

JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH
ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA

Studijní program: B4106 Zemědělská specializace

Studijní obor: Pozemkové úpravy a převody nemovitostí

Katedra: Katedra krajinného managementu

Vedoucí katedry: doc. Ing. Pavel Ondr, Csc.

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Změny toku tepla do půdy v odvodněném mokřadu

Vedoucí bakalářské práce: doc. Ing. Jakub Brom, Ph.D.

Autor bakalářské práce: Lukáš Podhola

České Budějovice 2015

Prohlašuji, že v souladu s § 47b zákona č. 111/1998 Sb. v platném znění souhlasím se zveřejněním své bakalářské práce, a to v nezkrácené podobě elektronickou cestou ve veřejně přístupné části databáze STAG provozované Jihočeskou univerzitou v Českých Budějovicích na jejích internetových stránkách, a to se zachováním mého autorského práva k odevzdanému textu této kvalifikační práce. Souhlasím dále s tím, aby toutéž elektronickou cestou byly v souladu s uvedeným ustanovením zákona č. 111/1998 Sb. zveřejněny posudky školitele a oponentů práce i záznam o průběhu a výsledku obhajoby kvalifikační práce. Rovněž souhlasím s porovnáním textu mé kvalifikační práce s databází kvalifikačních prací Theses.cz provozovanou Národním registrem vysokoškolských kvalifikačních prací a systémem na odhalování plagiátů.

V Českých Budějovicích dne 24.4.2015

.....
Lukáš Podhola

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

(PROJEKTU, UMĚLECKÉHO DÍLA, UMĚLECKÉHO VÝKONU)

Jméno a příjmení: **Lukáš PODHOLA**
Osobní číslo: **Z12068**
Studijní program: **B4106 Zemědělská specializace**
Studijní obor: **Pozemkové úpravy a převody nemovitostí**
Název tématu: **Změny toku tepla do půdy v odvodněném mokřadu**
Zadávací katedra: **Katedra krajinného managementu**

Z á s a d y p r o v y p r a c o v á n í :

Náplní bakalářské práce bude analýza dynamiky toku tepla do půdy v odvodněném mokřadu v závislosti na změnách parametrů prostředí (teplotní a vlhkostní režim půdy, vegetační kryt, vlastnosti půdy) a managementu. Součástí práce bude porovnání přímo měřených hodnot toku tepla do půdy a vypočtených hodnot z měření teplotního gradientu v půdě.

Práce bude zahrnovat následující části:

1. Vypracování literární rešerše problematiky toku tepla do půdy v závislosti na charakteristikách prostředí.
2. Seznámení se se studovanou lokalitou a praktické zvládnutí metodického postupu měření toku tepla do půdy a analýzy získaných dat.
3. Zpracování získaných dat a materiálů a jejich adekvátní statistické vyhodnocení.
4. Diskuse výsledků v širších souvislostech funkce odvodněného mokřadu v kontextu funkčních parametrů krajiny.


Rozsah grafických prací: **dle potřeby**
Rozsah pracovní zprávy: **30 - 40 stran textu**
Forma zpracování bakalářské práce: **tištěná/elektronická**
Seznam odborné literatury:

DYKYJOVÁ, D. a kol. (1989): Metody studia ekosystémů. Academia, Praha.
GEIGER, R., ARON, R. H., TODHUNTER, P. (2003): The climate near the ground. 6th edition. Rowman & Littlefield Publishers, Inc., Lanham, Maryland.
HAVLÍČEK V. a kol. 1986: Agrometeorologie. SZN n. p., Praha.
KRAVČÍK, M., POKORNÝ, J., KOHUŤIAR, J., KOVÁČ, M. & TÓTH, E. (2007) Voda pre ozdravenie klímy - Nová vodná paradígma. Municipalia, a.s., Košice.
MATEJKA, F., HUZULÁK, J. (1987): Analýza mikroklímy porastu. VEDA, Nakladateľstvo SAV, Bratislava
PETERS-LIDARD CD, BLACKBURN E, LIANG X, WOOD EF. (1998) The Effect of Soil Thermal Conductivity Parameterization on Surface Energy Fluxes and Temperatures. Journal of the Atmospheric Sciences 55(7): 1209-24.


Vedoucí bakalářské práce: **Ing. Jakub Brom, Ph.D.**
Katedra krajinného managementu

Datum zadání bakalářské práce: **17. března 2014**
Termín odevzdání bakalářské práce: **15. dubna 2015**

JIHOČESKÁ UNIVERZITA
V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH
ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA
studijní oddělení
Studentská 13 ④
370 05 České Budějovice


prof. Ing. Miloslav Šoch, CSc., dr. h. c.
děkan

L.S.


doc. Ing. Pavel Ondr, CSc.
vedoucí katedry

V Českých Budějovicích dne 17. března 2014

Poděkování

Rád bych poděkoval vedoucí mé bakalářské práce doc. Ing. Jakubu Bromovi, Ph.D. za odbornou pomoc a ochotu během tvorby této práce. Dále bych rád poděkoval své rodině za trpělivost a podporu.

Abstrakt

Tato práce řeší problematiku tepelných toků do půdy v odvodněném mokřadu, přičemž cílem této práce bylo porovnat měřený a vypočtený tepelný tok do půdy v závislosti na slunečním záření. Problematika je popsána teoreticky z hlediska funkce mokřadů a přechodu slunečního záření do půdy. V práci jsou také popsány metodické postupy výzkumu a výzkum samotný je proveden formou grafů a statistických údajů, které jsou podrobně popsány.

Klíčová slova: Tepelný tok v půdě, sluneční záření, mokřad, energetická bilance.

Abstrakt

This work is focused on the problematic of heat streams into the ground in the area of the drained wetlands, while the aim of this work was to elaborate on comparison of the measured and counted stream of heat into the ground in dependence on the sunlight. This subject is elaborated theoretically from the point of view of the wetlands and the point of entry of the sunlight entering the ground. This work also includes procedures of the research and the reasearch itself is performed in the form of graphs and statistic data, which are described in detail further on.

Key words: heat flux in the ground, radiation, wetland, energy balance.

Obsah

1	Úvod.....	9
2	Cíl práce	10
3	Literární rešerše	11
3.1	Klima	11
3.1.1	Makroklima	12
3.1.2	Mezoklima.....	12
3.1.3	Místní klima	13
3.1.4	Mikroklima.....	13
3.2	Obecná charakteristika mokřadu.....	13
3.2.1	Druhy mokřadů	14
3.2.2	Hlavní funkce mokřadů.....	16
3.3	Sluneční záření.....	17
3.3.1	Zákony záření.....	19
3.3.2	Formy slunečního záření	20
3.3.3	Bilance záření.....	22
3.3.4	Tepelná bilance	22
3.4	Teplota půdy	23
3.4.1	Tok tepla v půdním podloží	26
4	Experimentální část.....	30
4.1	Experimentální lokalita.....	30
4.2	Použité měřicí přístroje	30
4.3	Zpracování získaných dat	32
4.4	Statistická analýza dat.....	33
5	Výsledky	34
6	Diskuse	39
7	Závěr.....	41
8	Seznam použité literatury.....	42

1 Úvod

Náplní mé bakalářské práce na téma „Změny toku tepla do půdy v odvodněném mokřadu“ je zhodnocení měřených a vypočtených tepelných toků a jejich prostupnost v půdě. Další zhodnocení se týká teplot půdy, které byly měřeny v různých hloubkách. Jak na teploty půdy, tak na tepelný tok má vliv přímé sluneční záření, lokalita experimentální plochy, geologické podloží, vegetační kryt aj. Všechny vyjmenované faktory jsou uvedeny v literární rešerši a podrobněji popsány.

Hlavní problematikou celé práce jsou tepelné toky, které jsou závislé na objemové vlhkosti půdy a dopadajícímu slunečnímu záření. Objemová vlhkost v půdě se neustále mění a to hlavně kvůli obhospodařování půdy a neustále změně počasí. S tím je spojena i změna tepelných toků v půdě. Problematika tepelných toků nebyla zatím nějak zvláště zkoumána, a proto mě toto téma zaujalo a začal jsem se změnou toků tepla zajímat. Tepelné toky, objemová vlhkost i celkové čisté záření jsou detailně popsány a vyhodnoceny v experimentální části. Dochází zde k porovnání měřeného a vypočteného toku tepla do půdy. Porovnání těchto toků je vyobrazeno v grafech, z kterých je patrné, jak se měnily tepelné toky během celého roku. V zimním a v letním období docházelo k očividným změnám tepelného toku v půdě. K dalšímu srovnání došlo mezi celkovou čistou radiací a měřeným tepelným tokem. Tyto hodnoty byly vyneseny do regresního grafu, kde je patrná závislost tepelného toku do půdy na intenzitě čisté radiace.

Výzkum toku tepla do půdy se prováděl na základně zemědělské fakulty Jihočeské univerzity s názvem „Vomáčka“. Jedná se o odvodněný mokřad, v jehož blízkosti je vybudována meteorologická stanice, která zaznamenávala hodnoty měření a odesílala je do online databáze. Odvodněný mokřad, jako biotop je velmi charakteristický pro prováděný výzkum. Vyhodnocená data z měření se týkají celého roku 2012.

2 Cíl práce

Cílem mé práce bylo vyhodnocení sezónního vývoje toků tepla do půdy v závislosti na změnách parametrů prostředí, jako jsou teplotní a vlhkostní režim půdy, vegetační kryt, vlastnosti půdy a sluneční záření. Součástí práce bylo porovnání a vyhodnocení přímo měřených hodnot toků tepla do půdy a vypočtených hodnot z měření teplotního gradientu v půdě.

3 Literární rešerše

3.1 Klima

Klima je stav atmosféry na daném místě, který se neustále mění. Příčinou je nepřetržitý průběh klimatotvorných procesů. Klima lze definovat jako statický soubor stavů, kterýmiž postupuje celý klimatický systém během několika desítek let. Celkový klimatický systém se vyznačuje globálním měřítkem a jeho výsledkem je fungování celé planety Země ve velmi různorodém prostředí. Prostudování různorodosti klimatických poměrů však není globální měřítko dostačující, proto je možné klima rozdělit podle velikosti ovlivňovaného prostoru na tyto: makroklima, mezoklima, místní klima a mikroklima.

Soubor meteorologických dějů, které se odehrávají na malé ploše cca do jednoho kilometru se nazývá mikroklima. Soubory jsou přímo ovlivňovány stejnorodým aktivním povrchem na určitém území (Prokeš a Rein, 1982). Mikroklima jako jediné z mnoha klimatických kategorií, je spojeno s energetickou bilancí soustavy aktivního povrchu neboli atmosférou.

Všeobecně je možno tvrdit, že dopadající sluneční energie se částečně spotřebovává na ohřev povrchu planety (vodní plochy, půda, vegetace, ale patří sem i zástavba, komunikace apod.) a zbylá část této energie se odrazí zpět do atmosféry. Část sluneční energie se spotřebovuje výparem vody, část se uvolní ve formě tepla a částečně se využije na fotosyntézu.

Pokorný a kol. (2011) tvrdí, že na využití fotosyntézy se spotřebovává velmi malá část sluneční energie (obvykle méně než 1 %). Povrchy, které postrádají vegetaci, jako jsou například pouště, nebo asfaltové či betonové plochy, mají omezenou možnost využití sluneční energie na evapotranspiraci (výpar vody). Na druhou stranu dopadají sluneční energie na povrchy, které jsou nasycené vodou využívá se sluneční energie na výpar maximálně (viz. Mackay a kol., 2007). Pokud se má voda, kterou je povrch nasycen odpařit, je zapotřebí jí dodat skupenské teplo výparu, které se získává ze slunečního záření. Proto se nespotebovává na ohřev okolí. Důsledkem evapotranspirace v letních měsících je nižší teplota v prostředí obsahující vyšší množství vegetace a vody, např. lesní porosty, mokřady, než na

místech bez vegetace a s nedostatkem vody pro výpar, např. ve městech. V chladnějších oblastech nebo ve večerních hodinách, když dojde k ochlazení na teplotu rosného bodu se vodní pára přeměňuje zpět na vodu kapalnou, což má za důsledek uvolnění vázaného skupenského tepla. Díky těmto dějům dochází k ohřívání okolí.

3.1.1 Makroklima

Makroklima se týká globálního měřítka. V zásadě se jedná o podnebí utvářené většinou vlivem atmosférického víru, společně s vertikální osou v oblastech v horizontálním rozměru nejméně stovek kilometrů. Klimatický režim oblasti trvající dlouhodobě je ovlivněn energetickou bilancí, atmosférickou cirkulací, charakterem aktivního povrchu a antropogenními zásahy (lidský faktor). Horní hranici makroklimatu tvoří tropopauza, dolní hranici tvoří výška, nad níž je aktivní povrch podmíněn tvorbou mezoklimatu. Makroklima charakterizuje podnebí kontinentů, oceánů a podnebních pásů.

3.1.2 Mezoklima

Oblast o rozměru až desítky kilometrů čtverečních je podnební oblast nazývaná se mezoklima. Toto klima je vázáno na oblasti, ve kterých je možno pozorovat vliv tření o zemský povrch a výraznější promíchávání vzduchu než u makroklimatu, proto je často označované za regionální klima. Vertikální rozsah je omezen prostorem, v němž jsou makroklimatické a mikroklimatické vlastnosti překrývány vlastnostmi mezoklimatickými. Mezoklima je ovlivněné a vytvořené převážně charakterem aktivního povrchu. Velký vliv na charakter mezoklimatu má vegetační pokryv (velikost, stáří, složení a typ porostu) a rozsáhlé vodní plochy. Další vliv sehrávají i antropogenní faktory například: lokalizace průmyslových areálů, velkých staveb, zemědělských ploch a apod. Mezoklima je pod velkým vlivem počasí, které ovlivňuje jeho existenci. Specifickými mezoklimatickými jevy jsou místní cirkulace a bouřky (Prokeš a Rein, 1982).

3.1.3 Místní klima

Místní klima (topoklima), někdy označováno jako reliéfové podnebí. Vytváří se převážně vlivem členitého georeliéfu. Jde především o podnebí svahů, údolí a apod. A odlišují se od podnebí rovin. Místní klima je obtížné zařadit do kategorie klimatu. Pohybuje se na rozmezí mezoklimatu a mikroklimatu. Je-li toto klima utvářené bezprostředně vlivem georeliéfu a jeho aktivního povrchu, lze ho považovat za topoklima.

3.1.4 Mikroklima

Mikroklima je charakterizováno jako podnebí poměrně malých oblastí o horizontálních rozměrech do jednoho kilometru čtverečního. V mikroklimatu se uplatňují vlivy s kteroukoli osou rotace větru. Vertikální rozsah je omezen výškou vrstvy, která přiléhá k zemskému povrchu a v níž se projevují odlišnosti od širokého okolí. Nejčastěji je formováno homogenním aktivním povrchem, jako je holá půda, vodní plocha, les, atd. Právě aktivní povrch, na kterém probíhá přeměna zářivé energie na tepelnou je hlavním mikroklimatotvorným činitelem. Existence mikroklimatu závisí na rázu vyšších kategorií klimatu např. za silného proudění větru se mikroklima nemusí vyvíjet (Středová a kol., 2011), (Havlíček a kol., 1986).

3.2 Obecná charakteristika mokřadu

V 70. letech 20. století se slovo mokřad začalo užívat jako ekvivalent anglickému termínu „wetland“. Na území České republiky se pod tímto termínem nacházejí biotopy, které mohou být také označovány jako luhy, rašeliniště, slatiny, vrchoviště, mokřiny, močály, bažiny, blata, ale také vlhké louky a nivy. Jistě by se také našla jiná pojmenování pro biotopy, které svou funkcí spadají pod mokřady. Většina mokřadů patří k nejproduktivnějším biotopům na Zemi. Produktivita mokřadů je vázána na jejich přirozený a co nejméně narušený stav (Mitsch a Gosselink, 2000).

Kender (2000) definuje mokřad jako: „Ekosystém, který vzniká, když v důsledku zaplavení vodou v půdě převládají anaerobní procesy, což vyvolá vznik živých organismů (převážně rostlin) na zaplavení“. Z přírodovědeckého hlediska se

jedná o jedny z nejcennějších a nejproduktivnějších biotopů. Z hlediska vodohospodářského představují tyto biotopy aktivní formu retence vody v krajině.

Podle Ramsarské úmluvy (www.ramsar.org) se mokřadem označují „území bažin, slatin, rašelinišť i území pokrytá vodou, přirozená i uměle vytvořená, trvalá či dočasná, s vodou stojatou či tekoucí, sladkou, brakickou či slanou, včetně území s mořskou vodou, jejíž hloubka při odlivu nepřesahuje 6 m“. Dle Ramsarské konvence lze zařadit mezi mokřady vytvořené člověkem např. rybníky, nádrže, poldry, zavlažovanou zemědělskou půdu, jezera vzniklá povrchovou těžbou písku, vegetační čistírny a kanály.

Definice mokřadů, kterou uvádí Mitsch a Gosselink (2000) by měla splňovat, alespoň tři hlavní složky:

- Přítomnost vody, buď na povrchu, nebo uvnitř prokořeněné vrstvy půdy.
- Jedinečné půdní podmínky odlišné od přilehlých, výše položených ploch.
- Mokřadní rostliny adaptované na vlhkost (tzv. hydrofyty), absence rostlin nesnášejících vlhkost.

3.2.1 Druhy mokřadů

Mokřady se vyskytují ve všech biomech světa. Tvoří přibližně 6,4 % souše, v tundře a boreální zóně je jejich podíl až 90 % (započítáme-li trvale zamokřenou tundru a zrašelinělý les). V tropickém pásmu dosahují mokřady značné rozlohy a to hlavně podél toku velkých řek a v jejich deltách (Prach a kol., 2009). Rozmanitost mokřadů je dána jejich délkou zaplavení, výškou a změnou vodní hladiny, zeměpisnou polohou, úživností substrátu, salinitou a dalšími faktory (Votrubová a Soukup, 1999).

Podle Pracha a kol. (2009) rozlišujeme tyto typy mokřadů:

1. *Mělké vodní nádrže a jejich litorál*: Do této skupiny patří mimo jiné největší jezera světa, Kaspické, Aralské, jezero Čad, jezera Severní Ameriky. Obklopená rozsáhlými porosty rákosin bývají většinou mělká jezera, v tropech a subtropích nejčastěji porosty druhů rodu *Cyperus*.

2. *Poříční ekosystémy*: Jsou-li zachovány přirozené rozlivy, pokrývají mokřady plochu celé říční nivy, které mohou dosahovat širě až několik kilometrů. Plocha kolem řeky je říční niva, která je pod přímým vlivem záplav. Většinou je to plocha mezi nejnižšími říčními terasami. Hladina vody může v řece i nivní půdě silně kolísat
3. *Delty a estuária*: Tyto oblasti jsou vázány na řeky, ale odlišují se kvůli vlivu moře. Vodní ekosystémy, které jsou vázány na ústí řek, se nazývají estuária. Jsou to místa, kde se mísí sladká a slaná voda (tzv. brakická voda). Tato místa jsou velice produktivní, protože řeky přinášejí živiny z pevniny a slaná voda nepůsobí jako limitující faktor produkce.
4. *Rákosiny*: V této skupině se nejedná pouze o rákos obecný ale i o porosty podobných rostlin. Tyto skupiny porostů se vyskytují na březích vodních nádrží, v deltách, v říčních nivách ale i samostatně v terénních depresích po celém světě. Tyto porosty jsou často vysoce produktivní.
5. *Travné porosty periodicky zaplavovaných a bezodtokových oblastí*: Tato skupina se vytváří na rozlehlých planinách, kde po období dešťů nastává období sucha. V období sucha se vyskytuje silné vyschnutí půdy. Střídání těchto období nevyhovuje dřevinám, ani mokřadním druhům. Většinou zde převládají adaptabilní trávy.
6. *Vnitrozemská slaniska*: Vyskytují se maloplošně zejména na vývěrech minerálně bohatých vod na solemi obohacených horninách. Velkoplošně se vyskytují v aridním klimatu, kde výpar převládá nad srážkami, a soli se shromažďují kolem povrchu půdy. Pokud jsou tyto ekosystémy po většinu roku zaplavené lze je zařadit k mokřadům.
7. *Rašeliniště a slatiniště*: Vždy se vytvářejí na trvale zamokřených místech. Rašeliniště se vyskytují na substrátech o živiny ochuzených a kyselých. Slatiniště na substrátech, které jsou na živiny bohaté a mají méně kyselé prostředí. Pro oba případy je charakteristické hromadění organického substrátu z odumřelých těl rostlin (rašelina, slatina). Typickými rostlinami pro rašeliniště jsou mechorosty rodu *Sphagnum*, vřesovcovité a šachorovité rostliny, v některých oblastech i dřeviny například borovice blatka. Pro slatiniště jsou nejvíce typické šachorovité rostliny. Přejdem mezi rašeliništěm a slatinou je tzv. přechodové rašeliniště (např. Červené blato).

8. *Bažinné lesy*: Příkladem jsou mokřadní olšiny, jsou trvale zamokřené části tropických deštných lesů, nebo tisovcovité lesy na jihovýchodě Severní Ameriky.
9. *Mokrý louky*: Jsou skupinou mokřadních typů luk se stále nebo cyklicky podmáčeným půdním profilem. Podzemní nebo povrchová voda se zdržuje po většinu vegetačního období při povrchu, nebo nad půdním povrchem. Tyto typy se nejlépe uplatňují v nižších částech reliéfu krajiny, v prameništích, rašeliništích, pobřežních zónách rybníků. Z celkové rozlohy travinných porostů zauímají mokré louky v ČR asi 10 % (Balátová – Tuláčková, 1985). Voda, která se hromadí v půdě, je podmíněna rozkladem rostlinného materiálu. Bez dostatku kyslíku tvoří huminové kyseliny, které způsobují kyselost těchto lučních mokřadů. Pokud kyseliny nedosáhnou určité míry, dostávají se na louky ostřice a nahrazují náchylnější lipnicovité trávy (Reichholf, 1998).

3.2.2 Hlavní funkce mokřadů

Přechodovou vrstvu mezi terestrickým a vodním prostředím tvoří mokřady. Význačně omezují transport materiálu a sedimentů do vodních těles. Díky svému umění čistit povrchovou vodu, která skrze ně prochází, a upravovat její kvalitu se mokřady výrazně podílejí na ochraně povrchových a spodních vod. Vegetace, která se vyskytuje v blízkém okolí mokřadu, napomáhá ke zpevnování břehů a tím je chrání před erozí. Mokřady pojmu velké množství vody a jsou její přirozenou zásobárnou, ale částečně také chrání před zátopovou vodou. Mají tzv. retenční a akumulaci schopnost. Mokřad jako biotop poskytuje útočiště řadě rostlinných i živočišných druhů, často i vzácných a ohrožených (Votrubová a Soukup, 1999).

V lučních nivách má travní vegetace více funkcí. Hlavní funkce je zpevňující neboli protierozní. Je s tím úzce spojeno působení lučního porostu na zpomalení povrchového odtoku a zvýšení sedimentace zejména v období záplav. Kořeny travin lépe zpevňují nivní půdy, protože mají rozsáhlejší kořenový systém oproti dřevinám. Další funkce je produkční. Četný růst vegetace a tvorba rostlinné hmoty jsou těsně spojeny s přijímáním a výdejem minerálních živin. Zadržování živin v půdě a porostu se nazývá filtrační funkce nivy. Nejen kořeny, ale i nadzemní části lučního

porostu se zúčastňují půdotvorných procesů. Další funkce lučních porostů je funkce hydrologická, jako každý porost s rozsáhlou nadzemní biomasou a značným výparem zvlhčují ovzduší a napomáhají tvorbě místních srážek (Květ, 1996).

Nezastupitelný význam mají mokřadní ekosystémy pro funkci krajiny (Tlapák, 1994). Velmi důležitou částí mokřadu je hydrologický poměr, který má vliv na strukturu a funkci vody v krajině (Čížková a kol., 2004). Mokřadní periody jsou řízené biotickými a abiotickými faktory. Mitch a Gosselink (2000) propojují klima, hydrologii a geomorfologii jako soubor podmínek, který určuje funkci a strukturu mokřadů do tzv. hydrogeomorfologie. Biotické faktory jsou předurčeny faktory abiotickými, přičemž biota svou přítomností a aktivitou zpětně ovlivňuje abiotické faktory. Do biotických faktorů řadíme procesy spojené s jejich aktivitou např. transpiraci, produktivitu, dekompozici, prostupnost tepla, koloběh živin atd.

3.3 Sluneční záření

Sluneční záření neboli radiace je šíření elektromagnetického záření atmosférou. Základní charakteristikou záření je jeho vlnová délka. Jako základní jednotka se používá 1 nanometr (nm) nebo 1 mikrometr (μm). Hlavním zdrojem záření je Slunce. To získává svou zářivou energii cyklem, při kterém dochází k termojaderným přeměnám vodíku na helium. Přímé sluneční záření se během roku mění a to v důsledku změny vzdálenosti Země od Slunce a aktivity Slunce. Největší množství záření naše planeta přijímá v lednu a to cca $1,412 \text{ kW}\cdot\text{m}^{-2}$ a nejmenší množství přijímá v červenci cca $1,321 \text{ kW}\cdot\text{m}^{-2}$ (Havlíček a kol. 1986). Soukupová (2009) uvádí hodnotu solární konstanty $S_0 = 1367 \pm 7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Na povrch zemské atmosféry dopadá 174 000 TW sluneční energie. Z tohoto množství se přibližně jedna třetina odrazí zpět do vesmíru v podobě krátkovlnného záření, přibližně 25 % se podílí na výparu a koloběhu vody v přírodě a zhruba 45 % se vyzařuje v podobě tepla (http://en.wikipedia.org/wiki/Solar_energy).

Jak tvrdí Vysoudil (1997), základními zdroji zářivé energie z meteorologického hlediska jsou Slunce a planeta Země. Další zdroje zářivé energie jako je Měsíc nebo kosmické záření, jsou pro energetickou bilanci naší planety zanedbatelné. Údajně představují jen $2,4 \cdot 10^{-2} \%$ slunečního záření.

Primárním energetickým zdrojem pro všechny významné meteorologické procesy, které probíhají na Zemi a vytváří tím ideální podmínky pro život je Slunce. Naše nejbližší hvězda vysílá k Zemi elektromagnetické záření, které tvoří rozsáhlý soubor nejrůznějších částic a fotonů všech vlnových délek. Od nejkratších, jež představují kosmické záření, až po velmi dlouhé rádiové vlny. Při použití v meteorologických a bioklimatických aplikacích a analýzách je uvažováno zejména krátkovlnné záření. Toto záření je považováno za 99 % dopadající energie. Vyznačuje se vlnovou délkou 170 až 3000 nanometrů a maximální energií na úrovni vlnové délky 475 nm.

Podle Havlíčka a kol. (1986) se často elektromagnetické záření kvůli zjednodušení celého spektra člení na dva typy. Na ionizující a neionizující. Do oblasti ionizujícího záření začleňujeme: gama záření, kosmické záření, Röntgenovo záření a některé části ultrafialového záření. Do neionizujícího záření řadíme: viditelné záření, infračervené záření, rádiové vlny a zbylou část ultrafialového záření.

Pod pojmem radiace rozumíme zářivý tok, který dopadá na konkrétní povrch. Dopadající záření je vždy odraženo (reflexe), pohlcováno (absorpce) nebo částečně proniká (transmise) do nižších vrstev aktivního povrchu (půda, vegetace, voda, atmosféra), který je částečně propustný pro energii záření (Havlíček a kol., 1986)

Při průchodu atmosférou Země, prodělává sluneční záření podstatné změny. Tyto změny jsou zapříčiněny vlivem absorpce, reflexe a difúze. Průchod je ovlivňován např.: molekulami plynů, ledovými krystalky, prachovými částicemi apod. Pro některé části elektromagnetického spektra je atmosféra téměř nepropustná nebo je záření značně oslabováno výše popsanými vlivy. Výjimku tvoří části spektra, která označujeme jako tzv. „atmosférická okna“, kde je vliv atmosféry minimální. Nejvýznamnější jsou podle Klabzuby (2009) tyto:

- Okno, které propouští krátkovlnné sluneční záření na povrch Země
- Okno, které propouští dlouhovlnné vyzařování do vesmíru
- Rádiové okno, které propouští oblast metrových délek

3.3.1 Zákony záření

Fyzikální pravidla, která formulují množství vyzářené energie a změny energie ve vztahu k povrchu, jsou podmíněny základními zákony záření. Jsou to například tyto:

- Stefan Boltzmannův zákon: veškeré množství radiační energie vyzářené plochou tělesa za jednotku času (ϕ_e) je funkcí povrchové teploty tělesa. Podle vztahu :

$$\phi_e = \sigma \cdot T^4$$

ϕ_e – Celková intenzita záření ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)

σ – Stefan-Boltzmannova konstanta = $5,67 \cdot 10^{-8} \cdot \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$

T – teplota v Kelvinech

- Wienův zákon: pokud roste teplota tělesa emitujícího záření, tak se jeho vlnová délka zmenšuje. A je tomu i naopak. Zatímco λ_{max} pro sluneční záření dosahuje cca 500 nm, pro vyzařování Země je to 10 000 nm (Poulek a kol., 2010).

$$\lambda = \frac{b}{T}$$

λ - Vlnová délka (nm)

b – Wienova konstanta = 2,8978 mm.K

T – Teplota tělesa (Kelvin)

- Planckův zákon vyzařování: popisuje rozdělení energie ve spektru záření v závislosti na jeho teplotě. Vyzařování energie tělesa (E) není spojitě, ale diskrétní; je emitováno v určitém množství, tzv. kvantech energie. Velikost kvanta závisí na vlnové délce nebo frekvenci záření (Matějka, 1987). A to je dáno vztahem:

$$E = h \cdot \frac{c}{\lambda} = h \cdot \nu$$

E – Energie (J)

h – Planckova konstanta = $6,63 \cdot 10^{-34} \text{ J} \cdot \text{s}^{-1}$

c – Rychlost světla = $3 \cdot 10^8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

λ - Vlnová délka (nm)

ν – Frekvence záření

3.3.2 Formy slunečního záření

Sluneční záření, které po průchodu atmosférou dopadá nebo se odráží od zemského povrchu se podle Havlíčka a kol. (1986) rozděluje do několika typů:

1. Přímé sluneční záření (S): je tvořeno paprsky, které směřují rovnoběžně od slunečního disku. Tyto paprsky se měří kolmo k jejich dopadu na zemský povrch.
2. Difúzní záření (D): je energetické záření, po rozptýlení a odrazu na částicích (ledové krystalky, kapky vody, aerosolové částice) jež obsahuje atmosféra, dopadají na vodorovnou plochu ze všech směrů.
3. Globální záření (Q): je součtem difúzního záření a přímé radiace, které dopadá na vodorovný povrch. Globální záření dopadá na zemský povrch pouze během světlé části dne. Během noci se blíží k nule. Pokud dojde během dne k zastínění slunce vlivem velké oblačnosti, přímá složka globálního záření chybí a tvoří jej pouze difúzní záření.

4. Insolace (I): je možné označení pro oslunění. Insolace je přímým zářením, které dopadá na obecně orientovanou plochu.
5. Odražené záření (R): tvoří část globálního záření, která se odráží od aktivního povrchu zpět do atmosféry. Intenzita a spektrum jsou zcela závislé na nejrůznějších vlastnostech dopadajícího slunečního záření na variabilní odrazivé schopnosti individuálního povrchu. Intenzita odraženého slunečního záření se vyjadřuje ve wattech na jeden metr čtvereční povrchu. Schopnost povrchů se hodnotí podle relativní odrazivé schopnosti. Tato schopnost se nazývá albedem. Albedo je relativní veličinou a obvykle se vyjadřuje v procentech:

$$\text{albedo} = \frac{R}{Q} \cdot 100 [\%]$$

R – odražené záření ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)

Q – globální záření ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)

Během dne lze také u porostů pozorovat změny albeda. Ovlivňujícími faktory jsou však např.: ranní rosa, sněhová pokrývka, žloutnutí a usychání listů (Sapožnikovová, 1952).

Vyzařování delších vlnových délek je typické pro atmosféru a aktivní povrch. Jak uvádí Klabzuba (2009) radiační toky dlouhovlnného záření, které se měří v blízkosti zemského povrchu rozlišujeme do několika typů:

- Vyzařování Země (E_z): je tok energie, který je vyzařován aktivním povrchem. Aktivním povrchem se rozumí horní vrstva půdy, voda, vegetace, sněhová pokrývka, led, lidské stavby atd.
- Zpětné záření energie (E_a): v nejvyšších vrstvách atmosféry se částečně pohlcuje procházející sluneční záření. Ve spodních vrstvách atmosféry se částečně absorbuje energie vyzařovaná zemským povrchem a zároveň se

energie vyzařuje. Zpětné záření atmosféry (E_a) je vždy menší, než vyzařování Země (E_z).

- Odražené dlouhovlnné záření (R_d): při dopadání zpětného záření atmosféry (E_a) je větší část absorbována aktivním povrchem a zbylá menší část je odražena zpět stejně jako krátkovlnné záření (R). Bývá však složité odlišit krátkovlnné záření od vyzařování Země (E_z), a proto většinou není samostatně měřené.

3.3.3 Bilance záření

Pomocí detailní analýzy bilancovaných radiačních toků rozdělujeme bilanci krátkovlnného záření, dlouhovlnného slunečního záření, nebo celkovou bilanci slunečního záření (Klabzuba a Kožnarová, 1991).

Celková bilance záření (B) je součtem všech současně působících toků zářivé energie od krátkovlnných toků až po dlouhovlnné. Jak uvádí Klabzuba (2009), nebo Havlíček a kol. (1986) je celková bilance záření základním klimatotvorným faktorem, jak z hlediska mikroklimatického, tak z hlediska planetárního. V troposféře, což je nejhustší vrstva atmosféry, je celková radiační bilance rozhodujícím prvkem v dynamice všech meteorologických dějů a to v průběhu dne a roku. Dle Klabzuby (2009) jsou z agrometeorologického hlediska nejvýznamnější činitelé teplota vzduchu, půdy a vody a proudění vzduchu.

3.3.4 Tepelná bilance

Tepelná bilance probíhá mezi aktivním povrchem a atmosférou. Aktivní povrch je definován jako hranice vrstev povrchu Země a atmosféry. V této hraniční vrstvě dochází nepřetržité přeměně zářivé energie na tepelnou a probíhá zde jejich výměna. Tato výměna je umožněna díky proudění vzduchu a vody (Vysoudil, 1997). Teplo obsažené v aktivní vrstvě se dostává do atmosféry díky těmto faktorům:

- Turbulentní tok tepla nebo mezní vrstvy atmosféry (tok zjevného – pocitového tepla)
- Kondenzace, kdy se prostředí ohřívá a výpar, kde se prostředí ochlazuje

- Dlouhovlnné záření, které vysílá globální záření do vesmíru
- Pohyb tepla mezi podložím aktivního povrchu a atmosférou

Podle výpočtu energetické bilance aktivního povrchu by se ztráta a příjem energie aktivního povrchu měly rovnat nule. Jednotlivé hodnoty prvků jsou ovlivňovány počasím a fází dne. Tepelnou bilanci aktivního povrchu můžeme definovat podle vztahu:

$$R_n = H + LE + G$$

H – turbulentní tok zjevného tepla

LE – tok latentního tepla výparu

G – pohyb tepla v podloží aktivního povrchu (tok tepla do půdy)

3.4 Teplota půdy

Z agrometeorologického hlediska je teplota půdy jedním z hlavních faktorů, který ovlivňuje dobu setí, klíčení, scházení a hlavně přezimování rostlin. Z hlediska klimatologického se teplota půdy výrazně podílí na velikosti výparu vody z půdy.

Energetická bilance, která se neustále mění, způsobuje proměnlivý ohřev nebo ochlazování aktivního povrchu, což má významný vliv i na teplotu půdy. Roční chod teploty půdy záleží na periodické změně záření v průběhu roku. Vedle roční periodicity se v průběhu teplot projevuje i denní (cirkadiánní) periodicitu. Průběh denního chodu teplot v půdě je podobný dennímu chodu teploty vzduchu. Minimální teplota bývá proměnlivá a nejčastěji nastává těsně před východem Slunce. Maximální teplotu povrchu půdy lze nejčastěji naměřit kolem první hodiny po poledni. Změny teploty půdy jsou ve všech hloubkách během dne i noci nejvíce ovlivňovány působením těchto faktorů:

1. Výškou a hustotou vegetace, sněhové pokrývky nebo jinými materiály na povrchu půdy (spadlé listí aj.).

2. Expozicí, což je orientace členitého terénu ke světovým stranám, sklonem svahu, polohou lokality (údolí, nebo vrcholové hřebeny).
3. Stavem půdy, které jsou obsaženy půdní vodou a půdním vzduchem, nadměrným utužením půdy, nebo naopak nakypřením.
4. Počasím, nadměrná oblačnost a srážky mohou vyvolat krátkodobé neopakující se změny, které jsou nejvíc patrné v povrchových vrstvách. Několikadenní kolísání stálé denní teploty se může projevat ve větších hloubkách a je zapříčiněno změnou synoptické povětrnostní situací.
5. Podnebí, v polohách s menší zeměpisnou šířkou jsou pravidelně vyšší denní teploty, díky těmto teplotám se zvětšuje denní amplituda. V těchto oblastech zůstává roční amplituda celkových teplot malá. Naopak s narůstající zeměpisnou šířkou se roční amplituda zvyšuje.

Nejvyšší hodnoty teploty půdy v povrchových vrstvách můžeme zaznamenat v průběhu a na konci léta. Naopak nejnižší hodnoty je možno naměřit v druhé polovině zimy (Klabzuba, 2009).

Teplota půdy má velký vliv na vývoj a růst vegetace a na biochemické a biologické procesy, které probíhají v půdě. Sluneční energie je hlavním zdrojem ohřevu půdy. V závislosti na geometrii slunečního záření se mění teplota půdy a to nám vlastně určuje denní chod teploty v půdě. Hloubka půdy ve které zaniká denní amplituda teplot je v našich podmínkách mezi čtyřiceti až sto centimetry. Pokud mluvíme o teplotě půdy, hlavně nás zajímají dvě charakteristiky:

1. *Tepelná kapacita půdy*: je to schopnost půdy zadržovat nebo pohlcovat teplo a má velký vliv na ohřev půdy. V podstatě vyjadřuje, jaké množství tepla je potřeba k ohřátí určitého objemu vody o jeden stupeň celsia. Tuto charakteristiku lze vypočítat pomocí vztahu:

$$Q = m \cdot c \cdot \Delta T$$

m – hmotnost určitého objemu vody (kg)

c – měrná tepelná kapacita půdy ($J^{-1} \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$)

$\Delta T = T_2 - T_1$ – kde T_1 je počáteční teplota půdy a T_2 je konečná teplota půdy (K)

Čím je větší tepelná kapacita půdy, tím se půda ohřívá pomaleji. Tepelná kapacita půdy závisí také na vlhkosti půdy, čím vyšší je vlhkost v půdě tím pomaleji se půda zahřívá.

2. *Tepelná vodivost půdy*: je schopnost rozvádět teplo v půdě. Je to vlastně množství tepla, které projde půdou za jednu sekundu přes jeden centimetr čtvereční půdy o tloušťce jeden centimetr při tepelném spádu jeden Celsiův stupeň. Tepelná vodivost je závislá na mineralogickém složení, zrnitosti, vlhkosti a struktuře půdy. Podle Dykyjové (1989) lze tepelnou vodivost vypočíst dle vztahu:

$$Q = \lambda - S \frac{\Delta T}{d} - \tau$$

τ – čas (s)

S – plocha (cm²)

d – hloubka (cm)

λ - součinitel tepelné vodivosti (W/m.K)

ΔT – Rozdíl teplot na vzdálenost d (K)

S teplotou půdy je spojené i promrzání, které závisí na několika faktorech jako je třeba: výška a teplota sněhové pokrývky, vlhkost půdy, vegetační kryt, struktura půdy aj. Podle Havlíčka (1986) určujeme dva stavy promrzání:

- *Polozmrzlá půda*: nastává, pokud je stav heterogenního systému voda, led a půda rovnovážný.
- *Tvrdě zamrzlá půda*: nastává, pokud dojde zamrznutí vody v půdních pórech a tím k zvětšení objemu půdy. V našich podmínkách zamrzá půda až do hloubky jednoho metru.

Permafrost neboli věčně zmrzlá půda se vyskytuje na místech, kde je průměrná roční teplota nižší než nula stupňů Celsia. Trvalý permafrost se neustále udržuje ve větších hloubkách. Vegetace se v těchto místech obnoví jen v létě a to na krátký čas. Permafrost se vyskytuje hlavně na severní polokouli a v severovýchodní Asii.

3.5 Tok tepla v půdním podloží

Tok tepla v půdě závisí na fyzikálních vlastnostech půdního substrátu a druhu podloží. Množství tepla, které proteče půdním podložím je přímo úměrné jeho tepelné vodivosti. S hloubkou půdy se také mění teplota. Půdní substráty, které se nacházejí v zemském podloží mají různou tepelnou vodivost. S různými půdními druhy a s jejich strukturou a vlhkostí se mění i intenzita tepelného toku. Půdy s vysokým obsahem vody a s minimem pórů a humusu mají nejvyšší vodivost. V denních hodinách nejčastěji okolo deváté až desáté hodiny se přesouvá teplo s aktivního povrchu do podloží, což je pozitivní energetická bilance. V nočních hodinách naopak vzniká negativní energetická bilance. Velice podobné je to i v ročním chodu teplot, kdy pozitivní energetická bilance nastává v letním období a negativní v zimním období. To znamená, že v letním období zemský povrch teplo spíše přijímá a v zimním období spíše vydává (Netopil, 1984).

Teplota je základní veličinou, která je vyjádřena ve °C a spoluurčuje přenos tepla a vody v tomto systému. Na teplotě půdy jsou také závislé chemické reakce a biologické procesy v půdě (růst rostlin, aktivita mikrobů), (Novák, 1995).

Složitost procesů přenosu tepla v půdě je způsobená složitostí podnebního systému – je to trojfázový polydisperzní systém a od jiných pórovitých prostředí se odlišuje vysokým obsahem organických látek (až do 12% hmotnosti), (Novák, 1995).

Na přenosu tepla se podílejí tři základní mechanismy – záření, vedení a proudění tepla. Pokud je půda nenasycena vodou, v pórech se nachází vzduch a existující gradient teploty způsobuje radiační přenos tepla mezi povrchy fázového rozhraní voda – vzduch ve směru proti gradientu teploty. Význam tohoto mechanismu vzrůstá se snižující se vlhkostí půdy.

Konvektivní přenos tepla může být realizovaný ve vodou nasycených, ale taktéž v nenасыceném pórovitém prostředí. Intenzita přenosu tepla tímto mechanismem závisí na rychlosti proudění vody. Ve vodou nenасыceném pórovitém prostředí je konvekce významná při infiltraci vody do půdy, které nastává táním sněhové pokrývky, nebo v době závlah (Novák, 1995).

Oke (1987) tvrdí, že přenos tepla do půdy se řídí čtyřmi spojenými tepelnými vlastnostmi, což jsou tepelná vodivost, tepelná kapacita, teplotní vodivost a tepelné přijímání. Dále tvrdí, že teplo ve dne je vedeno dolů do půdy a v noci vzhůru k povrchu půdy. Ke stanovení množství tepla, jež projde v důsledku teplotního spádu kolmo aktivním povrchem, by bylo možné použít Fourierův zákon ve tvaru:

$$q = -\lambda \nabla T$$

q – hustota tepelného toku ($W.m^{-2}$)

λ – součinitel tepelné vodivosti ($W.m^{-1} .K$)

T – teplota půdy (K)

Součinitel tepelné vodivosti, který je měřítkem schopnosti vést teplo půdě je formálně definován, jako množství tepla (J), které proteče přes jednotku průřezové plochy (m^2) látky za jednotku času (s). Bohužel součinitel tepelné vodivosti není konstantní pro danou půdu. Mění se jak s hloubkou, tak s časem. Nicméně pokud se zaměříme na sypké půdy, které v našem případě na experimentálním stanovišti jsou, tak závisí na vodivosti půdních částic, pórovitosti půdy a obsahu vlhkosti. Obsah vlhkosti je však relativní pro daný typ půdy. Pokud vzroste vlhkost v původně suché půdě, tak zvyšuje její tepelnou vodivost. To je zapříčiněno ze dvou důvodů. Zaprvé, potažení půdní částice vlhkostí zvyšuje tepelný kontakt mezi zrny. Zadruhé, je vyšší vodivost způsobena vodou, která vstupuje do půdních pórů. Stejný objem vody, který se do pórů dostane, musí být vyloučen ve formě půdního vzduchu. To znamená, že se nahradí půdní vzduch látkou, jejíž vodivost je větší. Tím jsme zavedli tepelnou kapacitu (C). Je to schopnost látky, která jí dovoluje ukládání tepla a vyjadřuje změnu teploty vyrobené, jako výsledek získání nebo ztráty tepla. Hodnotu C pro

půdu je možné vypočítat pomocí hodnocení frakce půdní pevné látky, vody a vzduchu. Přidáním vody s velmi vysokou tepelnou kapacitou vylučujeme přiměřené množství půdního vzduchu s nízkou tepelnou kapacitou.

Tepelná vodivost půdy (K_{HS}), je schopnost půdy šířit tepelné vlny. Rychlost šíření je ovlivněna pohybujícími se vlnami tepla a hloubkou aktivního povrchu. Teplotní vlivy jsou přímo úměrné schopnosti vést teplo, ale nepřímo úměrné množství tepla, které je potřebné pro změnu tepelného účinku (C). Na tepelnou vodivost, lze pohlížet jako na množství času potřebného pro teplotní změnu. Například vstup denního tepla vytvoří vlnu, která se pohybuje rychle a ve značné hloubce půdy, kde je tepelná vodivost vysoká, ale je za potřebí velké množství tepla na prohřátí mezivrstev. Z důvodu vysoké tepelné kapacity půdy bude vlna tepla zpomalena a nepronikne až do spodní vrstvy půdy. Hodnota (K_{HS}) je ovlivňována stejnými půdními vlastnostmi, které mají vliv na součinitel tepelné vodivosti a tepelnou kapacitu, což je zejména půdní vlhkost. Přidáním vlhkosti do suché půdy zpočátku vyvolává prudký nárůst tepelné vodivosti, což je zapříčiněno zvýšením tepelného kontaktu půdních částic a vytlačení půdního vzduchu. Nicméně, ve většině půd dochází k poklesu objemu vody. To je zapříčiněno stále se zvyšujícím obsahem vlhkosti, kvůli kterému se zvyšuje i hodnota tepelné kapacity (Oke, 1987).

Jednoduchými výpočty je možné určit, že rozhodujícím mechanismem přenosu tepla v půdě je vedení (konduktce). Vedení tepla v půdě je kontaktní přenos tepla mezi jednotlivými částmi půdy. Matematická teorie přenosu tepla v půdě je založena především na matematické formulaci konduktivního přenosu. Jak tvrdí i Novák (1995) základní rovnicí konduktivního přenosu tepla je Fourierova rovnice, vyjadřující závislost mezi intenzitou toku tepla a gradientem teploty:

$$v_h = -\lambda (x, y, z, t) \cdot \nabla T$$

v_h - intenzita toku tepla do půdy ($W \cdot m^{-2}$)

λ – součinitel tepelné vodivosti půdy ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$)

T – teplota půdy (K)

x, y, z – kartézská soustava souřadnic (m)

t – čas (s)

Součinitel tepelné vodivosti je kvantitativní mírou vlastností pod vedením tepla, záporné znaménko znamená, že směr přenosu tepla probíhá proti směru gradientu teploty, tj. směrem k nižším teplotám.

4 Experimentální část

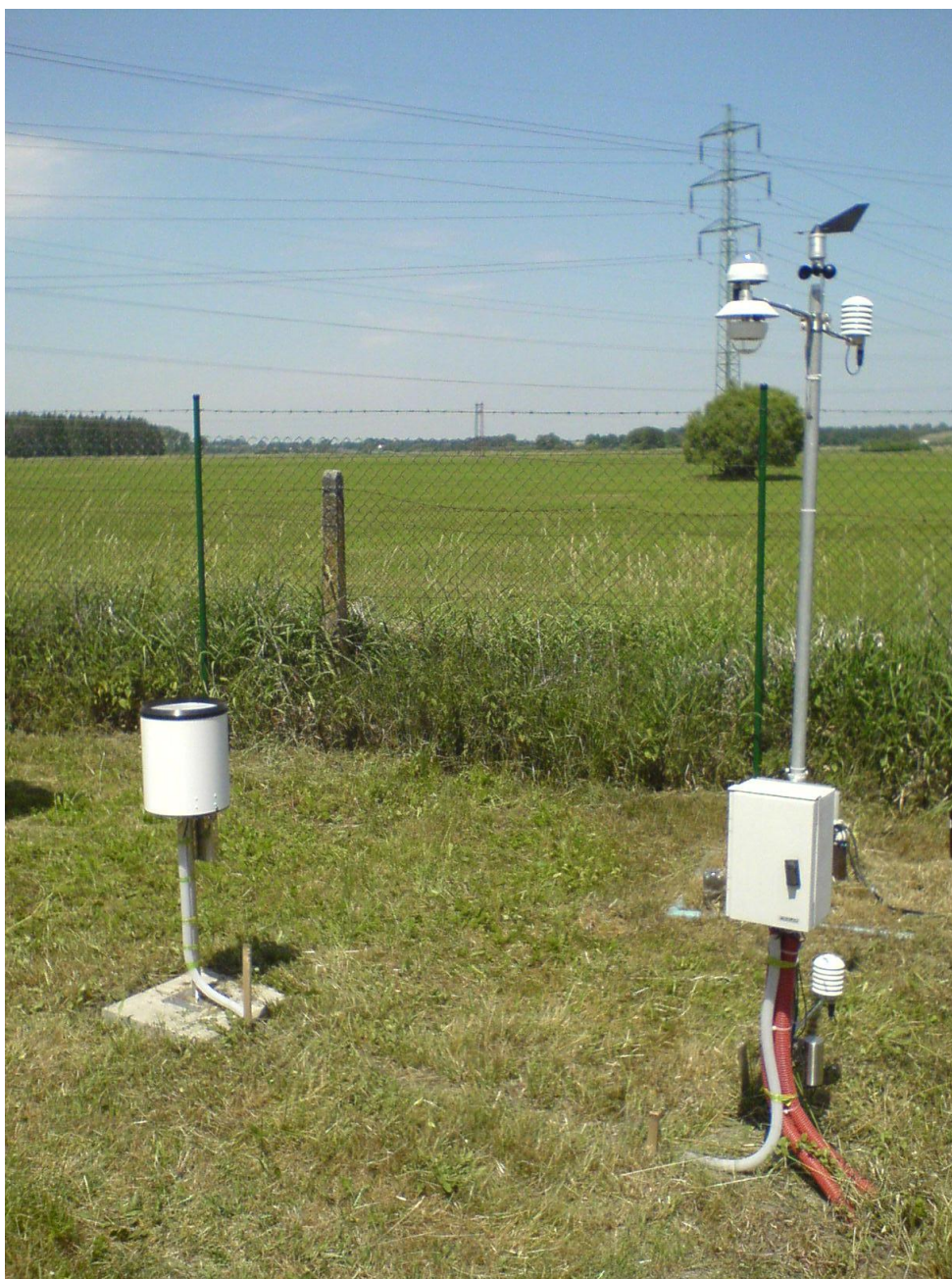
4.1 Experimentální lokalita

Experimentální plocha se nachází v Jihočeském kraji v okrese České Budějovice a spadá do katastrálního území Zliv a je součástí tzv. Zbudovských blat. Experimentální plocha je vzdálena přibližně 19 km od Českých Budějovic, 2 km od města Zliv. V severní hranici je oblast ohraničena železniční tratí České Budějovice – Protivín a v jihovýchodní hranici do ní zasahuje Zlivský rybník. Zdejší lokalita se vyznačuje podmáčeným půdním profilem s častým výskytem mokřadů. Experimentální plocha je součástí terénní stanice – Zemědělské fakulty Jihočeské univerzity v Českých Budějovicích Vomáčka (bývalá rybářská bašta U Vomáčků). V těsné blízkosti stanice se nachází přírodní rezervace Mokřiny u Vomáčků.

Podle geomorfologického členění spadá tato lokalita do Hercinského systému, Česko - moravská subprovincie, oblast Jihočeské pánve, celek Českobudějovická pánev. Průměrná nadmořská výška je zde 383 až 385 m. n. m. Z agroklimatického hlediska patří lokalita k mírně teplým až k mírně vlhkým. Průměrný úhrn srážek je zde 550 – 700 mm a průměrná roční teplota je 7 – 8 °C. Z geomorfologického členění půd se zde nacházejí stagnogleje modální i histické, kambizemě, nivní půdy, lehké až velmi těžké se sklonem k trvalému zamokření. Experimentální údaje byly získávány pouze z meteorologické stanice Vomáčka.

4.2 Použité měřicí přístroje

Pro měření byla použita meteorologická stanice se záznamníkem M4016 (Fiedler–Mágr elektronika pro ekologii, ČR). Stanice je osazena čidly T+RV pro měření teploty a relativní vlhkosti vzduchu ve 2 m a v 0.2 m nad povrchem (přesnost $\pm 0,1$ °C, resp. 2 % relativní vlhkosti), čidly Pt 100 pro měření teploty povrchu půdy, v hloubce 0.1 m a 0.2 m pod půdním povrchem (přesnost 0,1 °C), čidlem Virrib pro měření objemové vlhkosti půdy (přesnost ± 1 % obj.), čidlem pro měření toku tepla do půdy HUKSEFLUX HFP01 (přesnost $\pm 5 - 15$ %), netradiometrem NR Lite (Kipp&Zonen) pro měření celkové čisté radiace (přesnost ± 10 %) a čidly pro měření dopadající a odražené globální radiace CM3 Kipp&Zonen s přesností měření ± 5 %.



Obr. 1. Meteorologická stanice Fiedler-Mágr

Pro zpracování a analýzu byla použita data měřená v průběhu roku 2012 s úplnou časovou řadou pro všechny použité ukazatele. Data byla měřena v 10 minutovém intervalu.

4.3 Zpracování získaných dat

Ze stažených dat z on-line databáze byly před statistickým zpracováním odstraněny chybné údaje. Chybný údaj byl odstraněn a nahrazen aritmetickým průměrem předchozí a následující hodnoty měření. Tyto chyby mohou vzniknout při manipulaci s čidly nebo při stahování dat, popřípadě jinou chybou.

Z opravených a zkontrolovaných dat byly vypočteny denní průměry pro tyto veličiny: teplota půdy v 10 cm a 20 cm, teplota povrchu půdy, intenzita čistého záření, velikost tepelných toků do půdy a vlhkost půdy. Pro energetické toky (záření, tok tepla do půdy) byly vypočteny denní sumy (kWh). Pro tok tepla do půdy bylo provedeno porovnání naměřených hodnot s hodnotami vypočtenými gradientovým přístupem. Pro výpočet toku tepla do půdy (G , $W \cdot m^{-2}$) byl použit vzorec:

$$G = k \frac{T_{p_0} - T_h}{z_2 - z_1} = k \frac{T_{p_0} - T_h}{h}$$

kde T_{p_0} je teplota na povrchu půdy v hloubce z_1 . T_h je teplota v půdě v hloubce z_2 (obvykle v 0,2 m), a k je tepelná vodivost půdy ($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$), h je rozdíl hloubek z . Výpočet byl proveden pro denní krok na základě průměrných denních hodnot teplot půdy.

Tepelná vodivost půdy byla vypočtena podle vztahu odvozeného z údajů pro jílovité půdy, které udává Peters – Lidard (1998):

$$k = -3,73 * \theta^2 + 4,274 * \theta + 0,243$$

kde θ je obj. vlhkost půdy (rel.).

4.4 Statistická analýza dat

Pro hodnocení těsnosti měřených a vypočtených hodnot toku tepla do půdy a dále pro analýzu vztahu mezi sumou celkového čistého záření a tokem tepla do půdy byla použita lineární regresní analýza. Výsledky analýzy byly hodnoceny na hladině pravděpodobnosti $\alpha = 5\%$.

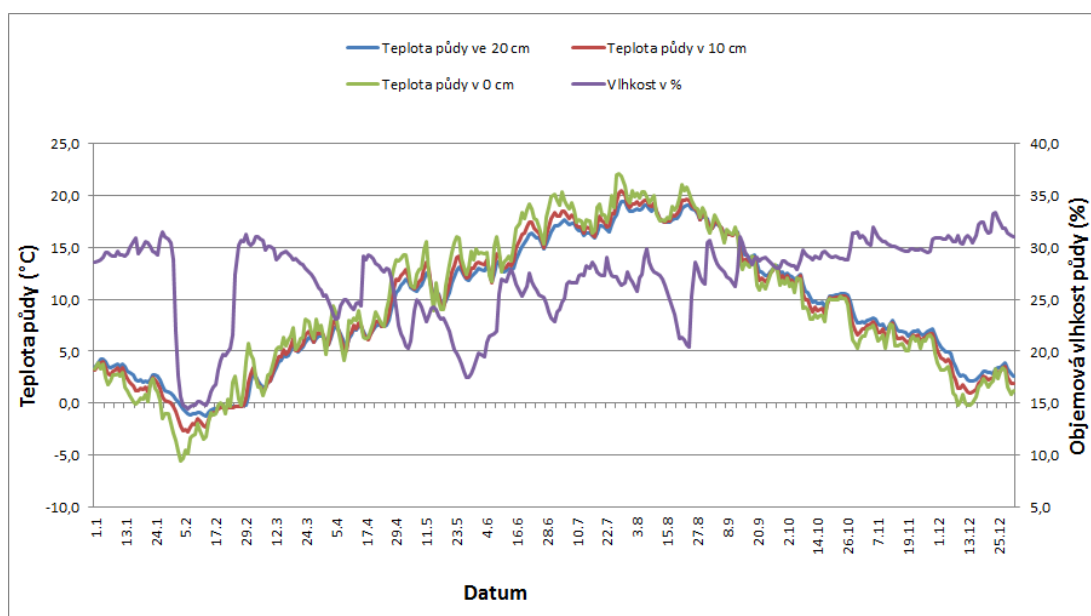
5 Výsledky

Z analýzy dat, která byla získána v časovém intervalu jednoho roku, vyplývá, že hodnoty tepelných toků se v závislosti na ročním období výrazně mění. Důsledkem jsou změny intenzity celkového záření a teploty půdy.

V úrovni povrchu půdy byly pozorovány větší rozdíly teplot v průběhu roku (Graf 1.), nejméně patrné změny teplot byly zjištěny v půdě v hloubce 20 cm. Znatelné rozdíly byly zjištěny i u vlhkostní charakteristiky půdy.

Průběhy teplot měřené v půdě po celý čas experimentu jsou znázorněny v grafu 1. Z grafu vyplývá, že maximálních hodnot dosahuje teplota v půdě i na povrchu v červenci a začátkem srpna, a to až okolo 22 °C. Naopak minimálních hodnot dosahovaly teploty koncem ledna a začátkem února. Tyto teploty se pohybovaly v rozmezí -1 až -5,5 °C.

Znatelné kolísání bylo zjištěno i u objemové vlhkosti půdy. Objemová vlhkost půdy se pohybovala od 15 – 34 %. Změna hodnot u vlhkosti je zapříčiněna například táním sněhové pokrývky, vydatnými srážkami a obdobím s menším množstvím srážek.

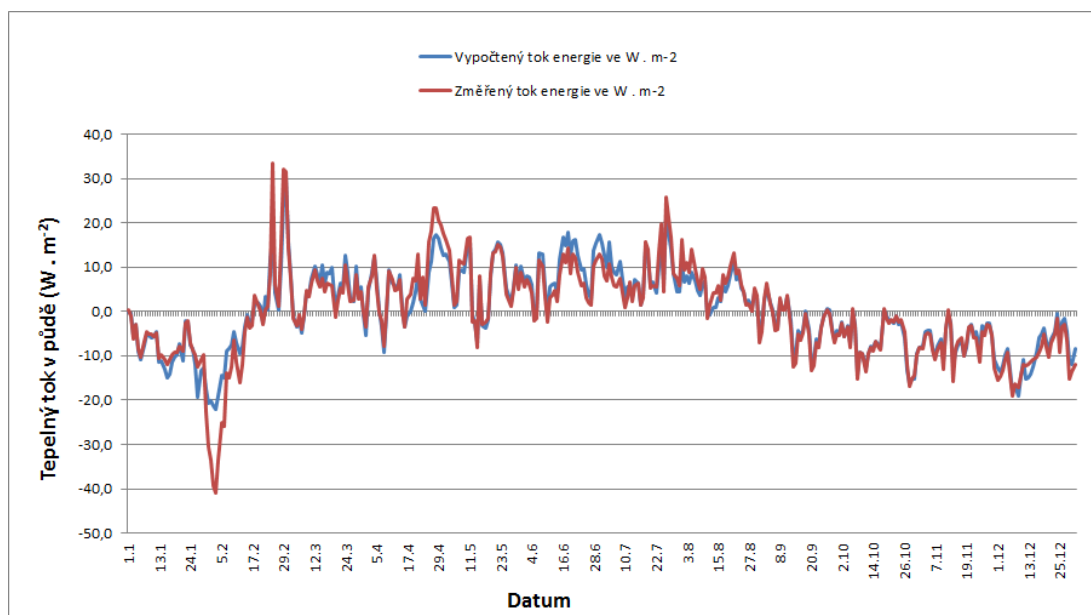


Graf 1. Denní průměry teplot půdy v hloubce 0, 10, 20 cm (°C) a objemová vlhkost půdy (%) v průběhu roku 2012

Na grafu 2. lze pozorovat průběh tepelného toku do půdy pro měřené i vypočtené hodnoty za určité období.

V grafu můžeme vidět, že maximální průměrné denní hodnoty byly naměřeny i vypočteny v období okolo 26. 2. 2012 a dosahovaly hodnoty až 33 W.m^{-2} . Naopak minimálních hodnot dosahuje křivka na přelomu ledna a února, kde hodnota u měřeného toku tepla dosahovala až -42 W.m^{-2} a u toku vypočteného okolo -23 W.m^{-2} . Na grafu 2. dále můžeme pozorovat, že v období od konce února do poloviny září se tepelný tok do půdy pohyboval převážně v kladných hodnotách, a to jak u vypočteného tak i u měřeného tepelného toku. V záporných hodnotách se toky pohybovaly ve zbytku experimentálního roku.

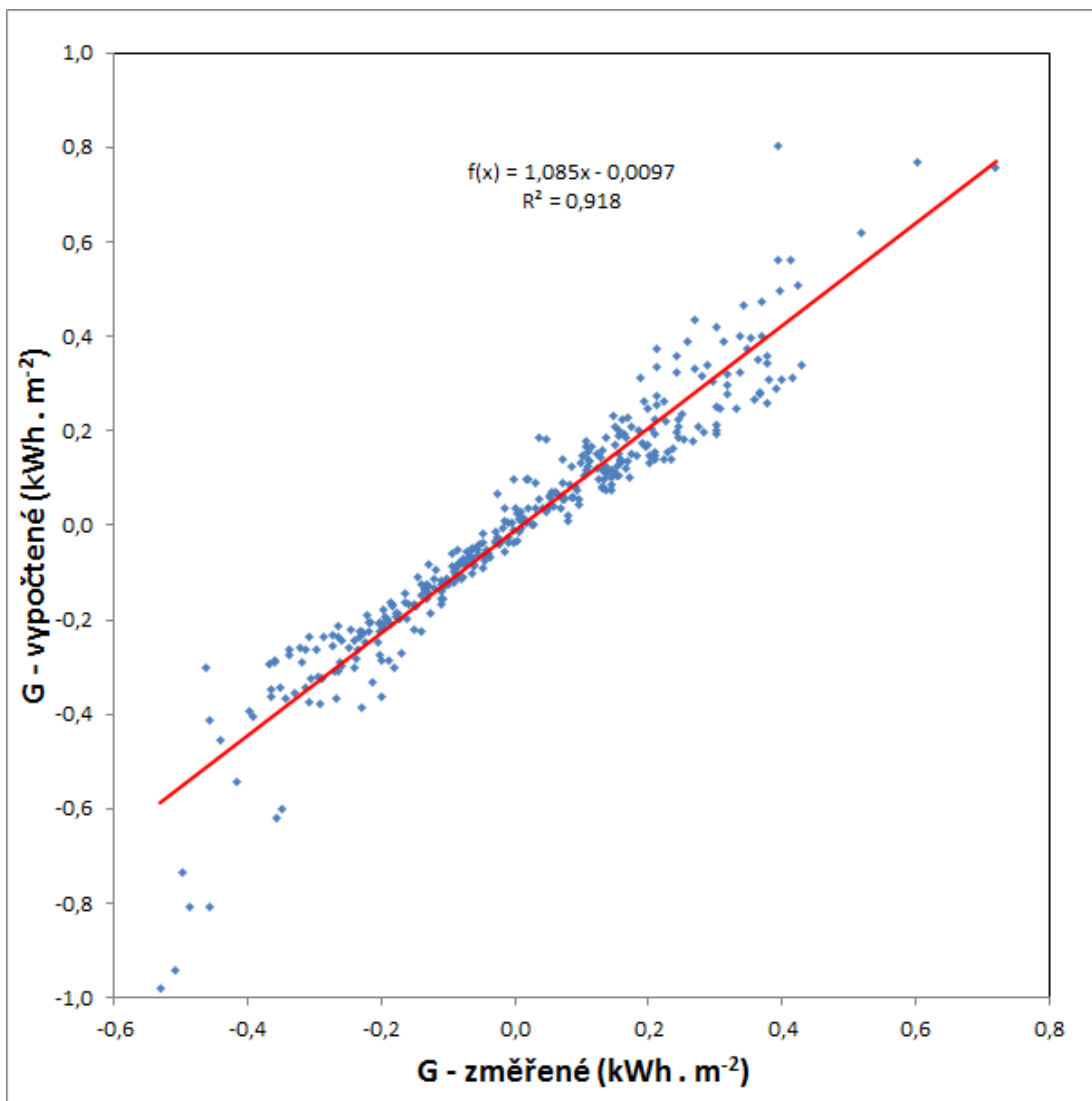
Pokud porovnáme měřený a vypočtený tok tepla do půdy, vidíme, že rozdíly jsou v průběhu roku minimální (graf 2), kromě několika výkyvů během roku, např. přelom ledna a února, velká část března a celý červen.



Graf 2. Porovnání časových řad měřeného a vypočteného toku tepla do půdy (W.m^{-2})

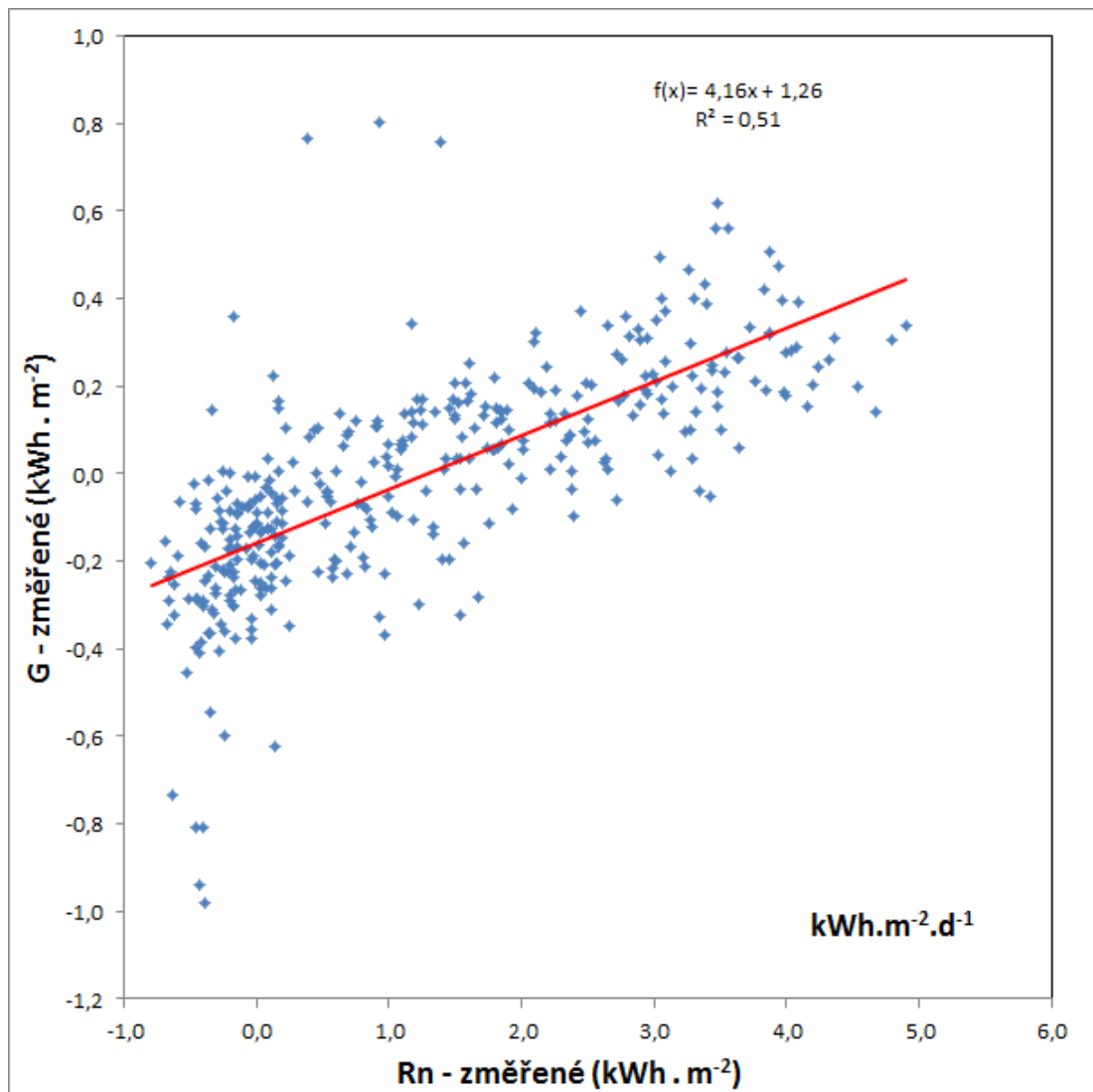
Těsnost průběhu vypočtených a měřených hodnot dokládá i graf 3, který znázorňuje vztah mezi měřenými a vypočtenými hodnotami tepelného toku do půdy. Jak je z grafu 3 patrné, byl mezi měřenými a vypočtenými hodnotami toku tepla do půdy, respektive jejich sumami, zjištěn velmi úzký regresní vztah (lineární regrese:

$R^2 = 0,918$; $F = 4092,0$; $df = 365$; $p < 0,05$). Odchylku trendu vypočtených dat od měřených lze vyjádřit regresní rovnicí $y = 1,085x - 0,0097$.



Graf 3. Regresní graf porovnání měřeného a vypočteného toku tepla do půdy

Zásadní pro hodnocení toku tepla do půdy je energetický vstup v podobě slunečního záření. Graf 4 - charakterizuje vztah mezi měřeným tepelným tokem v půdě a celkovou čistou radiací. Pro porovnání byly opět použity denní sumy toku energie. Z grafu 4. je patrná závislost tepelného toku do půdy na intenzitě čisté radiace (lineární regrese: $R^2 = 0,51$; $F = 383,5$; $df = 365$; $p < 0,05$).



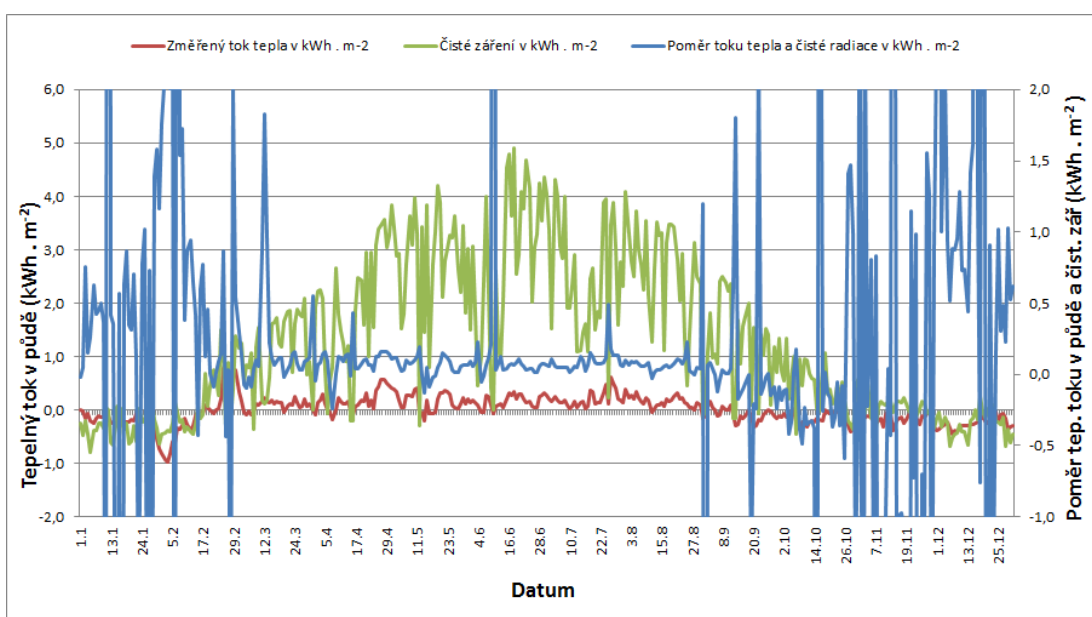
Graf 4. Regresní graf vztahu denních sum celkové čisté radiace a toku tepla do půdy

Grafu 5. – znázorňuje časový vývoj denních sum toku tepla do půdy a celkové čisté radiace (R_n) a poměr mezi tepelným tokem v půdě a čistým zářením. Na ose x je vyneseno datum. Na pravé straně y osy je vyneseno tepelný tok do půdy v kWh.m^{-2} a na levé poměr tepelného toku do půdy a celkové čisté radiace.

Čistá radiace vykazuje v grafu výrazné kolísání. To je zapříčiněno zejména průběhem počasí. Jak vyplývá z grafu 5, maximální denní hodnota celkového čistého záření dosahovala skoro 5 kWh.m^{-2} za den a to v období konce června a začátkem července. Minimální hodnota byla naměřena v první polovině ledna a dosahovala cca $-1 \text{ kWh.m}^{-2}.\text{d}^{-1}$. U celkového čistého záření je možno sledovat období, kdy se

hodnoty pohybovaly v kladné a kdy v záporné části grafu. Jak lze vidět, kladné hodnoty se vyskytovaly od půlky února až do začátku listopadu. Kromě dvou případů se hodnoty neustále držely nad nulovou hranicí. Záporné hodnoty se vyskytovaly od začátku listopadu do poloviny února.

U poměru tepelného toku do půdy a celkové čisté radiace je vidět, že dochází k významnému kolísání během chladnější části roku. Je to dáno zamrznutím půdy, malým příkonem energie, záporným tokem tepla do půdy apod. Během teplejší části roku se průběh stabilizuje na úrovni přibližně 10 % celkového příjmu energie v kWh.m⁻².



Graf 5. Poměr tepelného toku v půdě a čistého záření

6 Diskuse

Negativní energetická bilance do půdy vzniká hlavně v nočních hodinách. Podobné je to i v ročním chodu teplot, kdy pozitivní energetická bilance nastává v letním období a negativní energetická bilance nastává v zimním období. Z toho vyplývá, že v letním období zemský povrch teplo spíše přijímá a v zimním období spíše vyzařuje (Netopil, 1984).

Na sledované lokalitě byly naměřeny stejné hodnoty, které popisuje Netopil (1984). Pozitivní energetická bilance nastává v letním období a negativní v zimním období. Jak je možno vidět na grafu 5, tepelná bilance v půdě se během roku mění. Pozitivní bilance nastává v letním období, kdy je teplo spíše přijímáno do půdy, negativní bilance nastává v zimním období, jak je tvrzeno v předchozím odstavci a teplo je z půdy spíše vyzařováno.

Dle Klabzuby (2009), dosahuje nejvyšších hodnot teplota půdy v povrchových vrstvách v průběhu a na konci léta. Naopak nejnižší hodnoty je možno naměřit v druhé polovině zimy.

Na experimentální ploše bylo maximálních hodnot teploty půdy v povrchových vrstvách dosaženo konce července a začátkem srpna. Kdy teploty dosahovaly 23 °C. Nejnižší teplotní hodnota byla naměřena na začátku února a to -5,2 °C. Vysoké teploty, které nastávají v letních měsících, jsou zapříčiněny nejspíše menší intenzitou srážek a velkou intenzitou slunečního záření, které je dané letním obdobím. Nejnižší teploty jsou nejspíše způsobeny zimním obdobím, kdy dochází k ochlazení celé planety. Po prohlednutí grafu 1, souhlasím s Klabzubou (2009).

Burba (1999), který prováděl výzkum v mělce zaplaveném mokřadu, vytvořil patnácti denní lineární regresí. Vycházel ze vztahu mezi R_n – celková čistá radiace a G – tepelný tok do půdy. Data byla měřena v 30 minutových intervalech. Výsledkem lineární regrese bylo $r^2 = 0,86$, což znamená procentuální shoda mezi naměřenými R_n a G je 86%.

Zobrazované body v grafu 4. jsou hodnoty měřeného tepelného toku v půdě a měřené čisté radiace z odvodněného mokřadu, které jsou převedeny z $W.m^{-2}$ na

$\text{kWh}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$. Pokud se body vzdalují od linie trendu, tím je jejich procentuální shoda nižší. Regresní rovnice vyjadřuje procentuální shodnost měřeného tepelného toku v půdě a měřené čisté radiace. Výsledek lineární regrese byl $r^2 = 0,51$. V odvodněném mokřadu procentuální shoda celkové čisté radiace a tepelného toku do půdy je tedy 51%, což je přibližně o třetinu menší procentuální shoda než u mělce zaplaveného mokřadu. Tento značný rozdíl je zapříčiněn několika faktory. Podle mého názoru je hlavním faktorem časové období, ve kterém bylo hodnocení prováděno. Je problematické srovnávat 15 denní lineární regresi s regresí celoroční. Svou roli může hrát i odlišná zeměpisná poloha a průběh počasí. Dalším důležitým faktorem je obsah vody v půdě. Čím je vody (vlhkosti) v půdě více, tím větší je tepelná vodivost a spotřeba celkové čisté radiace.

Jak tvrdí Oke (1987) obsah vlhkosti je relativní pro daný typ půdy. Pokud vzroste vlhkost v původně půdě, tak zvyšuje její tepelnou vodivost. To je zapříčiněno ze dvou důvodů. Za prvé, potažení půdní částice vlhkostí zvyšuje tepelný kontakt mezi zrní. Za druhé je to způsobeno vodou, která vstupuje do půdních pórů. Stejný objem vody, který se do pórů dostane, musí být vyloučen ve formě půdního vzduchu. To znamená, že se nahradí půdní vzduch látkou, jejíž vodivost je více než o řádu větší.

Se zvyšující se vlhkostí se zvyšuje i tepelná vodivost v půdě. Tím dochází i větším tepelným tokům v půdě a rychlejšímu šíření teploty pod povrchem. Pokud objemová vlhkost poklesne, klesá i teplota v půdě a naopak. Tento vztah mezi objemovou vlhkostí a změnou teploty pod povrchem, ale i na povrchu lze sledovat na grafu 1. V letních měsících je vidět, že jakmile poklesne objemová vlhkost, tak klesá i teplota v půdě i na povrchu půdy. Poté co dojde k dopadům srážek se nasatí půdní profil a teplota stoupá. Popisovaný vztah lze také vidět na začátku února, kdy objemová vlhkost klesla až na 15 % a všechny tři měřené teploty, klesaly pod bod mrazu. Tato situace může být způsobena přírodními vlivy. Jako první mohlo dojít k zamrznutí vody v půdě, a za druhé k zamrznutí celého půdního profilu, což je v tomto období výjimečný jev.

7 Závěr

V této práci jsem zjistil, že během roku 2012 se tepelné toky měnily v závislosti na slunečním záření, objemové vlhkosti půdy a změně ročního období. Na začátku roku vstupovali do půdy negativní tepelné toky a také zde bylo dosaženo minimální hodnoty $-42 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ pro měřený tepelný tok a $-22 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ pro vypočtený tepelný tok. Od poloviny února začaly hodnoty stoupat do kladných hodnot. V průměru tyto hodnoty dosahovaly $6,8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ u měřeného i vypočteného tepelného toku. Od této chvíle se tepelné toky od sebe lišily minimálně a pohybovaly se v kladných hodnotách až do začátku září. Od září až do konce roku se tepelné toky opět pohybovaly v záporných hodnotách.

Prostupnost tepelných toků do půdy, závisí také na objemové vlhkosti, což je spojeno se střídáním ročních období nebo s obhospodařováním půdy. Celkové čistá radiace vykazovala během roku výrazné kolísání. To bylo zapříčiněno průběhem počasí. Maximální hodnota celkového čistého záření byla $5 \text{ kWh}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ a minimální $-1 \text{ kWh}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$. Kladné hodnoty záření bez výrazného kolísání se vyskytovaly od půlky února až do začátku listopadu, v ostatní části roku docházelo k velkému kolísání. U poměru tepelného toku do půdy a celkové čisté radiace je vidět, že docházelo k významnému kolísání během chladnější části roku. To bylo dáno zamrznutím půdy, malým příkonem energie, záporným tokem tepla do půdy apod. Během teplejší části roku se průběh stabilizoval na úrovni přibližně 10 % celkového příjmu energie v $\text{kWh}\cdot\text{m}^{-2}$.

Zásadní pro hodnocení toku tepla do půdy je energetický vstup v podobě slunečního záření. Vztah mezi měřeným tepelným tokem v půdě a celkovou čistou radiací je charakterizován v grafu 4. Pro porovnání byly použity denní sumy toku energie. Z grafu 4. je patrná závislost tepelného toku do půdy na intenzitě čisté radiace (lineární regrese: $R^2 = 0,51$; $F = 383,5$; $df = 365$; $p < 0,05$).

Měření toků tepla do půdy bylo prováděno pomocí čidla HUKSEFLUX HFP01, které měřilo tepelné toky do půdy v 10 minutových intervalech. Přístroj je vybaven dvěma čidly pro přesnější měření toku energie. Již zmíněné čidlo HFP01 je součástí meteorologické stanice na Vomáče.

8 Seznam použité literatury

BALÁTOVÁ - TULÁČKOVÁ, E., a kol., *Ekologie lučních porostů*, Praha: Academia, 1986, s. 14 – 95.

BURBA, G., G., VERMA, B., S., KIM, J., *Surface energy fluxes of Phragmites australis in a prairie wetland*, Agricultural and Forest Meteorology, University of Nebraska, Lincoln, 1998, 51 s.

ČÍŽKOVÁ, H., VAVRUŠKOVÁ, M., DUŠEK, J., *Cyklus a bilance uhlíku v mokřadech*. Ustav ekologie krajiny AV ČR Třeboň, ENKI, o.p.s. Třeboň, JU v Českých Budějovicích, Biologická fakulta, 2004, s. 265-268.

DYKYJOVÁ, D., BEDRNA, Z., BEJČEK, V., FAIMAN, Z., GLOSER, J., CHALUPSKY, J., JAKRLOVÁ, J., KINDLMANN, P., KOMÁRKOVÁ, J., KOŘÍNEK, V., KUBÍKOVÁ, J., KUNC, F., LEPŠ, J., LUKAVSKÝ, J., MOLDAN, B., NOVÁK, K., NOVÁKOVÁ, E., ONDOK, P., J., PIVNIČKA, K., POKORNÝ, J., POSPÍŠILOVÁ, J., PROKOP, M., ŘÍHA, V., SLAVÍK, B., SKUHRAVÝ, V., SKUHRAVÁ, M., SOLÁROVÁ, J., SVOBODOVÁ, Z., ŠKAPEC, L., ŠTASTNÝ, K., TESAŘOVÁ, M., ÚLEHLOVÁ, B., *Metody studia ekosystémů*. 1. vyd. Praha: Academia Praha, 1986, 692 s.

HAVLÍČEK, V., COUFAL, V., ŠPÁNIK, F., UHRECKÝ, I., KLABZUBA, J., KURFURST, J., PROŠEK, P., BUREŠ, R., *Agrometeorologie*. 1. vydání. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1986, 264 s.

KENDER, J., *Teoretické a praktické aspekty krajiny*. Ministerstvo životního prostředí ve spolupráci s vydavatelstvím ENIGMA, s.r.o., 2000, 220 s.

KLABZUBA, J., *Aplikovaná meteorologie a klimatologie*. IV. díl. 1. vydání. Záření Slunce, Země a atmosféry. Praha: ČZU Praha, 2009, 44 s. ISBN 978-80-213-0726-1.

KLABZUBA, J., KOŽNAROVÁ, V., *Zářivá energie jako faktor mikroklimatu porostu*. 1. vydání. Praha: VŠZ Praha, 1991, 118 s. ISBN 80-213-0117-1.

KVĚT, J., *Obecné ekologické funkce nivních luk*. Příroda, 4, Praha, Aluviální louky – jejich současný stav a možnosti obnovy, Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Darwin Initiative, Praha, 1996, s. 21 – 23.

MACKAY, S., D., EWERS, E., B., COOK, D., B., DAVIS, J., K., *Water Resources Research*, Environmental drivers of evapotranspiration in a shrub wetland and an upland forest in northern Wisconsin. *Water Resources Research* [online]. 3., roč. 43, č. 3., 2007. ISSN 0043-1397. Dostupné z: doi:10.1029/2006WR005149

MATĚJKA, F., HUŽULÁK, J., *Analýza mikroklímy porastu*. 1. vydání. Bratislava: VEDA, 1987, 232 s.

MITSCH, W., J., GOSSELINK, J., G., *Wetlands*, Third edition, John Wiley & sons, Inc. Canada, 2000, 920 s.

NOVÁK, V., *Vyparovanie vody v prírode a metódy jeho určovania*, 1. vydání. Slovenská akadémia vied, Bratislava, 1995, 260 s. ISBN: 80-224-0409-8.

OKE, T., R., *Boundary layer climates*, Second edition, Taylor and France, New York, 1987, 435 s. ISBN10: 0-415-04319-0, ISBN13: 978-0-415-04319-9.

PETERS-LIDARD, C., D., BLACKBURN, E., LIANG, X., WOOD, F., E., *Journal of the Atmospheric Sciences*, The Effect of Soil Thermal Conductivity Parameterization on Surface Energy Fluxes and Temperatures. *Journal of the Atmospheric Sciences* [online]. 4., roč. 55, č. 7, s. 1209–1224 [vid. 13. únor 2013]., 1998. ISSN 0022-4928, 1520-0469. Dostupné z: doi:10.1175/1520-0469(1998)055<1209:TEOSTC>2.0.CO;2

POKORNÝ, J., DVOŘÁKOVÁ, J., *Voda v krajině*. 1. vydání. Jindřichův Hradec, 2011, 22 s. ISBN 978-80-904858-0-8.

POULEK, V., LIBRA, M., *Photovoltaics, theory and practice of solar energy utilization*, Příbramská tiskárna, Příbram, 2010, s. 26-27.

PRACH, K., ŠTECH, M., ŘÍHA, P., *Ekologie a rozšíření biomů na Zemi*, Scientia, Praha, 2009, 151 s.

PROŠEK, P., REIN, F., *Mikroklimatologie a mezní vrstva atmosféry*. 1. vydání. Praha: SPN, 1982, 237 s.

REICHHOLF, J., *Pevninské vody a mokřady*, Knížní klub Ikar, Praha, 1998, 223 s.

SAPOŽNIKOVOVÁ, S., *Mikroklima a místní klima*. 1. vydání. Praha: Nakladatelství Brázda, 1952, 268 s.

SOUKUPOVÁ, J., *Atmosférické procesy (základy meteorologie a klimatologie)*. 4. vydání. Praha: ČZU Praha, 2009, 201 s. ISBN 978-80-213-1895-3.

TLAPÁK, V., *Funkce mokřadu v krajině*, (s. 1-4). Sborník přednášek ze semináře: Kořenové čistírny další vegetační systémy zlepšující kvalitu vod. – Botanický ústav AV, ČR úsek ekologie rostlin a ENVI, s.r.o., Čížkova, Hana, Flek, Stanislav a Husak, Štěpan, 1994, 130 s.

VOTRUBOVÁ, O., SOUKUP, A., *Proč mohou mokřadní rostliny žít v zaplavené půdě*, Živa, 1999, s. 12 – 15.

VYSOUDIL, M., *Meteorologie a klimatologie pro geografy*. 1. vydání. Olomouc: Univerzita Palackého, 1997, s. 56, ISBN 80-7067-773-2.