prvních dvou letech (2013

a 2014) je hodnota roční kumulace po zohlednění geotermálního toku pouze $-1,6 \text{ MJ m}^{-2}$, respektive $-4,1 \text{ MJ m}^{-2}$. Procento výsledných hodnot z absolutní integrace je u tohoto čidla maximálně 24,8 % (rok 2019), což výrobcem avizovanou přesnost v půdách $\pm 20 \%$ nepřesahuje takovou měrou.

Kromě nepřesnosti měření čidla avizovaných výrobcem a zmíněných v kapitole o čidlech (3.2.1 HFP01), které by měly být v rámci zmiňovaných $\pm 20 \%$, může mít tato nerovnováha další příčiny. Touto problematikou se ve své práci zabýval Zawilski (2022) a došel k těmto dvěma příčinám: horizontální toky tepla a konvektivní proudění. Horizontální toky jsou následkem nerovnoměrnosti působení slunečního záření a heterogenity vlastností půdy. Tyto faktory způsobují, že teplo, které přiteklo do půdy přes čidlo, a bylo jím tedy zaznamenáno, mohlo v půdě odtéct do chladnější části, odkud pak půdu opustí bez zaznamenání čidlem. Toto vytvoří kladnou nerovnováhu toků tepla do půdy měřenou čidlem. Tento jev by mohl být příčinou kladné kumulativní hodnoty u čidla T2, které se na meteorologické stanici nachází blíže k živému plotu, u kterého lze očekávat, že v průběhu dne zastiňuje půdu vedle čidla.

Konvektivní proudy tepla, které mohou způsobovat kladnou nerovnováhu, jsou vyvolány buď evaporací v půdě pod čidlem, nebo evapotranspirací rostlin, kdy dochází k absorpci vody kořeny rostlin. Teplo, které bylo ve vodě uloženo, pak již neprojde zpět přes čidlo. Infiltrace srážky může způsobit jak pozitivní (srážková voda chladnější než půda), tak negativní nerovnováhu. (Zawilski, 2022)

Kumulativní tok tepla do půdy za den

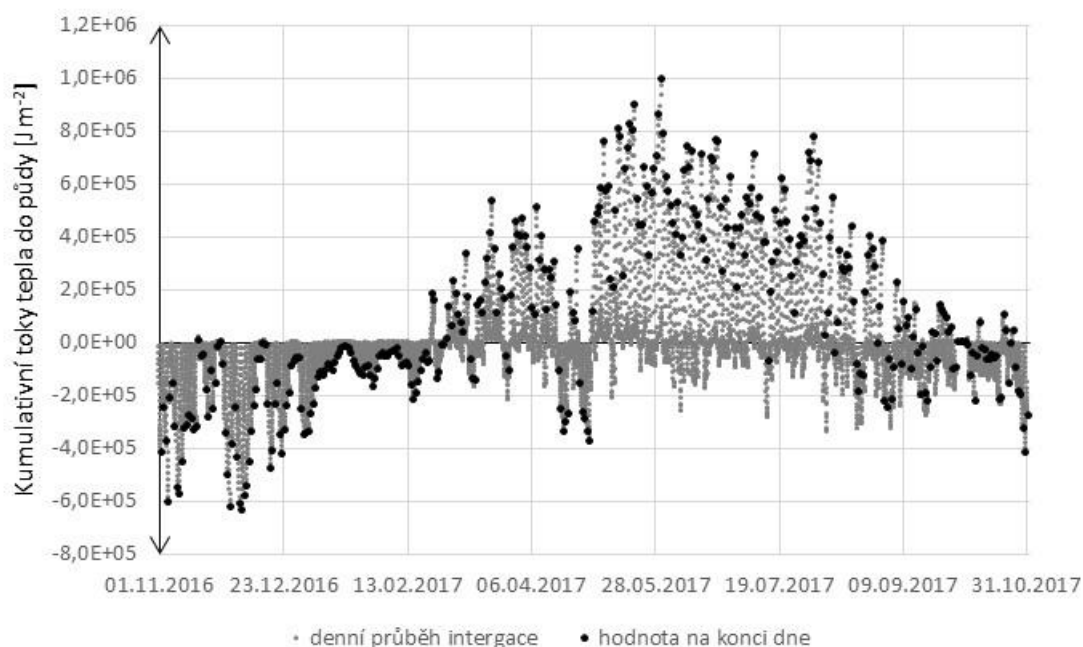
Předpoklad nulové hodnoty kumulativního toku tepla do půdy během jednoho dne se zcela nepotvrdil. Žádný ze dní s dostupnými daty v letech 2012 až 2021 nedosáhl na svém konci nulové hodnoty. Vždy se ale několik (kolem 10) dní v každém roce této hodnotě přiblížilo a výsledná kumulace dat na konci dne se pohybovala ve stovkách a tisících J m^{-2} . Dny, kdy byla hodnota denní kumulace toků tepla do půdy blízká nule, se nachází v každém ročním období a jedná se o dny slunné, s vysokou teplotou (obr. 22), ale i dny chladné (obr. 23), deštivé (obr. 24), či dny, kdy byla čidla pod sněhem.

Pokud byl den s nulovou denní kumulací slunný, lze tento den očekávat na kraji léta, kdy přes den do půdy nepřiteče takové množství tepla, které by pak při jasné noci nestihlo vyzářit zpět do atmosféry. V chladný den do půdy teče jen malé množství tepla, a

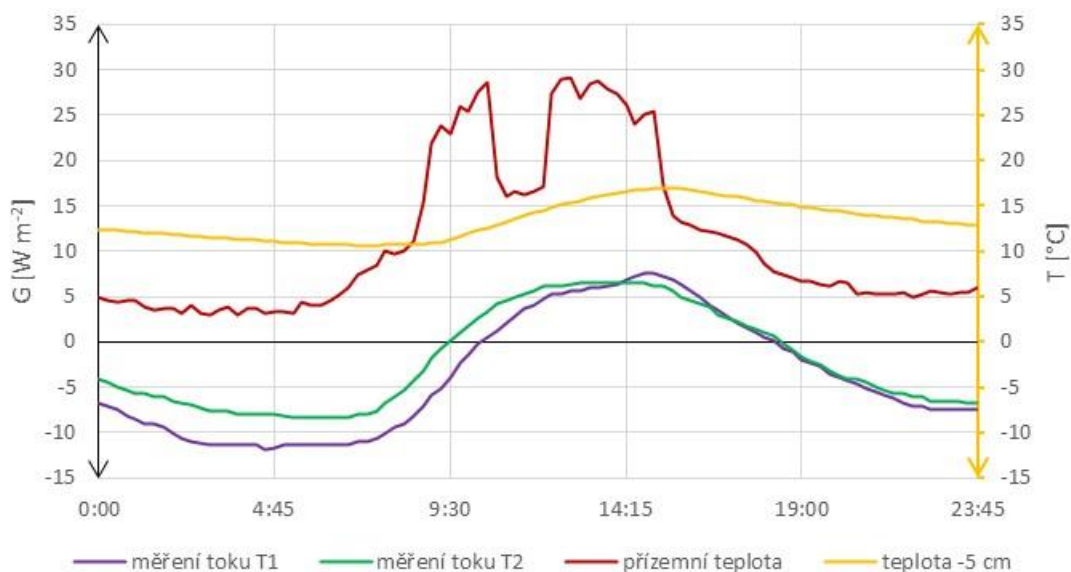
tak je pravděpodobné, že toto množství stačí přes noc vyzářit zpět do atmosféry. A pokud je čidlo pod sněhovou pokrývkou, tak jsou toky tepla v průběhu celého dne blízké nule, lze tedy očekávat, že jejich kumulativní hodnota bude také nule blízká.

Tabulka 5: Průměrné hodnoty kumulativní denní intenzity toku tepla do půdy a jejich průměrná odchylka od nuly; ^a od 19. 6. 2012, ^b výpadek mezi 1. 1. a 4. 6. 2015, ^c výpadek mezi 1. 8. a 1. 11. 2016

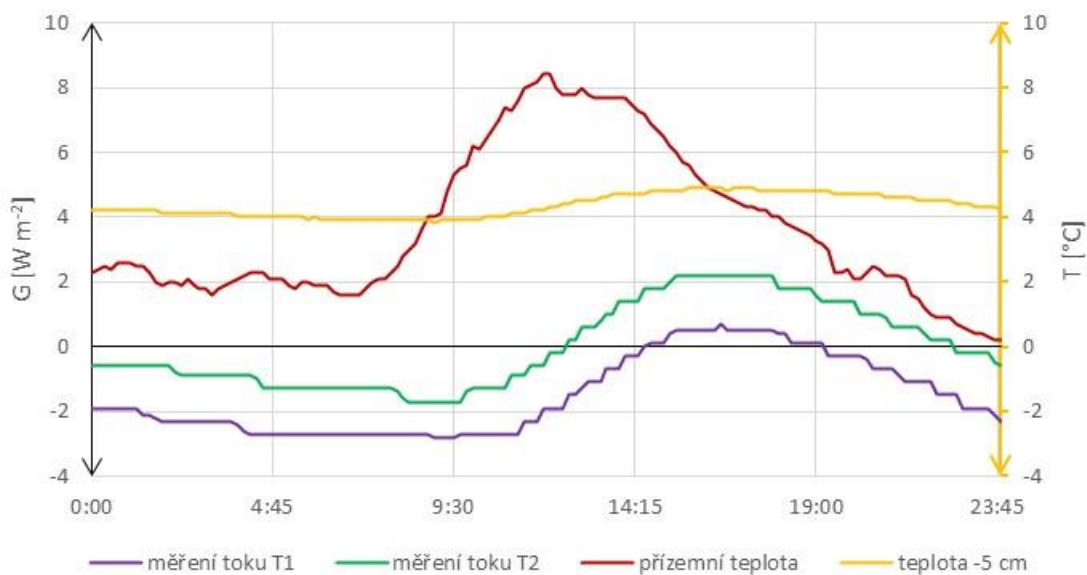
Rok	Průměrná odchylka kumulativní denní intenzity od nuly [kJ m ⁻²]			Průměrná kumulativní denní intenzita [kJ m ⁻²]		
	Průměr čidel	Čidlo T1	Čidlo T2	Průměr čidel	Čidlo T1	Čidlo T2
2012 ^a	310,7	314,1	323,3	93,7	-3,2	190,7
2013	199,1	194,5	217,0	107,6	43,4	-20,7
2014	260,2	320,0	225,4	57,7	-16,4	132,0
2015 ^b	154,7	181,8	136,5	2,4	-43,8	48,7
2016 ^c	289,6	335,0	255,1	98,2	27,0	169,0
2017	276,1	247,0	313,0	100,4	8,8	192,0
2018	242,9	220,6	271,8	102,1	33,9	170,3
2019	250,5	225,4	284,8	122,7	46,9	198,6
2020	251,3	250,4	264,8	87,1	22,5	152,6
2021	239,5	241,6	246,5	68,5	17,1	119,5
Průměr	247,5	253,0	253,8	84,0	13,6	135,3



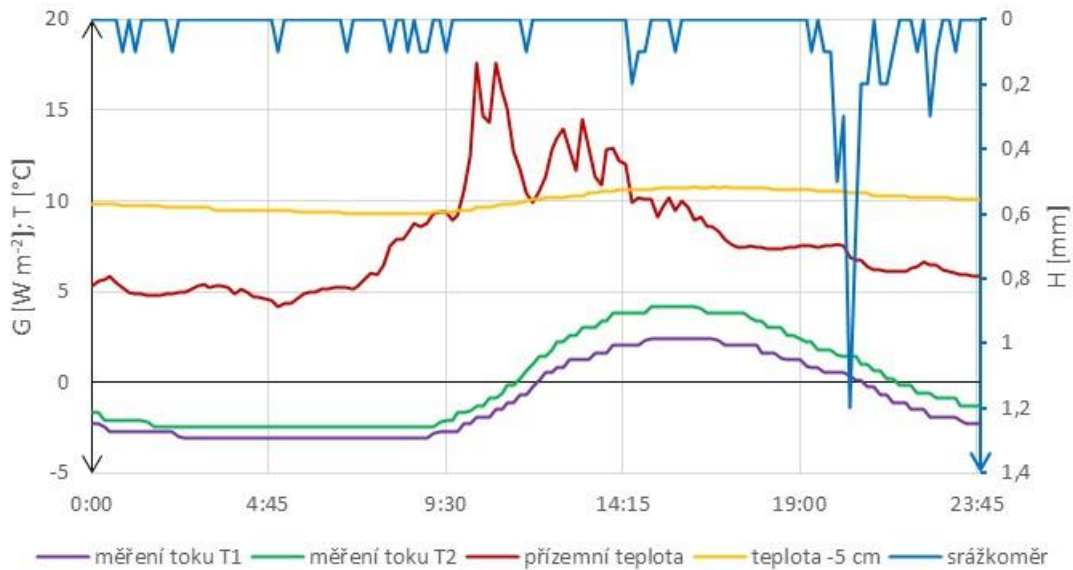
Obrázek 21: Průběh denních kumulací hodinových průměrů dat čidel toku tepla do půdy v roce 2017



Obrázek 22: Průběh toku tepla do půdy 16. září 2012, kdy se hodnota denní kumulace dat čidla T1 přiblížila v roce 2012 nejvíce nule (15minutová data)



Obrázek 23: Průběh toku tepla do půdy 24. listopadu 2019, kdy se hodnota denní kumulace dat čidla T2 přiblížila v roce 2019 nule (10minutová data)



Obrázek 24: Průběh toku tepla do půdy 8. října 2017, kdy se hodnota denní kumulace dat čidla T2 přiblížila v roce 2017 nule (10minutová data)

4.1.6 Vyhodnocení metody odhadu toku tepla do půdy z R_n

Bylo provedeno porovnání toků tepla do půdy spočítaných odhadem z čisté radiace pro roky 2015 až 2021, vždy v termínech dostupných dat radiace (tab. 1), s hodnotami měřenými v 5 cm pod povrchem a těmito hodnotami přepočítanými na povrch pomocí zásoby tepla. Pro vyhodnocení byly spočítány hodnoty střední absolutní chyby MAE, směrodatné odchytky chyb RMSE a korelačního koeficientu R pro jednotlivé roky (tab. 6). Průměrná střední absolutní chyba pro měření v 5 cm pod povrchem je přibližně o $5,9 \text{ W m}^{-2}$ větší než její hodnota po zahrnutí zásoby tepla ve vrstvě půdy nad čidlem. Pro směrodatnou odchytku chyb je průměrný rozdíl těchto hodnot přibližně $7,3 \text{ W m}^{-2}$. Z těchto údajů i z tab. 6 je zřejmé, že přepočet na povrch pomocí zásoby S je zásadním krokem, který by při analýze dat toku tepla do půdy neměl být opomenut, pokud je předmětem zájmu tok tepla do půdy právě na povrchu. Toto tvrzení je podpořeno i rozdílem v hodnotách korelačního koeficientu, kdy tok tepla do půdy přepočtený na povrch koreluje s odhadnutými hodnotami znatelně více (v některých letech i dvakrát silněji) než tok tepla měřený v -5 cm (obr. 25 a 26).

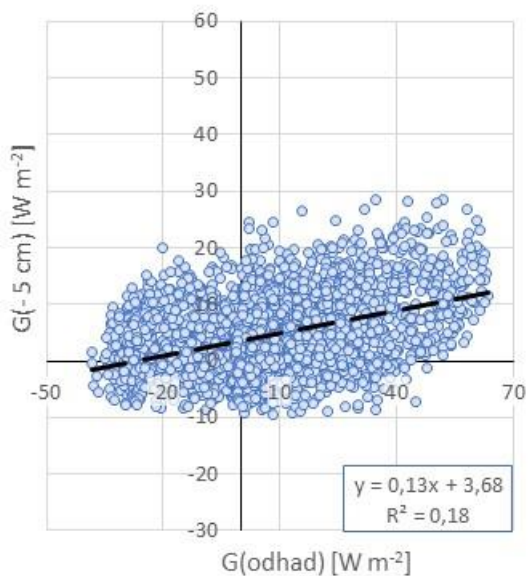
Z obr. 28 je patrné, že přepočet na povrch zajišťuje většinu variability toků tepla do půdy během dne, která se v hodnotách měřených 5 cm pod povrchem již příliš neprojevuje, ale jistě je součástí povrchového toku tepla do půdy. Také je na obr. 28 patrný posun vrcholů dat měřených v 5 cm pod povrchem oproti odhadu toku tepla do půdy

pomocí čisté radiace a přepočtu měřených dat na povrchové hodnoty; zatímco maxima měřených dat se oproti těm spočteným z radiace opožďují, úprava pomocí zásoby tepla ve svrchní vrstvě maxima měřených dat posouvá na úroveň vrcholů radiace.

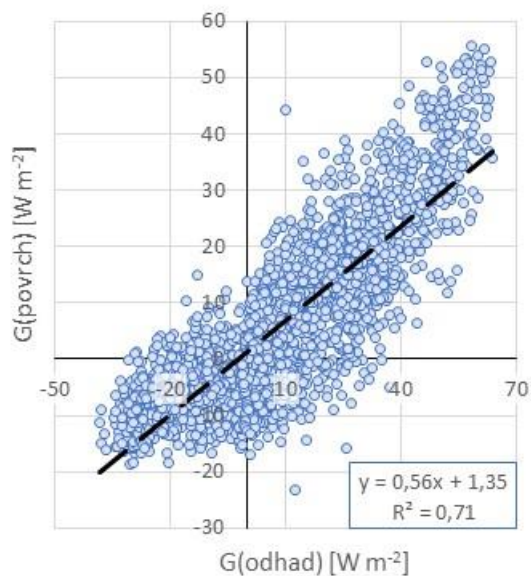
Hodnoty MAE a RMSE v tab. 6 vypovídají, že tato metoda nevystihuje toky tepla do půdy příliš spolehlivě. Na obr. 27 a 28 je patrné, že odhad toků tepla do půdy jako procento čisté radiace dle FAO má znatelně větší variační rozpětí než hodnoty měřené a přepočtené na povrch. Přes den tato metoda na zkoumaném stanovišti toky tepla nadhodnocuje a v noci naopak podhodnocuje. Průběhy ale tato metoda vystihuje poměrně spolehlivě, jak je ostatně možné pozorovat z hodnot korelačního koeficientu v tab. 6. Je tedy možné předpokládat, že úpravou hodnot koeficientů udávajících poměr toku tepla do půdy a čisté radiace by došlo k optimalizaci této metody pro aplikaci na meteorologické stanici Na Lizu.

Tabulka 6: Hodnoty RMSE, MAE a korelačního koeficientu R pro porovnání odhadnutých hodnot toků tepla do půdy z radiace a hodnot měřených v 5 cm pod povrchem a těmito měřenými hodnotami přepočítanými na povrch

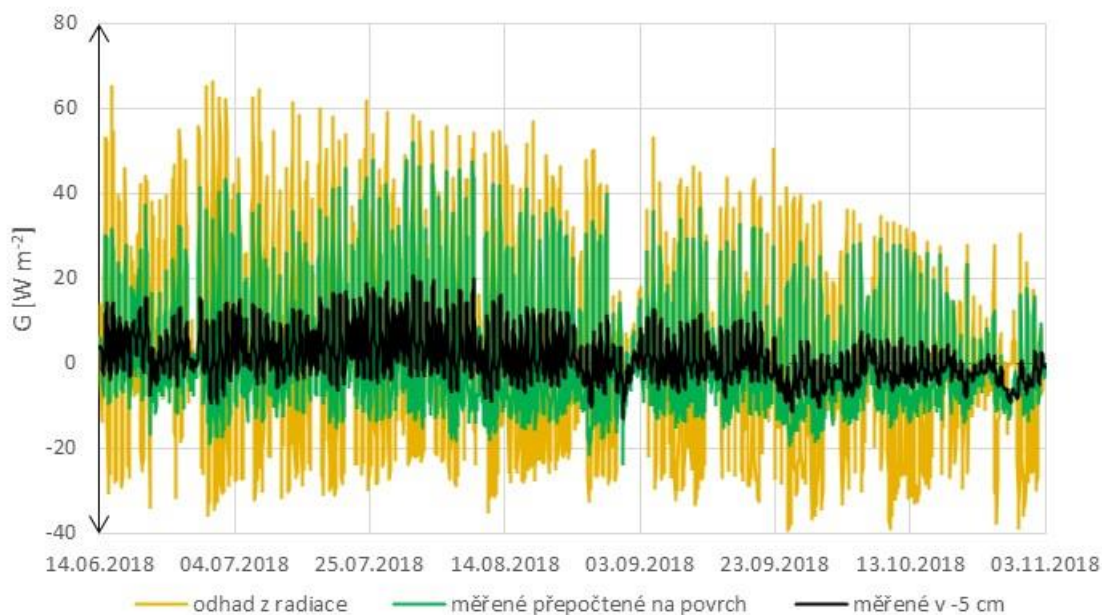
Rok	RMSE [W m^{-2}]		MAE [W m^{-2}]		R [-]	
	-5 cm	povrch	-5 cm	povrch	-5 cm	povrch
2015	20,5	11,0	16,4	8,2	0,58	0,89
2016	20,2	12,6	16,0	10,0	0,42	0,84
2017	18,9	13,1	14,9	10,3	0,43	0,81
2018	20,0	12,4	16,2	10,1	0,51	0,87
2019	19,8	12,9	15,7	10,2	0,58	0,89
2020	21,3	14,6	16,7	11,6	0,37	0,82
2021	20,5	13,1	16,0	10,3	0,32	0,85
Průměr	20,2	12,8	16,0	10,1	0,46	0,85



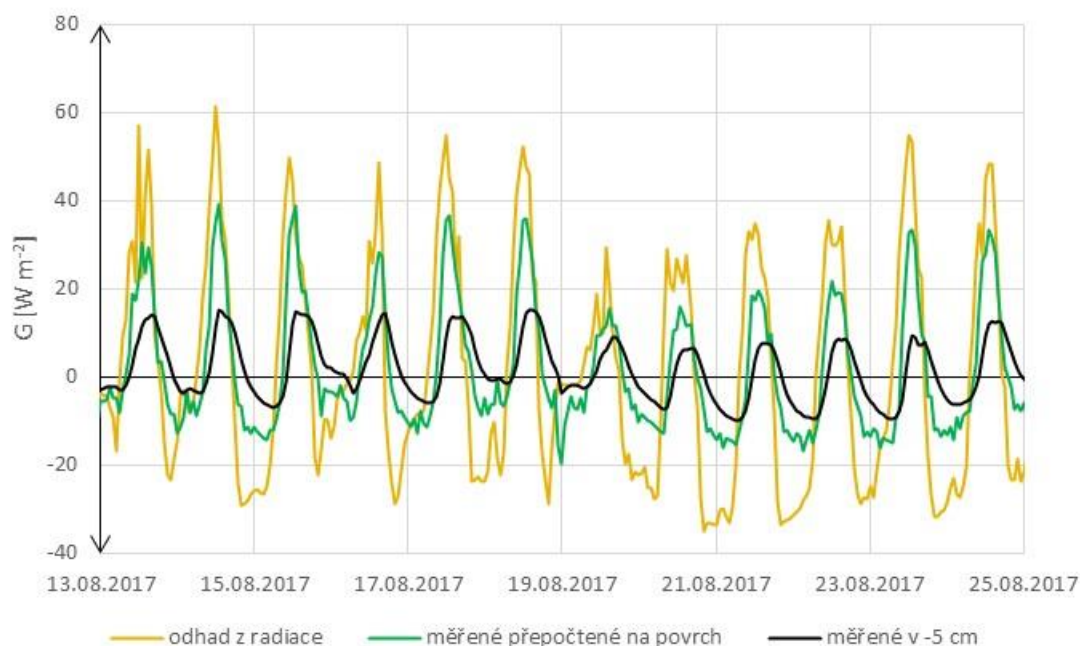
Obrázek 25: Lineární regrese hodinových průměrů dat toků tepla do půdy měřených v 5 cm pod povrchem a dat spočtených metodou odhadu toku tepla do půdy pomocí radiace v roce 2016



Obrázek 26: Lineární regrese hodinových průměrů dat toků tepla do půdy přepočítaných na povrch a dat spočtených metodou odhadu toku tepla do půdy pomocí radiace v roce 2016



Obrázek 27: Průběh hodinových průměrů toků tepla do půdy měřených v 5 cm pod povrchem, dat přepočtených na povrch a dat odhadnutých pomocí radiace v roce 2018



Obrázek 28: Detail průběhu hodinových průměrů toků tepla do půdy měřených v 5 cm pod povrchem, dat přepočtených na povrch a dat odhadnutých pomocí radiace v srpnu roku 2017

4.1.7 Vyhodnocení metody odhadu toku tepla do půdy pomocí teplot

Pro všechny roky s dostupnými daty toku tepla do půdy a teplot měřených teploměry Pt-100, tzn. 2012–2021, byly spočteny hodnoty toku tepla do půdy pomocí metody teplotního gradientu. V letech jejich dostupnosti, tedy 16. prosince 2019 až 31. října 2021, byla pro tento výpočet navíc použita i data povrchové teploty jako horní meze teplot pro výpočet teplotního gradientu. Vyhodnocení vhodnosti této metody bylo provedeno pomocí střední absolutní chyby MAE, směrodatné odchylky chyb RMSE a korelačního koeficientu R pro každý hydrologický rok 2012–2021 (tab. 7). Hodnoty MAE a RMSE se pohybují ve vyšších desítkách $W\ m^{-2}$. Roční hodnoty MAE, respektive RMSE se pro měřené hodnoty v $-5\ cm$ a pro hodnoty přepočtené na povrch od sebe průměrně liší o $5,0\ W\ m^{-2}$, respektive $6,7\ W\ m^{-2}$. I v tomto případě tedy lze pozorovat, že přepočet na povrch pomocí zásoby tepla v půdě nad čidly zmenšuje odchylky mezi měřenými a vypočtenými hodnotami.

Skutečnost, že zanedbání tohoto přepočtu vede ke zhoršeným výsledkům, lze opět pozorovat i na hodnotách korelačního koeficientu. Zatímco hodnoty měřené v $-5\ cm$ korelují s toky tepla do půdy spočtenými metodou teplotního gradientu jen minimálně, při uvažování zásoby tepla v půdě nad čidly se korelační koeficient pohybuje kolem

hodnoty 0,84 a v maximu dosahuje až 0,90 (obr. 29 a 30). Hodnoty uváděné v následujícím odstavci jsou již jen hodnotami pro měřené toky tepla přepočtené na povrch.

Pro roky 2020 a 2021 bylo provedeno porovnání užití přízemní teploty ve výpočtu teplotního gradientu s teplotou povrchovou (tab. 8). V prvním roce (rok instalace povrchového teploměru) se ukazatele pro hodnoty s užitím povrchové teploty oproti hodnotám s užitím přízemní teploty liší jen málo – MAE o $9,0 \text{ W m}^{-2}$, a RMSE o $9,5 \text{ W m}^{-2}$. V následujícím roce 2021 je jejich rozdíl již markantní; hodnoty MAE se liší o $38,7 \text{ W m}^{-2}$ a hodnoty RMSE o $47,8 \text{ W m}^{-2}$. Za tímto nepřehlédnutelným rozdílem lze hledat vliv vegetace; ve druhém roce fungování čidla byla již vegetace nad čidlem plně obnovena a čidlo tak bylo méně náchylné k vysokým výkyvům teplot, které jsou typickým jevem u přízemní teploty. Povrchová teplota tak lépe reprezentuje teplotní gradient v půdním horizontu 0–5 cm. Korelační koeficienty nabývají obdobných hodnot, kdy v prvním roce horší korelaci vykazuje užití povrchové teploty a ve druhém užití přízemní teploty. Je možné, že nižší hodnoty korelačního koeficientu v prvním roce při užití povrchové teploty jsou způsobeny zavedením povrchového teploměru a v dalším letech, když už teploměr pokryla vegetace, by hodnoty korelačního koeficientu byly oproti variantě s užitím přízemní teploty stabilně vyšší. Pro potvrzení této domněnky by bylo třeba použít data z roku 2022, který již není součástí této práce.

Z obr. 31 průběhu toků tepla do půdy měřených, přepočtených na povrch a spočtených metodou teplotního gradientu v roce 2021 je zřejmé vysoké variační rozpětí vypočtených hodnot toků tepla za použití přízemní teploty; použití povrchové teploty vykazuje variační rozpětí o poznání menší, znatelné hlavně v druhé polovině roku. Z tohoto obrázku je také patrné, že toky tepla odhadnuté za užití teplot se mnohdy liší od skutečně naměřených hodnot i o více než 100 W m^{-2} . Na obr. 32, který poskytuje podrobnější pohled na průběhy toků tepla do půdy, je možné pozorovat, že přepočet měřených dat na povrch pomocí zásoby tepla posouvá maxima na úroveň maxim toků tepla do půdy odhadnutých pomocí metody teplotního gradientu. Jedná se o stejný jev, jaký byl pozorován již u metody navrhnuté FAO.

Je nutné upozornit, že hodnota tepelné vodivosti půdy je v práci považována za konstantní, což není reálné vzhledem k její závislosti na půdní vlhkosti. Pokud by bylo užito hodnoty, která by se s vlhkostí půdy odpovídajícím způsobem měnila, je možné předpokládat, že metoda by byla o něco přesnější, než jak o ní vypovídají výsledky této práce.

4 Výsledky a diskuze

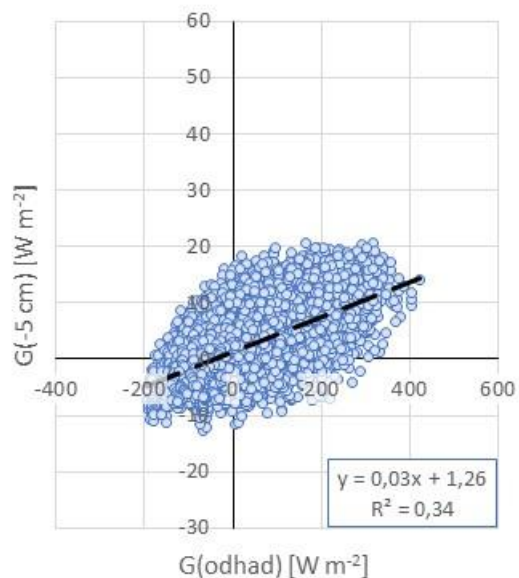
Stále ale lze očekávat, že by variační rozpětí odhadnutých toků zůstalo příliš veliké. Vzhledem k užití hodnotě tepelné vodivosti a hodnotám očekávaným ve vrstvě půdy 0–10 cm, by se odhadnutá hodnota toku tepla do půdy mohla změnit cca o $\pm 20\%$, což by na eliminaci uvedeného nepostačovalo.

Tabulka 7: Hodnoty RMSE, MAE a korelačního koeficientu R pro porovnání odhadu toku tepla do půdy pomocí teplotního gradientu s měřenými hodnotami a hodnotami přepočítanými na povrch; ^a výpadek dat 1. 1. až 4. 6. 2015; ^b výpadek dat 1. 8. až 1. 11. 2016

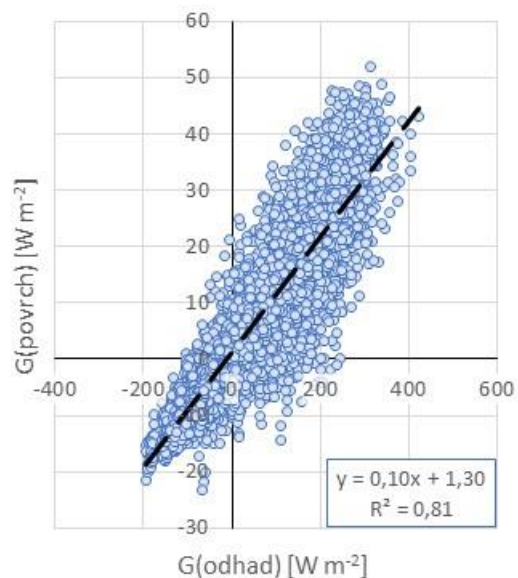
Rok	RMSE [W m^{-2}]		MAE [W m^{-2}]		R [-]	
	-5 cm	povrch	-5 cm	povrch	-5 cm	povrch
2012	74,1	64,8	62,4	54,4	0,68	0,87
2013	67,2	60,9	51,4	46,9	0,58	0,82
2014	69,4	64,5	55,5	51,7	0,49	0,73
2015 ^a	83,1	76,6	65,7	61,1	0,58	0,82
2016 ^b	81,8	75,7	60,5	56,1	0,44	0,80
2017	98,6	92,0	72,3	67,7	0,55	0,88
2018	97,6	90,5	70,4	65,5	0,58	0,90
2019	87,1	79,9	61,7	56,6	0,57	0,90
2020	73,9	67,4	53,8	49,1	0,44	0,87
2021	89,2	82,9	68,9	64,0	0,31	0,79
Průměr	82,2	75,5	62,3	57,3	0,52	0,84

Tabulka 8: Porovnání užití povrchové a přízemní teploty při odhadu toku tepla do půdy metodou teplotního gradientu; ^a od 16. prosince 2019

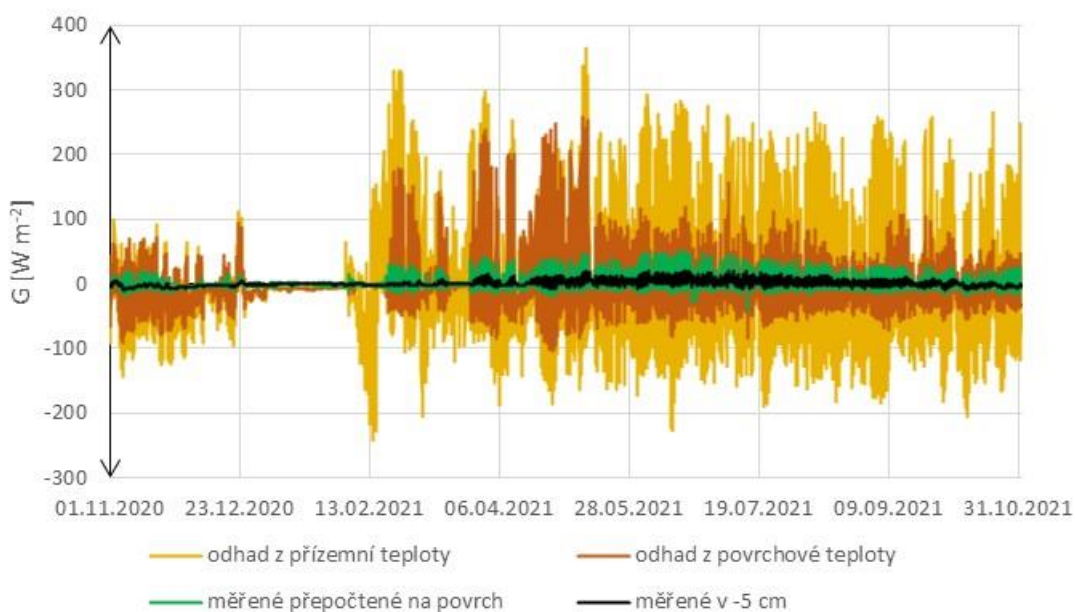
Rok	Užitá teplota	RMSE [W m^{-2}]		MAE [W m^{-2}]		R [-]	
		-5 cm	povrch	-5 cm	povrch	-5 cm	povrch
2020 ^a	Přízemní	77,9	70,9	57,3	52,2	0,43	0,88
	Povrchová	67,9	61,5	48,2	43,2	0,27	0,77
2021	Přízemní	89,2	82,9	68,9	64,0	0,31	0,79
	Povrchová	41,8	35,1	30,3	25,3	0,36	0,86
Průměr	Přízemní	83,6	76,9	63,1	58,1	0,37	0,83
	Povrchová	54,8	48,3	39,2	34,3	0,31	0,81



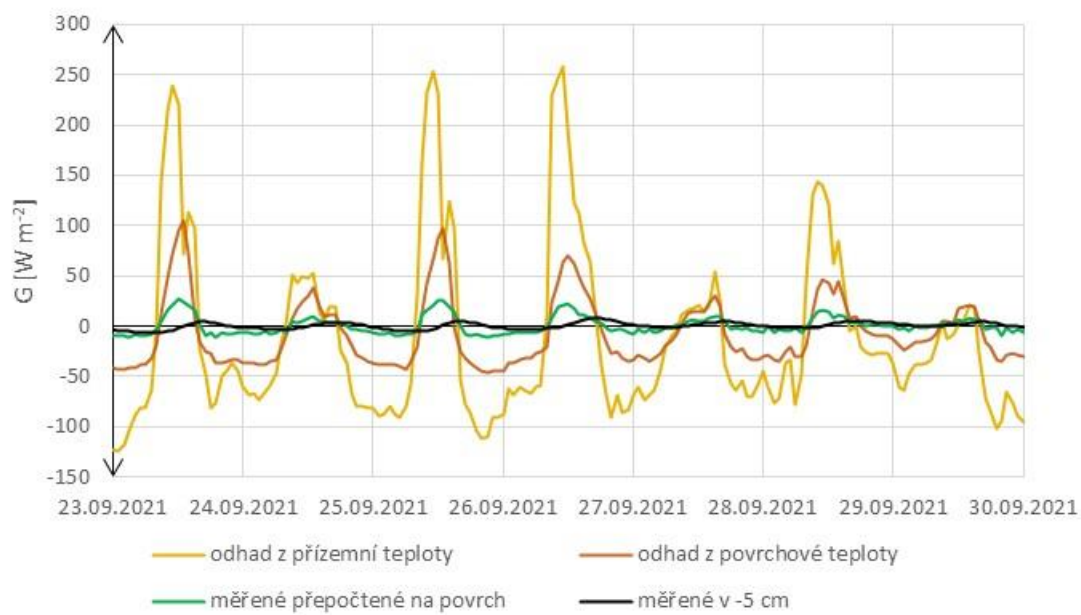
Obrázek 29: Lineární regrese hodinových průměrů dat toků tepla do půdy měřených v 5 cm pod povrchem a dat spočtených metodou teplotního gradientu v roce 2018



Obrázek 30: Lineární regrese hodinových průměrů dat toků tepla do půdy přepočítaných na povrch a dat spočtených metodou teplotního gradientu v roce 2018



Obrázek 31: Průběh hodinových průměrů toků tepla do půdy odhadnutých metodou teplotního gradientu za použití přízemní, respektive povrchové teploty, měřených hodnot v 5 cm pod povrchem a těchto hodnot přepočtených na povrch v roce 2021



Obrázek 32: Podrobný pohled na průběh hodinových průměrů toků tepla do půdy měřených v 5 cm pod povrchem, dat přepočtených na povrch a dat odhadnutých metodou teplotního gradientu v září 2021

5 Závěr

V práci byla provedena analýza dat toku tepla do půdy, jejíž součástí byla statistická analýza, rozbor typických průběhů toku tepla do půdy pro různé dny a integrace dat za účelem ověření platnosti dat, porovnání čidel a ověření opodstatnění zanedbání toku tepla do půdy v denním kroku. Měřená data toku tepla do půdy byla následně porovnána se dvěma metodami odhadu toku tepla do půdy.

Průměrné roční hodnoty toku tepla do půdy měřené dvojicí čidel HFP01 od firmy Hukseflux jsou dle očekávání blízké nulové hodnotě. Průměry jednoho z čidel, T2, jsou ve všech zkoumaných letech nad nulou a jsou stabilně vyšší než průměry čidla T1, přibližně o $1,7 \text{ W m}^{-2}$. Minimální a maximální hodnoty měřené čidly toku tepla do půdy jsou pozorovány převážně v letních měsících a není výjimkou, že jsou způsobené dešťovou srážkou. Variační rozpětí měřených dat toku tepla do půdy se s lety snížilo, za čímž lze hledat konsolidaci půdy v okolí čidel, která byla při instalaci rozrušena.

Roční kumulativní intenzity toku tepla do půdy v letech 2017 až 2021 jsou stabilně nad nulou a naznačují tak, že půdní profil více tepla přijímá než odevzdává. To ale není jediným možným vysvětlením. Kumulativní toky tepla do půdy vycházejí obzvláště vysoké pro čidlo T2, které se na meteorologické stanici nachází blíže k živému plotu, u kterého lze očekávat, že v průběhu dne zastíňuje půdu vedle čidla. Příčinu kladné kumulativní hodnoty lze tedy hledat v horizontálních tocích tepla. Také lze předpokládat, že kalibrace čidel by byla v tomto ohledu ku prospěchu; v prvních letech totiž čidlo T1 nabylo v roční kumulaci uspokojivých hodnot, a je tedy možné, že jeho pravidelná kalibrace by usměrnila i hodnoty, které čidlo vykazovalo v dalších letech. Nabízí se i možnost investice do samokalibračních čidel HFP01SC, které v dnešní době výrobce Hukseflux Thermal Sensors vyzdvihuje nad čidla bez této funkce.

V práci bylo zjištěno, že zanedbání toku tepla do půdy v denním kroku může většinu dní v roce vést k chybám při stanovení množství dostupné energie, protože hodnoty denní kumulace toku tepla do půdy jsou zřídka v průběhu roku blízké nule a ve svých maximech dosahují vyšších stovek kJ m^{-2} .

Přepočtení měření toku tepla do půdy z hloubky 5 cm na povrch se ukázalo jako nezbytná součást spolehlivého stanovení toku tepla do půdy. Vyšlo najevo, že tento

přepočtení je zodpovědný za značnou část variability toků tepla do půdy. Data po přepočtu navíc lépe vystihují časy maxim toku tepla do půdy.

Při užití metody odhadu toku tepla do půdy jako zlomku čisté radiace podle FAO bylo zjištěno, že odhadnuté hodnoty s těmi měřenými a přepočtenými na povrch poměrně významně korelují, a to s průměrným korelačním koeficientem 0,85. Velikosti odchylek ale naznačují, že koeficienty, které určují poměr toku tepla do půdy a čisté radiace pro den a pro noc, by bylo vhodné pro prostředí (zejména vegetaci) meteorologické stanice Na Lizu optimalizovat snížením jejich hodnot. Sauer a Horton (2005) ve své práci tuto domněnku potvrzují, diskutují závislost poměru G/R_n na obsahu půdní vlhkosti a hustotě vegetačního krytu a prezentují typické hodnoty tohoto poměru pro různé povrchy a jejich pokryvy.

Vyhodnocení vhodnosti metody teplotního gradientu, který se zakládá na Fourierově zákoně, ukázalo, že pro spolehlivější odhad toku tepla do půdy je třeba měření povrchové teploty, která nevykazuje takovou denní variabilitu jako teplota přízemní. Hodnoty korelačního koeficientu jsou srovnatelné s těmi pro odhad toku tepla do půdy pomocí čisté radiace, avšak hodnoty RMSE a MAE jsou i šestkrát vyšší (průměrně 75,5 a 57,3 W m⁻² oproti 12,8 a 10,1 W m⁻²). Užití povrchové teploty jako horní hranice teplotního gradientu tyto dva ukazatele sice snižuje (cca o 60 %), ale stále jsou větší než u metody odhadu pomocí čisté radiace navržené FAO. Lze očekávat, že při použití tepelné vodivosti proměnné s vlhkostí půdy by metoda teplotního gradientu vykazala lepší výsledky než za použití konstantní hodnoty. Ani v tomto případě by však nedošlo k dostatečnému zmenšení variačního rozpětí a hodnoty RMSE a MAE by stále dosahovaly vyšších hodnot než u metody odhadu toku tepla do půdy jako zlomku čisté radiace.

Metoda odhadu toku tepla do půdy jako zlomku čisté radiace v hodinovém kroku navržená FAO se ukázala být vhodnější aproximací než odhad pomocí teplotního gradientu. Pokud by navíc došlo k úpravě koeficientů udávajících podíl toku tepla do půdy k čisté radiaci, které by bylo možné vyčíslit z dostupných dat toku tepla do půdy a čisté radiace, daly by se očekávat ještě lepší výsledky. Nutno ale dodat, že data čisté radiace jsou v zájmové lokalitě v řešeném období dostupná pouze ve vegetační sezoně, a tak by pro odhad toku tepla do půdy mimo sezonu bylo třeba použít jiné metody.

6 Použitá literatura

ALLEN, Richard G., Luis S. PEREIRA, Dirk RAES a Martin SMITH. *Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements*. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations, 1998. ISBN 92-5-104219-5.

Archiv počasí. *IN-POČASÍ* [online]. Plzeň: InMeteo, © 2023 [cit. 2023-04-28]. Dostupné z: <https://www.in-pocasi.cz/archiv/>

ARNFIELD, John A. Köppen climate classification. *Encyclopedia Britannica* [online]. Dec. 5, 2022 [cit. 2023-03-13]. Dostupné z: <https://www.britannica.com/science/Koppen-climate-classification>

CAMPBELL SCIENTIFIC, Inc. *107 Temperature Probe: Product Manual*. Campbell Scientific, 2021. Dostupné z: <https://s.campbellsci.com/documents/us/manuals/107.pdf>

COLAIZZI, Paul D., Steven R. EVETT, Nurit AGAM, Robert C. SCHWARTZ a William P. KUSTAS. Soil heat flux calculation for sunlit and shaded surfaces under row crops: 1. Model development and sensitivity analysis. *Agricultural and Forest Meteorology*. 2016, **216**, 115-128. ISSN 01681923. Dostupné z: doi:10.1016/j.agrformet.2015.10.010

DAVIES, J. Huw. Global map of solid Earth surface heat flow. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* [online]. 2013, **14**(10), 4608-4622 [cit. 2023-04-14]. ISSN 15252027. Dostupné z: doi:10.1002/ggge.20271

FIEDLER AMS s.r.o. *Pt100-XM: Odporové snímače teploty třídy A* [online]. České Budějovice: FIEDLER AMS s.r.o., © 2017. Dostupné z: https://www.fiedler.company/sites/default/files/dokumenty/datasheet_pt100-xm.pdf

HORTON, R. a P. J. WIERENGA. Estimating the Soil Heat Flux from Observations of Soil Temperature Near the Surface. *Soil Science Society of America Journal*. 1983, **47**(1), 14-20. ISSN 03615995. Dostupné z: doi:10.2136/sssaj1983.03615995004700010003x

HRUBAN, Robert. Klimatické oblasti dle Evžena Quitta (1971). *Moravské-Karpaty.cz* [online]. Halenkovice, 7. 8. 2019 [cit. 2023-03-09]. Dostupné z: <http://moravske-karpaty.cz/prirodni-pomery/klima/klimaticke-oblasti-dle-e-quitta-1971/#MT3>

HRUBAN, Robert. Podzosoly (Kryptopodzol, Podzol). *Moravské-Karpaty.cz* [online]. Halenkovice, 10. 8. 2020 [cit. 2023-03-09]. Dostupné z: http://moravske-karpaty.cz/prirodni-pomery/pedologie/podzosoly-kryptopodzol-podzol/#Kryptopodzoly_KP

HUKSEFLUX THERMAL SENSORS B.V. *HFP01 & HFP03: Heat flux plate / heat flux sensor, User Manual*. V0612. Delft: Hukseflux Thermal Sensors B.V., 2015.

HUKSEFLUX THERMAL SENSORS B.V. *USER MANUAL HFP01 & HFP03: Heat flux plate / heat flux sensor*. V2123. Delft: Hukseflux Thermal Sensors B.V., 2015.

HUKSEFLUX THERMAL SENSORS B.V. *USER MANUAL HFP01SC: Self-calibrating heat flux sensorTM*. V2026. Delft: Hukseflux Thermal Sensors B.V., 2006.

HUKSEFLUX THERMAL SENSORS. *HFP01SC Self Calibrating Heat Flux Sensortm: User manual*. V0811. Delft: Hukseflux Thermal Sensors, 2006.

JANSEN, J.H.A.M., P.M. STIVE, Nick VAN DE GIESEN, S.W. TYLER, S.C. STEELE-DUNNE a L. WILLIAMSON. Estimating soil heat flux using Distributed Temperature Sensing. *IAHS-AISH Publication*. 2011, (343), 140-144.

KIPP & ZONEN. *CNR1 NET RADIOMETER: Instruction manual*. 0706. Delft, The Netherland: KIPP & ZONEN, 2002.

NEUHÄUSLOVÁ, Z., J. MORAVEC, M. CHYTRÝ, J. SÁDLO, K. RYBNÍČEK, J. KOLBEK a J. JI-RÁSEK. *Mapa potenciální přirozené vegetace České republiky 1: 500 000* [online].

Průhonice: Botanický ústav AV ČR, 1997 [cit. 2023-03-09]. Dostupné z:

<https://pladias.cz/download/vegetation>

Přírodní poměry. *Národní park Šumava* [online]. Vimperk: Národní park Šumava, © 2008–2023 [cit. 2023-03-09]. Dostupné z: <https://www.npsumava.cz/priroda/prirodni-pomery/>

PURDY, A. J., J. B. FISHER, M. L. GOULDEN a J. S. FAMIGLIETTI. Ground heat flux: An analytical review of 6 models evaluated at 88 sites and globally. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*. 2016, **121**(12), 3045-3059. ISSN 2169-8953. Dostupné z: doi:10.1002/2016JG003591

ROXY, M. S., V. B. SUMITHRANAND a G. RENUKA. Soil heat flux and day time surface energy balance closure at astronomical observatory, Thiruvananthapuram, south Kerala. *Journal of Earth System Science*. 2014, **123**(4), 741-750. ISSN 0253-4126. Dostupné z: doi:10.1007/s12040-014-0437-9

SAUER, Thomas J. a Robert HORTON. Soil Heat Flux. *Micrometeorology in Agricultural Systems*. Madison, WI, USA: American Society of Agronomy, Crop Science Society of America, and Soil Science Society of America, 2005, 131-154. Agronomy Monographs. ISBN 9780891182689. Dostupné z: doi:10.2134/agronmonogr47.c7

SNÍMAČE TEPLoty PT100 – PRINCIP, ZAPOJENÍ, TŘÍDY PŘESNOSTI. *PROFESS* [online].

Plzeň: Trilobite Technologies, © 2023 [cit. 2023-03-26]. Dostupné z:

https://www.profess.cz/cs/pci/odporove_snimace_teploty

SOKOLIK, I.N. Radiation Balance and Solar Radiation Spectrum. *Encyclopedia of Ecology*. Elsevier, 2008, 2008, 2951-2955. ISBN 9780080454054. Dostupné z: doi:10.1016/B978-008045405-4.00607-8

TESAŘ, Miroslav a Miloslav ŠÍR. Hydroekologický výzkum na Šumavě. *Vodohospodářský bulletin* [online]. České Budějovice: Česká společnost vodohospodářská ČSSI, 2013, 9–11 [cit. 2023-03-09]. ISSN 1805-1022. Dostupné z:

https://www.researchgate.net/profile/Miloslav-Sir/publication/308528168_Hydroekologicky_vyzkum_na_Sumave/links/57e668b408ae9e5e4556f89e/Hydroekologicky-vyzkum-na-Sumave.pdf

VOTRUBOVA, Jana, Michal DOHNAL, Tomas VOGEL, Martin SANDA a Miroslav TESAR. Episodic runoff generation at Central European headwater catchments studied using water isotope concentration signals. *Journal of Hydrology and Hydromechanics* [online]. 2017, **65**(2), 114-122 [cit. 2023-03-09]. ISSN 0042-790X. Dostupné z: doi:10.1515/johh-2017-0002

VOTRUBOVÁ, Jana, Michal DOHNAL, Tomáš VOGEL a Miroslav TESAR. On parameterization of heat conduction in coupled soil water and heat flow modelling. *Soil and Water Research*. 2012, **7**(4), 125-137. ISSN 18015395. Dostupné z: doi:10.17221/21/2012-SWR

ZAWILSKI, Bartosz M. The soil heat flux sensor functioning checks, imbalances' origins, and forgotten energies. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*. 2022, **11**(2), 223-234. ISSN 2193-0864. Dostupné z: doi:10.5194/gi-11-223-2022

7 Přílohy



Obrázek 33: Umístění čidel HFP01 s vegetačním pokryvem z trav a mechu



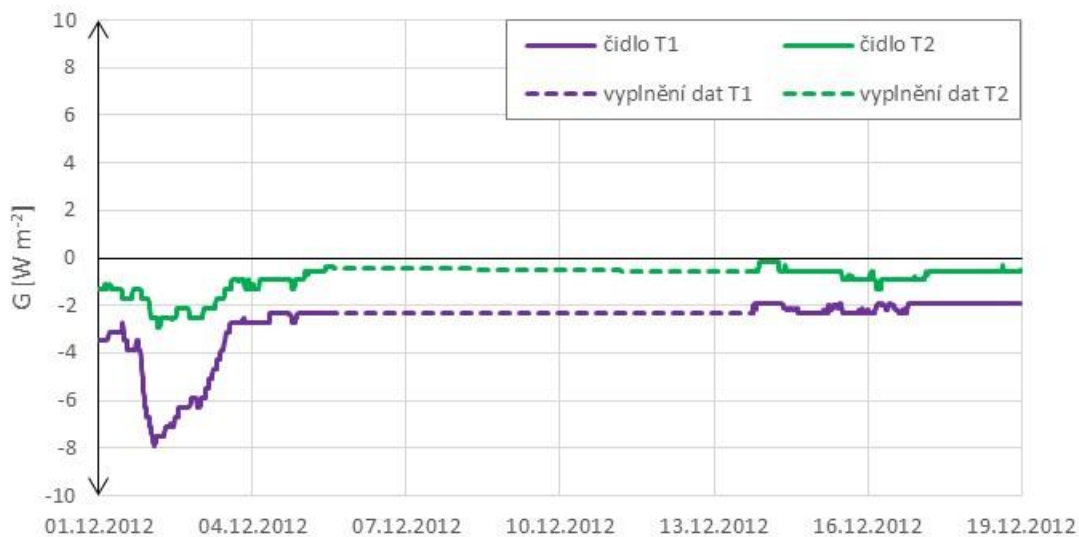
Obrázek 34: Umístění povrchových teploměrů (od roku 2019)



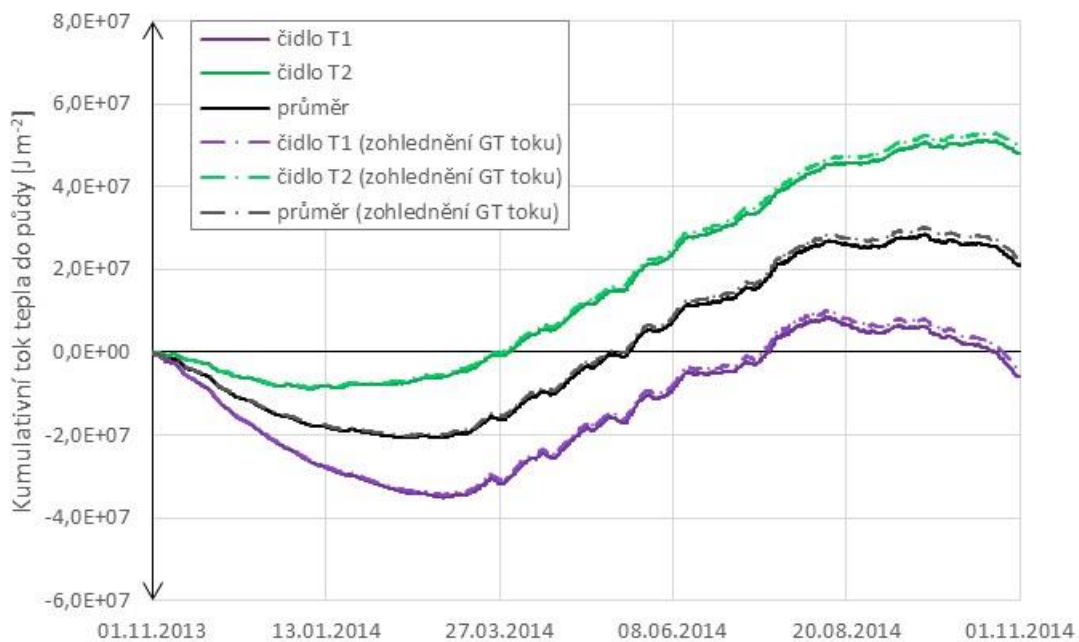
Obrázek 35: Měření přizemní teploty na meteorologické stanici Na Lizu



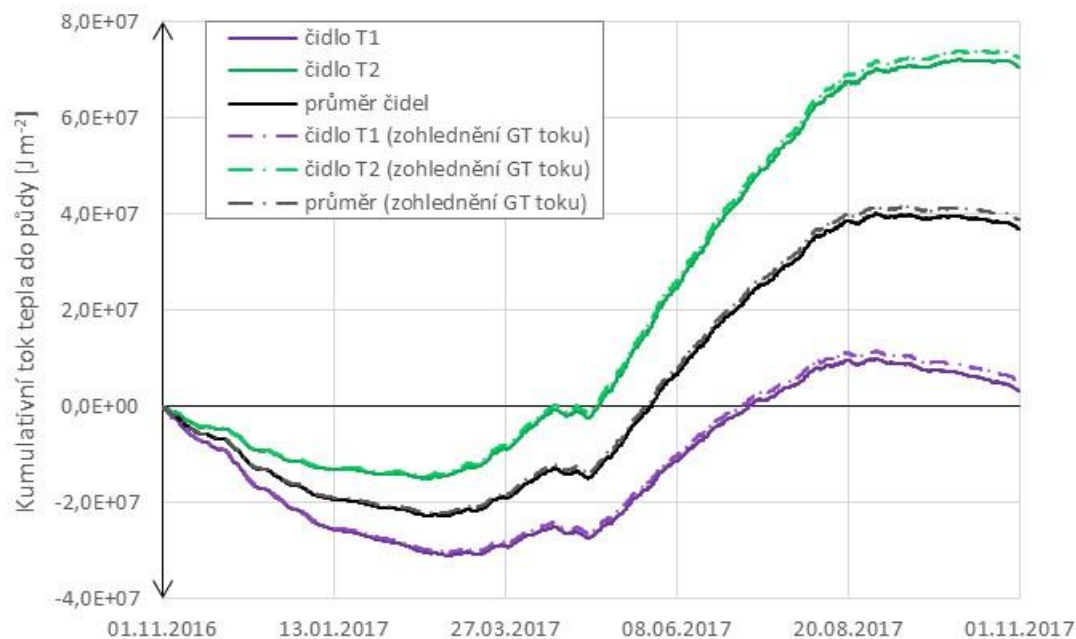
Obrázek 36: Měření radiace na meteorologické stanici Na Lizu



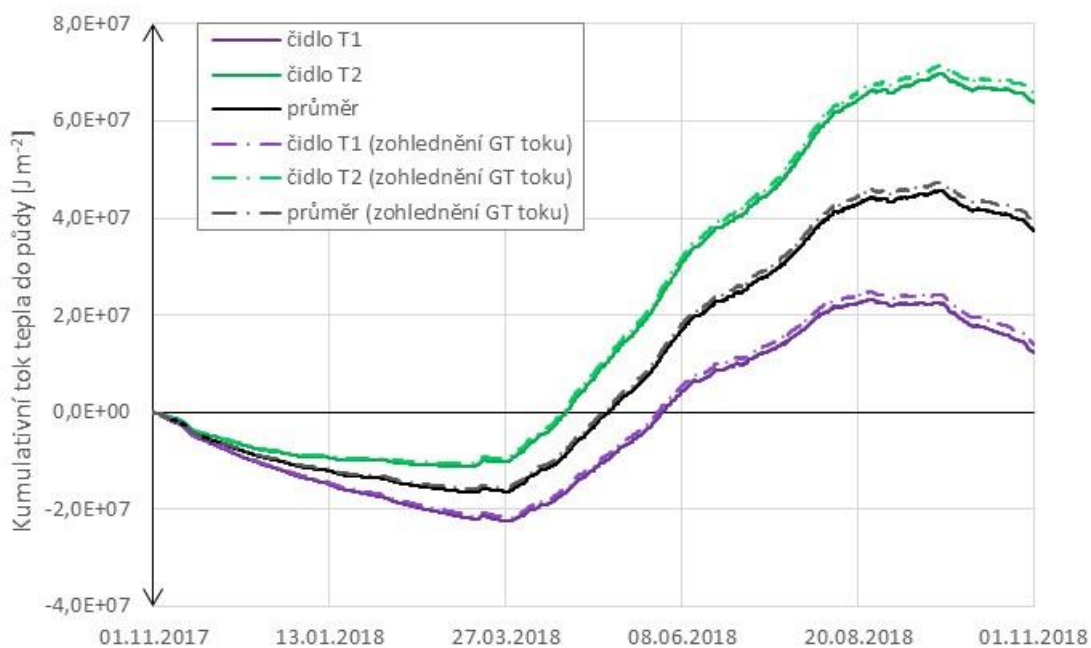
Obrázek 37: Vyplnění chybějících dat mezi 5. a 14. prosincem 2012 za účelem integrace v čase



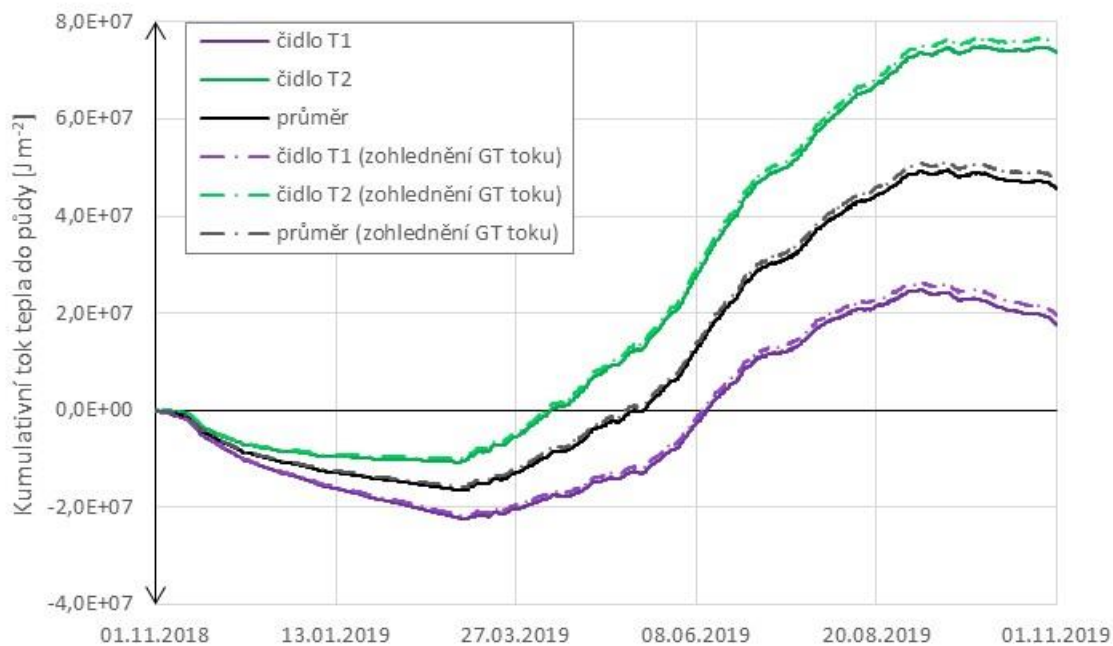
Obrázek 38: Kumulace hodinových průměrů dat čidel toku tepla do půdy v roce 2014



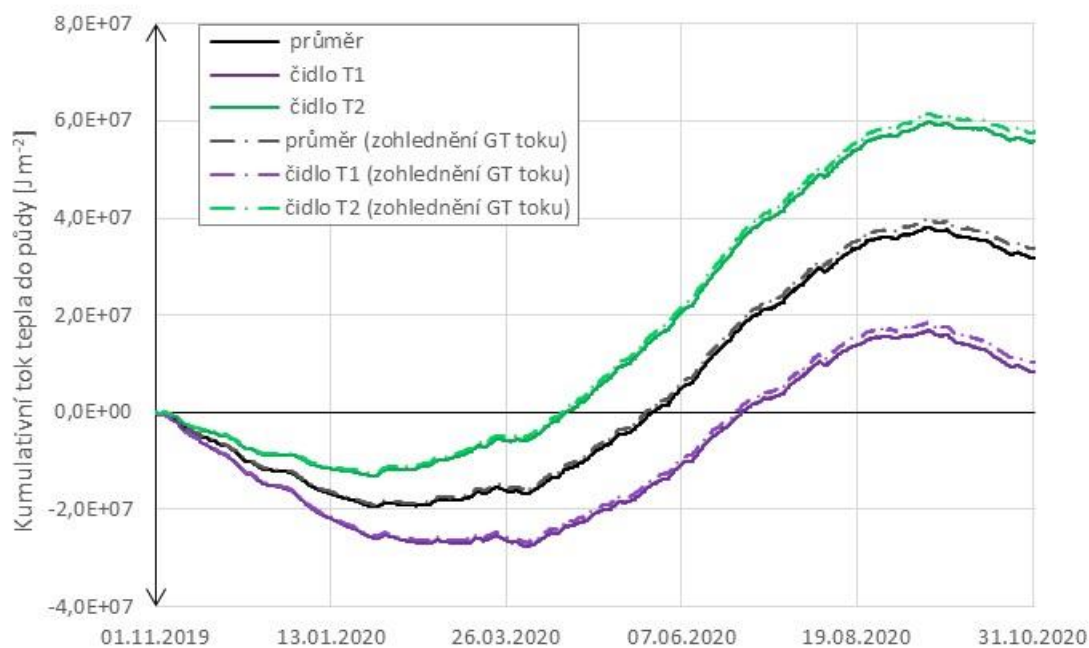
Obrázek 39: Kumulace hodinových průměrů dat čidel toku tepla do půdy v roce 2017



Obrázek 40: Kumulace hodinových průměrů dat čidel toku tepla do půdy v roce 2018



Obrázek 41: Kumulace hodinových průměrů dat čidel toku tepla do půdy v roce 2019



Obrázek 42: Kumulace hodinových průměrů dat čidel toku tepla do půdy v roce 2020