

Česká zemědělská univerzita v Praze

Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů

Katedra agroekologie a rostlinné produkce



**Fakulta agrobiologie,
potravinových a přírodních zdrojů**

**Experimentální studium teploty půdy pod standardním
povrchem a půdou bez porostu**

Diplomová práce

**Bc. Anna Špičková, DiS.
Rozvoj venkovského prostoru**

Ing. Luboš Türkott, Ph.D.

© 2023 ČZU v Praze

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že svou diplomovou práci "Experimentální studium teploty půdy pod standardním povrchem a půdou bez porostu" jsem vypracovala samostatně pod vedením vedoucího diplomové práce a s použitím odborné literatury a dalších informačních zdrojů, které jsou citovány v práci a uvedeny v seznamu literatury na konci práce. Jako autorka uvedené diplomové práce dále prohlašuji, že jsem v souvislosti s jejím vytvořením neporušil autorská práva třetích osob.

V Praze dne 12.04.2023

Poděkování

Ráda bych touto cestou poděkovala vedoucímu mé diplomové práce Ing. Luboši Türkottovi, Ph.D. za konzultace k problematice práce, trpělivost, rady a čas, který si pro mě vyčlenil. Také bych chtěla poděkovat některým členům rodiny a přátelům, kteří mě při psaní práce podpořili a bez nichž by tato práce pravděpodobně nebyla dokončena.

Experimentální studium teploty půdy pod standardním povrchem a půdou bez porostu

Souhrn

Tato diplomová práce se zabývá studiem teploty půdy v letním (2022) a zimním období (2023) a její problematikou. Literární část poukazuje na teplotu v půdě jako takovou a které faktory jí ovlivňují. Vlivy na teplotu půdy jsou nejen vnější (teplota vzduchu, globální záření, úhrny srážek) ale i v rámci půdního profilu díky tepelnému toku v půdě, který popisuje Fourierův zákon. V neposlední řadě je jedním z témat význam teploty půdy pro klima a žijící organismy a způsoby měření půdy, které se s každým rokem zdokonalují.

Data pro studium byla brána z meteorologické stanice České zemědělské univerzity v Praze – Suchdol. Teplota půdy byla měřena pod dvěma aktivními povrchy, černý úhor a standardní povrch, v hloubkách 5, 10, 20, 50 a 100 cm. Pracováno bylo především s hodinovými hodnotami, jen u determinace minimální a maximální teploty byly použity hodnoty měřené po patnácti minutách. Byly vypočteny průměrné teploty půdy v rámci všech hloubek a rozdíly mezi minimálními a maximálními teplotami u obou sledovaných povrchů. K určení vztahu teploty půdy v hloubce 5 cm pod černým úhorem a dalšími parametry, jako jsou teplota půdy v hloubce 5 cm pod standardním povrchem, teplota vzduchu nebo globální záření, byly uvedeny korelační koeficienty a dopočteny koeficienty determinace. Pomocí grafů a hodnot korelačních koeficientů byly zjišťovány chody teploty půdy a porovnáno chování teplot půdy pod černým úhorem a standardním povrchem během letního a zimního období, s cílem, zdali je možnost odhadu teploty půdy z jiných klimatologických charakteristik.

Pomocí srovnání studií jiných autorů byly potvrzeny některé jevy a výkyvy v teplotách půdy, které byly objeveny v rámci této práce. Výsledky ukázaly mnohem větší variabilitu u teplot půdy pod černým úhorem v letním i zimním období a její závislost zejména na teplotě vzduchu. To je však klíčová znalost pro budoucí pěstování zemědělských plodin, zejména obilovin.

Klíčová slova: černý úhor, agroklimatologie, globální záření, teplota vzduchu, teplota půdy

Experimental study of soil temperature below standard cover and fallow ground

Summary

This thesis deals with the study of soil temperature in summer (2022) and winter (2023) and its issues. The literary part points to the temperature in the soil as such and which factors affect it. Influences on soil temperature are not only external (air temperature, global radiation, totals of precipitation) but also within the soil profile thanks to the heat flow in the soil, which is described by Fourier's law. Last but not least, one of the topics is the importance of soil temperature for climate and living organisms, and methods of soil measurement, which are improving every year.

The data for the study was taken from the meteorological station of the Czech University of Life Sciences in Prague – Suchbátka. Soil temperature was measured under two active surfaces, a fallow ground and a standard cover, at depths of 5, 10, 20, 50 and 100 cm. Work was mainly done with hourly values, only when determining the minimum and maximum temperature were used values measured after fifteen minutes. Average soil temperatures within all depths and differences between minimum and maximum temperatures for both monitored surfaces were calculated. To determine the relationship between soil temperature at a depth of 5 cm below fallow ground and other parameters, such as soil temperature at a depth of 5 cm below the standard cover, air temperature or global radiation, correlation coefficients were presented and coefficients of determination were calculated. Using graphs and values of correlation coefficients, the behavior of soil temperature was determined and the behavior of soil temperatures under fallow ground and the standard surface during summer and winter was compared, with the aim of whether it is possible to estimate soil temperature from other climatological characteristics.

By comparing studies of other authors, some phenomena and fluctuations in soil temperatures, that were discovered in this work, were confirmed. The results showed much greater variability in soil temperatures under fallow ground in summer and winter and its dependence especially on air temperature. However, this is key knowledge for the future cultivation of agricultural crops, especially grain crops.

Keywords: fallow ground, agroclimatology, global radiation, air temperature, soil temperature

Obsah

1	Úvod	7
2	Vědecká hypotéza a cíle práce	8
3	Literární rešerše	9
3.1	Teplota půdy	9
3.2	Faktory ovlivňující teplotu půdy	10
3.2.1	Tepelné vlastnosti půdy	11
3.2.2	Sluneční a dlouhovlnné záření	11
3.2.3	Vegetace	11
3.2.4	Mulčování	12
3.3	Tepelná kapacita půdy	12
3.4	Tepelný tok půdy	13
3.4.1	Fourierův zákon	14
3.4.2	Tepelný tok půdy a povrchová energetická bilance	14
3.4.3	Faktory ovlivňující tepelný tok půdy	15
3.5	Význam teploty půdy	16
3.6	Způsoby měření teploty půdy	17
4	Metodika	19
4.1	Informace o meteorologické stanici	19
4.2	Analýza dat	19
5	Výsledky	21
5.1	Vyhodnocení hypotéz	32
6	Diskuze	34
7	Závěr	39
8	Literatura	40

1 Úvod

Půda a její vlastnosti se stávají čím dál více diskutovaným tématem. Obzvláště v poslední době se studie snaží zabývat chováním teploty a vlhkosti v půdě. Jak uvádí Yolcubal et al. (2004), je teplota půdy často významným faktorem, zejména v zemědělství a nakládání s organickými odpady, protože růst biologických systémů je úzce řízen teplotou půdy. Kromě toho teplota půdy ovlivňuje fyzikální, chemické a mikrobiologické procesy, které v půdě probíhají. Tyto procesy mohou řídit transport a osud kontaminantů v podpovrchovém prostředí. Teplotu půdy lze snadno měřit pomocí teploměru. Některé z teploměrů běžně používaných při práci s půdou zahrnují rtuťové nebo kapalné ve skle, bimetalové, bourdonové a elektrické odporové teploměry. Výběr vhodného teploměru pro aplikaci je založen na jeho velikosti, dostupnosti a přístupnosti k místu měření a na požadovaném stupni přesnosti (Taylor & Jackson 1986).

Teplota půdy je nezbytná pro výpočet většiny procesů půdního ekosystému, včetně růstu a dýchání kořenů, rozkladu a mineralizace dusíku. Teplota půdy však není standardní proměnnou shromažďovanou na většině meteorologických stanic. Protože teplota půdy reaguje na účinek denní povrchové energetické bilance, lze ji odhadnout výpočtem klouzavého průměru teploty vzduchu s progresivně delší dobou integrace, jak se hloubka půdy zvyšuje (Waring & Running 2007).

Teplota půdy se neustále mění v reakci na klimatické a meteorologické změny a interakci půdy a atmosféry. Některé z faktorů, které ovlivňují teplotu půdy, zahrnují denní a roční cykly a nepravidelné občasné změny počasí (tj. oblačnost, sucho, mokro, teplo, srážky a chladné události). Také formování krajiny, regionální rozdíly, vegetace a postupy hospodaření s půdou jsou některé další faktory. Další dimenze kolísání teploty půdy je v hloubce půdy, kde se teplota půdy posouvá ve vrcholech, jak postupuje hlouběji v půdním profilu (Al-Kaisi et al. 2017). Příčinou teplotního tlumení s hloubkou je to, že určité množství tepla je absorbováno nebo uvolněno podél cesty při změně teploty vodivých půdních materiálů. Tyto změny teploty půdy ovlivňují mnoho půdních aktivit se zvýšením hloubky půdního profilu, jako jsou mikrobiální aktivity, chemické reakce, koloběh živin a mnoho dalších procesů (McInnes 2002). K rozdělování energie dochází na povrchu půdy, kde vznikají různé energetické přeměny a dráhy (De Vries 1975). Proto jakékoli změny nebo modifikace na povrchu půdy vlivem lidského zásahu, jako je drenáž, orba a vegetační kryty, mění energetickou bilanci a mají silný vliv na teplotu půdy ve vrchních vrstvách (Licht & Al-Kaisi 2005).

Teplota půdy se tedy mění v reakci na změny v procesech výměny zářivé, tepelné a latentní energie, které probíhají primárně přes povrch půdy. Účinky těchto jevů se do půdního profilu šíří složitou řadou transportních procesů, jejichž rychlosti ovlivňují časově a prostorově proměnlivé vlastnosti půdy. Kvantitativní formulace a predikce teplotního režimu půdy tedy může být náročný úkol. Dokonce i mimo pasivní predikci vyžaduje možnost aktivně řídit nebo upravovat tepelný režim důkladnou znalost probíhajících procesů a environmentálních a půdních parametrů, které řídí jejich rychlost (Hillel 2003).

2 Vědecká hypotéza a cíle práce

Cílem práce bude analyzovat vztah mezi teplotou půdy pod černým úhorem a standardním povrchem v průběhu roku se zaměřením na letní a zimní období. Dále pak posoudit vliv povětrnostních podmínek na dynamiku změn teploty půdy pod těmito povrchy. Dalším cílem bude ověřit možnost využití databáze teploty půdy pod standardním povrchem pro hodnocení teplotního stresu při přezimování ozimých obilovin.

H1: Teplotu půdy v hloubce 5 cm lze odhadnout na základě ostatních meteorologických prvků.

H2: Rozdíl průměrné měsíční teploty půdy pod úhorem a standardním povrchem je závislý na ročním období.

3 Literární rešerše

3.1 Teplota půdy

Povrch země tvoří jednu třetinu plochy zemského povrchu a lze předpokládat, že podmínky na zemském povrchu přímo nebo nepřímo ovlivňují jak klima, tak atmosféru, a také to, že anomálie v podmínkách zemského povrchu neustále interagují jak s klimatem, tak s atmosférou (Meng et al. 2017). Rozsah klimatických podmínek existujících na zemském povrchu souvisí s fyzickou polohou (nadmořská výška a zeměpisná šířka) a meteorologickými silami velkého rozsahu (jako jsou oceánské a vzdušné proudy). Půda hraje nedílnou roli při ovlivňování klimatu v blízkosti zemského povrchu. Vlastnosti povrchu půdy ovlivňuje množství sluneční energie odražené zpět do atmosféry a množství energie využité k odpařování vody, pěstování rostlin, ohřívání vzduchu nad zemí nebo prohřívání půdy (Lal 2017). Byl to Charney (1975), kdo vůbec poprvé prosadil myšlenku, že změny v zemském povrchu povedou k abnormální změně albeda, což může dále ovlivnit povrchovou radiační bilanci, a nakonec vyústit v klimatické anomálie (Meng et al. 2017).

Množství tepelné energie, které se pohybuje oblastí půdy v průběhu času, se označuje jako tepelný tok půdy nebo hustota tepelného toku. Tepelný tok půdy je mírou množství energie pohybující se do půdy nebo z půdy, která určuje teplotu půdy a rychlost denní a sezónní změny teploty v půdě (Lal 2017).

Teplota a vlhkost půdy jsou zvláště důležité v procesech zemského povrchu, protože jsou klíčovými parametry, které charakterizují tepelné vlastnosti a obsah vody v půdě a mohou ovlivnit klima svými dopady jak na povrchovou energii, tak na vodní bilanci (Koster et al. 2009, Meng et al. 2017). Je tedy zřejmé, že hydraulické vlastnosti půdy jsou výrazně ovlivněny teplotou půdy (Bachmann & Van der Ploeg 2002, Jury & Horton 2004). Teplota půdy by také mohla ovlivnit klima a počasí, zejména při krátkodobých povětrnostních procesech. Mimo jiné je teplota půdy důležitým agrometeorologickým prvkem, který ovlivňuje řadu fyzikálních, chemických a biochemických procesů v půdě (Meng et al. 2017) a je jedním z klíčových faktorů při určování rychlosti chemických a biologických procesů v půdě. Kromě vlivu slunečního záření se změny teploty půdy řídí jejími tepelnými vlastnostmi, jako je vodivost, difuzivita a tepelná kapacita. Z těchto vlastností je tepelná kapacita půdy ta, která ve větší míře řídí kolísání teploty a vztahuje se k množství tepla, které v ní existuje. Odhaduje se z hmotnostních nebo objemových podílů a respektive měrného tepla různých půdních složek, jako jsou minerály, organická hmota, obsah vody a vzduchu (Lal 2017).

Teplota půdy je důležitým faktorem i v oblasti zemědělství (Oliver et al. 1987). Významně se podílí na ovlivňování půdního mikroklimatu, které následně ovlivňuje klíčení semen, vzcházení sazenic a následný vývoj plodin (Lal 2017). Růst bakterií je také silně závislý na teplotě, stejně jako rozklad organické hmoty a mineralizace (Jury & Horton 2004). Ovlivňuje tedy jak růst a vývoj organismů žijících v půdě, tak i nepřímo úrodnost půdy (Petr et al. 1987, Hora 2011). Další důležité mikrobiologické rychlostní procesy, jako je biodegradace pesticidů a jiných organických chemikálií, se také liší svou intenzitou se změnou teploty. Mnohé z těchto rychlostních procesů dosahují maximální úrovně při určitém partikulárním rozmezí teplot a klesají jak nad, tak pod tímto bodem (Jury & Horton 2004). V oblastech mírného pásma pod hustými plodinami či jiným hustým pokryvem je tepelný tok půdy malý ve srovnání s jinými

energetickými složkami a čistý přísun energie do půdy za 24 hodin se blíží nule (Oliver 1982, Oliver et al. 1987). Avšak tam, kde je vegetace nebo pokryv plodin řídký, jako například v semiaridních oblastech, může tepelný tok půdy významně přispět k energetické bilanci. V extrémním případě, při absenci vegetace, mohou hodinové tepelné toky půdy představovat až polovinu čistého záření (Idso et al. 1975, Oliver et al. 1987).

V denním chodu se teplota povrchu půdy dostane na maximum kolem 13. hodiny středního místního slunečního času a těsně před východem slunce klesne na minimum. Za jasného počasí v letním období lze pozorovat nejvýraznější rozdíly mezi nejvyšší a nejnižší denní teplotou. Oblačnost, hustý porost či sněhová pokrývka výrazně denní amplitudu teploty povrchu zmenšují (Havlíček et al. 1986, Hora 2011).

Pro úpravu tepelné kapacity půdy a tím i její teploty se běžně používají postupy hospodaření s půdou a rostlinnými zbytky, jako je obdělávání půdy, zhutňování, vlhká orba či ponechání nebo odstranění slámy z pole (Lal 2017). Zpracování půdy ovlivňuje teplotu půdy dvěma způsoby, vytvářením dočasné makroporozity a změnou tepelných vlastností půdy, zejména albeda na povrchu půdy (Van Duin 1956).

3.2 Faktory ovlivňující teplotu půdy

Teploty půdy jsou do značné míry určeny rychlostí výměny tepla mezi půdou a rozhraním půda-atmosféra neboli tepelným tokem půdy (Oliver et al. 1987). Tepelný tok půdy je ovlivňován mnoha vnitřními faktory, tepelnou kapacitou, tepelnou vodivostí a vlhkostí půdy a jejich vlivem na kapacitu latentního tepla. Mezi vnější faktory, které ovlivňují tepelný tok, patří teplota vzduchu a přítomnost izolačních materiálů na rozhraní vzduch-půda, například úroda a vegetační pokryv, sněhová pokrývka či opad lesního listí (Johnsson & Lundin 1991, Schaetzl & Isard 1996, Schaetzl & Thompson 2015). Z dlouhodobého hlediska mají vliv na teplotní podmínky v půdě především klimatické cykly a také nesmíme opomenout změny, které způsobuje činnost člověka (Coufal et al. 1993).

Hu & Feng (2005) zjistili, že teplota půdy na konci jara do určité míry souvisí s letními srážkami. Anomálie v teplotách mělkých vrstev půdy mohou ovlivnit krátkodobé povětrnostní procesy v případě, že tepelné anomálie v půdě povrchové vrstvy byly uvolněny do atmosféry předtím, než mohly být přeneseny dolů do hlubokých vrstev. Anomálie v půdě hlubokých vrstev mohou ovlivnit regionální klimatický proces postupným uvolňováním energie do mělkých vrstev (Meng et al. 2017).

Teplota půdy je silně závislá na povrchové pokrývce, která zase ovlivňuje množství dopadajícího krátkovlnného záření, které se odráží od povrchu (albedo) (Chapin et al. 2011). Například orná půda má vyšší povrchové albedo ve srovnání se zalesněnou půdou. Hloubka sněhové pokrývky a délka sněhové sezóny také ovlivňují, jak půdy reagují na teplotu vzduchu (Lawrence & Slater 2010), přičemž sněhem pokrytá půda vykazuje vyšší povrchové albedo (odráží více slunečního záření) ve srovnání s holou půdou (Bonan 2008). Oblasti, kde se předpokládá pokles sněhové a vegetační pokrývky (snížení albeda), pravděpodobně zaznamenají zvýšení teploty půdy. Jedním z příkladů je rozšiřování boreálních lesů v ekosystémech tundry. To pravděpodobně sníží albedo a potenciálně zesílí oteplování půdy (Baldocchi et al. 2000).

3.2.1 Tepelné vlastnosti půdy

Teplota půdy je především řízena energetickými vstupy do půdy a také, jak již bylo zmíněno, tepelnými vlastnostmi půdy. Tepelná energie v půdě může být použita k zahřátí půdy, vyzařována zpět do atmosféry, vedena do určité hloubky pod povrch půdy nebo využita k odpařování vody či tání ledu. Protože půda je heterogenní, porézní médium, tepelný tok přes ni závisí na relativních poměrech pevné látky, kapaliny a plynu v půdě; na velikosti půdních částic; na objemové hmotnosti půdy a na specifické tepelné kapacitě a tepelné vodivosti každé složky půdy. Protože tepelná kapacita vody je vysoká, vlhké půdy se ohřívají a ochlazují pomaleji než suché půdy. Protože vyšší obsah vody v půdě podporuje absorpci spíše, než odraz sluneční energie, má kolísání obsahu vody v půdě mnohem větší vliv na teplotu půdy než kolísání obsahu minerálů, objemové hmotnosti nebo obsahu organické hmoty. Je zřejmé, že tepelná kapacita půdy a tím i její teplota závisí do značné míry na relativních poměrech vody, vzduchu a pevných látek v ní v kterémkoliv okamžiku (Schaetzl & Thompson 2015).

3.2.2 Sluneční a dlouhovlnné záření

Důležitými determinanty teploty půdy jsou množství slunečního a dlouhovlnného (infračerveného) záření, které dopadá na povrch půdy, a také mnoho vlastností půdy, které řídí její absorpci a odraz. Množství sluneční energie absorbované atmosférickými plyny a částicemi závisí na nadmořské výšce, zeměpisné šířce, poloze ke světovým stranám, roční době a také na denní době. Účinky zeměpisné šířky a ročního období souvisejí s úhlem dopadu slunečního světla, který řídí nejen vzdálenost, kterou energie urazí atmosférou, než dosáhne povrchu, ale také míru odrazu od povrchu oproti absorpci. Ve vysokých zeměpisných šířkách a v zimních měsících, kdy je slunce nízko na obloze, dopadá sluneční energie na Zemi pod nízkými úhly dopadu a až polovina sluneční energie se může odrazit.

Poté, co sluneční záření projde atmosférou a dosáhne země, je buď odraženo, nebo pohlceno. Část dopadající energie odražená povrchem je známá jako albedo. Albedo závisí nejen na úhlu, pod kterým sluneční energie dopadá na Zemi, ale také na úhlu a směru jakéhokoli sklonu země a na půdním pokryvu, barvě půdy a vlhkosti půdy. Na pólech je velká část záření, které dosáhne země, rozptýlené záření, takže směr sklonu a úhel mají menší vliv na albedo. Sníh izoluje povrch půdy a odráží většinu sluneční energie. Světle zbarvený písek má také velmi vysoké albedo. Albedo vegetace se pohybuje od 5 % do 30 % kvůli změnám barvy listů a půdního pokryvu. Na rozdíl od vysokého albeda sněhu voda odráží méně než 10 % dopadajícího záření a je vynikajícím absorberem sluneční energie, s výjimkou velmi malých úhlů dopadu. Zvyšující se vlhkost půdy zvyšuje absorpci energie a snižuje odraz, protože mokré půdy jsou tmavší než suché půdy (Schaetzl & Thompson 2015).

3.2.3 Vegetace

Vegetace je důležitým faktorem ovlivňujícím teplotu půdy kvůli izolačním vlastnostem rostlinného pokryvu. Holá půda není chráněna před přímými slunečními paprsky a během nejteplejší části dne se velmi zahřívá. Když přijdou chladná období, odkrytá půda rychle ztrácí své teplo do atmosféry. Na druhou stranu dobrý vegetační pokryv zachycuje značnou část sluneční energie, což zabraňuje tomu, aby se půda pod ním během léta zahřívala jako holá půda.

Zabráněním tepelných ztrát v noci a stíněním povrchu během dne vegetativní pokryv snižuje denní výkyvy teploty půdy ve srovnání s těmi v holé půdě. V zimě vegetace funguje jako izolant, který snižuje rychlost úniku tepla z půdy. Z tohoto důvodu je pronikání mrazu rychlejší a hloubka promrzání je větší v holých půdách než v půdách pod vegetačním pokryvem (Jury & Horton 2004).

Hlavními způsoby, kterými vegetace ovlivňuje energetickou bilanci půdy, je změna albeda povrchu, snížení hloubky pronikání globálního záření přes zápoj (Chang et al. 1965), zvýšení odvodu latentního tepla evapotranspirací a snížení rychlosti úniku tepla z půdy izolací povrchu (Jury & Horton 2004).

Zvláštní pozornost je třeba věnovat u řádkových plodin. Od doby výsadby do doby plného zápoje se stav povrchu může změnit z holé půdy na úplný zápoj. Než se dosáhne plného zápoje, může být půda v meziřádku vystavena přímému slunečnímu záření, zatímco půda v řadách rostlin je zastíněna. Kolmo k řádkům plodin se tepelné toky povrchu půdy a teplota mohou výrazně lišit (Jury & Horton 2004).

3.2.4 Mulčování

Mulčování může ovlivnit tepelný režim půdy několika způsoby. Světle zbarvené plastové mulče přenášejí krátkovlnnou sluneční energii do půdy, ale zabraňují ztrátě dlouhovlnného tepelného záření, čímž vytvářejí skleníkový efekt, který ohřívá půdu pod ní. Mulče, které mají nízkou tepelnou vodivost, snižují vedení tepla do a z půdy, což způsobuje, že půda pokrytá mulčem je přes den chladnější a přes noc teplejší než holá půda. Z tohoto důvodu se mulče často používají k ochraně půdy před nadměrným ochlazením během zimy a k zabránění prohřívání půdy brzy na jaře (Jury & Horton 2004).

3.3 Tepelná kapacita půdy

Tepelná kapacita, se sama o sobě neměří. Měří se jejím vlivem na teplotu půdy. Když je teplo dodáváno, teplota půdy se zvyšuje, a když se teplo uvolňuje, teplota klesá. Měrné teplo ve větší míře ovlivňuje teplotu půdy. Pokud jsou všechny ostatní parametry stejné, půda s vysokou hmotnostní tepelnou kapacitou vykazuje menší změny teploty než půda s nízkou tepelnou kapacitou (Lal 2017).

Tepelnou kapacitu půd ovlivňuje zpracování půdy, zhutňování, zamokřování a mulčování rostlinnými zbytky. Vyšší objemová tepelná kapacita o $0,61 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ byla zaznamenána ve vrchní 15 cm vrstvě hlinité půdy bez zpracování než při konvenčním systému zpracování půdy ($2,05 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$) (Arshad & Azooz 1996). Vyšší hodnota objemové báze v bezorebném systému ve srovnání s obdělávaným byla způsobena zvýšením stability agregátu, organické hmoty a kapacity akumulace vody v původním systému. Zhutnění zlepšuje tepelnou kapacitu zemin v důsledku zvýšené objemové hmotnosti, která má za následek více hmoty na cm^3 půdy (Yadav & Saxena 1973). Mulčování půdy rostlinnými zbytky zvyšuje její tepelnou kapacitu v důsledku zvýšeného obsahu půdní vlhkosti a organické hmoty (Van Doren & Allamaras 1978). Zamokřování zvyšuje objemovou tepelnou kapacitu jílovitohlinité půdy v důsledku zvýšeného obsahu vlhkosti, i když dochází ke snížení objemové hmotnosti (Sharma & De Datta 1991).

Lze říci, že tepelná kapacita půdy, definovaná jako množství tepla v ní existujícího, je ovlivněna složením půdy a různými postupy hospodaření s půdou a plodinami. Je to důležitý

edafický faktor, který ovlivňuje klíčení semen, zakládání sazenic, růst rostlin a výnos. Hodnotu tepelné kapacity půdy lze odhadnout z obsahu minerálních látek, organických látek a vody a lze ji měřit v laboratoři (Lal 2017).

3.4 Tepelný tok půdy

Množství tepelné energie, které se pohybuje oblastí půdy za jednotku času, je tepelný tok půdy nebo hustota tepelného toku. Schopnost půdy vést teplo určuje, jak rychle se její teplota mění během dne nebo mezi ročními obdobími. Tepelný tok půdy je důležitý v mikrometeorologii, protože efektivně spojuje procesy přenosu energie na povrchu (povrchová energetická bilance) s procesy přenosu energie v půdě (tepelný režim půdy). Tato interakce mezi procesy přenosu povrchové a podpovrchové energie vedla k podrobnému zkoumání půdního tepelného toku pro širokou škálu zemědělských a nezemědělských systémů (Jury & Horton 2004).

Transport tepla také hraje klíčovou roli při určování teploty půdy, protože půdy jsou sevřeny mezi dvěma „hraničními vrstvami“, které mohou mít různé teploty – atmosférou a hlubokým pod povrchem. Tepelný tok v půdách může nastat vyzařováním tepla z půdních pevných látek a vody do atmosféry, vedením tepla pevnými látkami a vodou a advekcí teplem naplněných kapalin nebo difúzí teplem naplněných plynů v půdních pórech. Příkladem přenosu tepla zahrnujícího advekcí je teplota půdy, která se zvyšuje, když teplý déšť proniká do jinak chladné půdy. Odpařování půdní vody, difúze vodní páry a její následná kondenzace na kapalnou vodu jsou mechanismy přenosu latentního tepla. Voda musí absorbovat energii, aby se vypařila, a když se vodní pára pohybuje z jedné oblasti půdy do druhé nebo opouští půdu, aby se vrátila do atmosféry, pára přenáší energii rovnající se teplu vypařování. Když voda kondenzuje na jiném místě, teplo se uvolňuje. Evapotranspirace a také přímé odpařování vody z povrchu půdy jsou tedy dva způsoby, jak se půdy ochlazují a ztrácejí teplo (Schaetzl & Thompson 2015).

Tepelná energie může být půdou transportována řadou různých mechanismů, včetně vodivosti, radiace, proudění tepla proudící kapalnou vodou, proudění tepla pohybujícím se vzduchem a proudění latentního tepla. Dva nejdůležitější procesy přenosu tepla v půdě za normálních podmínek jsou vodivost a konvekce latentního tepla. Vodivostí se rozumí přenos tepla molekulárními srážkami. Konvekce latentního tepla se týká transportu latentní tepelné energie (energie na hmotu potřebnou k odpařování) ve vodní páře. Protože jakákoliv vnitřní změna fáze vypařování a kondenzace v půdě uvolňuje nebo spotřebovává tepelnou energii a transport vodní páry z jednoho místa na druhé představuje transport tepla v latentní formě (Jury & Horton 2004).

I tak k přenosu tepla v půdách dochází primárně vedením přes pevné látky a vodu. Vedení se řídí tepelnou vodivostí půdy. Křemen je všudypřítomný půdní minerál a jeho tepelná vodivost je asi 15krát větší než u vody a asi 300krát větší než u vzduchu. Protože minerály jsou nejlepšími vodiči tepla v půdě a vzduch je špatným vodičem tepla, tepelná vodivost půdy se zvyšuje se zvyšující se objemovou hmotností v důsledku zvýšeného kontaktu částic s částicemi. Podobně je tepelná vodivost vyšší v půdách s hrubou strukturou než v půdách s jemnou texturou, a to kvůli lepší kontinuitě pevné fáze a velkému množství křemenných zrn. Protože je vedení tepla ve vodních filmech mnohem větší než v pórech naplněných vzduchem, může

zvýšení obsahu vody v suché půdě způsobit ohromné zvýšení vedení tepla. Voda nejprve zaplní malé póry a vytvoří tak mezizrnné cesty pro vedení (Schaeztl & Thompson 2015).

Pokud se tepelný tok půdy odhaduje z teploty půdy, není třeba brát v úvahu změny ve vegetaci. Je to proto, že jakýkoli vztah mezi teplotou půdy a tepelným tokem půdy by měl záviset pouze na půdě samotné a měl by být nezávislý na pokryvu povrchu, s výjimkou případů, kdy tento pokryv ovlivňuje vlhkost půdy. Teorie pohybu tepla v půdách může být složitá a její důsledná aplikace vyžaduje podrobnou znalost profilu vlhkosti půdy, tepelných vlastností půdy a toho, jak se mění teplota s hloubkou (de Vries 1975, Oliver et al. 1987).

3.4.1 Fourierův zákon

Z druhého termodynamického zákona víme, že pro přenos tepla musí existovat teplotní gradient (Thirumaleshwar 2009). Na základě Fourierova zákona dochází k vedení tepla pouze mezi systémy s různými teplotami s tepelným tokem úměrným teplotnímu gradientu. Proto se ve stejném vodivém médiu tepelný tok zvyšuje s rozdílem teplot (Dong 2015). Fourierův zákon tedy udává vztah mezi rychlostí tepelného toku a teplotním gradientem, a proto je považován za základní zákon vodivosti (Thirumaleshwar 2009).

Fourierův zákon je empirický zákon, odvozený z experimentálních pozorování a nikoli ze základních teoretických úvah. Platí pro všechna skupenství, tedy pevné, kapalné i plynné, a je definován pro ustálený, jednorozměrný tepelný tok. Předpokládá se, že hraniční plochy, mezi kterými proudí teplo, jsou izotermické, a že teplotní gradient je konstantní, tj. teplotní profil je lineární. V materiálu nedochází k žádnému vnitřnímu vývinu tepla. Materiál je homogenní (tj. konstantní hustota) a izotropní (tj. tepelná vodivost je ve všech směrech stejná). Fourierův zákon také říká, že jednorozměrný, ustálený tepelný tok mezi dvěma izotermickými povrchy je úměrný teplotnímu gradientu způsobujícímu tok tepla a ploše kolmé ke směru toku tepla (Thirumaleshwar 2009). Fourierův zákon však ukazuje nejen lineární vztah mezi tepelným tokem a teplotním gradientem, ale také vyjadřuje, že rychlost rozptylu mechanické energie se rovná záporné síle třecí síly (Dong 2015).

Má dva důležité důsledky; prvním je definice tepelné vodivosti a druhým je pojem tepelného odporu. Koncepce tepelného odporu zjednodušuje řešení mnoha praktických problémů přenosu tepla v ustáleném stavu bez vnitřního vývinu tepla, ale zahrnujícího přenos tepla více vrstvami, nebo při současném výskytu různých způsobů přenosu tepla (Thirumaleshwar 2009). V ustálených stavech může stále platit Fourierův zákon s reprezentací stagnující teploty. Důvodem takového chování je, že Fourierův zákon lze považovat nejen za transportní model, ale také za model rozptylu (Dong 2015).

3.4.2 Tepelný tok půdy a povrchová energetická bilance

Tepelný tok půdy je důležitou složkou povrchové energetické bilance, zejména tam, kde je vegetační pokryv řídký, ale jde o veličinu obtížně měřitelnou přímo (Oliver et al. 1987).

Raný výzkum půdních tepelných režimů se zaměřil na teplotu půdy a její účinky na růst plodin (King 1906, Keen 1931). Bylo pozorováno, že půdy vystavené různým postupům zpracování půdy nebo s odlišnými fyzikálními vlastnostmi se na jaře ohřívaly různou rychlostí. Procesy řídicí tok tepla v půdách však nebyly dostatečně pochopeny. Patten (1909) poskytl první kvantitativní komplexní zpracování procesů přenosu tepla v půdě měřením tepelných

vlastností několika půd za kontrolovaných laboratorních podmínek. V polovině 20. století se meteorologové začali zajímat o měření tepelného toku půdy jako součásti povrchové energetické bilance:

$$R_n - G = LE + H$$

kde R_n je čisté záření, G je tepelný tok půdy, LE je latentní tepelný tok a H je citelný tepelný tok (vše ve wattech na metr čtvereční, $W m^{-2}$). Čisté záření představuje čistý rozdíl mezi přichozím krátkovlnným a dlouhovlnným (tepelným) zářením a odraženým krátkovlnným a zemským dlouhovlnným zářením. Latentní tepelný tok je množství energie spotřebované odpařováním vody nebo uvolněné při tvorbě rosy. Citelný tepelný tok se týká energie, která se podílí na ohřevu nebo chlazení vzduchové vrstvy v blízkosti povrchu půdy (Lal 2017).

Odhad tepelného toku půdy z čisté radiace je nespolehlivý, protože je citlivý na změny pokryvu půdy. Naproti tomu teplota půdy se měří poměrně snadno. I když jsou k dispozici omezené informace o půdních podmínkách, lze jednoduchá měření maximální a minimální teploty půdy použít pro rozumné odhady denního tepelného toku půdy, které jsou nezávislé na pokryvu povrchu (Oliver et al. 1987).

3.4.3 Faktory ovlivňující tepelný tok půdy

Rozdělení čisté radiace na povrchu půdy a tepelné vlastnosti půdy ovlivňují denní a roční vzorce tepelného toku půdy a určují schopnost půdy přenášet energii na povrch a z povrchu. Množství odraženého krátkovlnného záření, které závisí na barvě půdy, vlhkosti půdy, pokryvu povrchu a drsnosti povrchu, je jednou složkou rozdělení čisté radiace na povrchu. Rostliny nebo rostlinné zbytky obecně odrážejí více krátkovlnného záření než holé půdy. Hladké povrchy se světlejšími nebo suchými půdami mají také tendenci odrážet více krátkovlnného záření než nerovné povrchy s tmavě zbarvenými nebo mokřými půdami. Drsnost povrchu a vlhkost půdy také ovlivňují latentní tepelný tok a citelný tepelný tok v tom, že drsnost zvyšuje turbulentní míchání vzduchu v blízkosti povrchu a dostupnost půdní vody ovlivňuje výpar (Lal 2017).

Tepelná kapacita půdy a tepelná vodivost jsou klíčové tepelné vlastnosti ovlivňující tepelný tok půdy (de Vries 1966). Tepelná kapacita půdy je množství energie (MJ) potřebné ke změně teploty objemu půdy (m^3) o $1^\circ K$. Tepelná vodivost půdy je konstanta úměrnosti vztahující se k teplotnímu gradientu napříč půdou k tepelnému toku půdy, jak je definováno Fourierovou rovnicí:

$$G = -k \frac{dT}{dz}$$

kde k je tepelná vodivost ($W m^{-1} K^{-1}$), T je teplota půdy ($^\circ K$) a z je vzdálenost mezi měřeními teploty půdy (m). Vzhledem k mnohem větší (přibližně 3500krát) tepelné kapacitě vody ve srovnání se vzduchem má vlhká půda mnohem vyšší tepelnou kapacitu než suchá. Tepelná vodivost vody je však přibližně 23krát větší než u vzduchu. Vlhká půda tedy vede teplo efektivněji než suchá, ale k vytvoření stejného teplotního gradientu ve vlhké půdě je potřeba mnohem více energie než v suché půdě (Lal 2017).

3.5 Význam teploty půdy

Teplota půdy ovlivňuje mnoho aspektů půd, zejména růst rostlin, mikrobiální aktivitu a pohyb vody. Údaje o teplotě jsou důležité pro odhad rychlosti odpařování, rychlosti zvětrávání minerálů, procesů zmrazování a tání a celkového biologického prostředí půdy. Obecně platí, že zvýšení teploty o 10 °C způsobuje zdvojnásobení rychlosti mnoha biologických a biochemických procesů. Teploty také ovlivňují pohyb vlhkosti půdní matricí, například v chladných oblastech mohou zmrzlé půdy snížit propustnost a vést k odtoku a erozi (Todhunter 2001, Schaetzl & Thompson 2015).

Teplota půdy je důležitá vzhledem k růstu kořenů a růstu půdních organismů. Absorpce tepla půdy závisí na vodivých vlastnostech půd, topografii, obsahu vody v půdě, množství ozáření, vegetativní pokrývce a ledové nebo sněhové pokrývce. Změny teploty půdy mohou ovlivnit difúzi plynů, živin a vody a způsobit posuny pH a redox potenciálu, což vše může ovlivnit růst kořenů rostlin a půdních organismů (Orcutt & Nilsen 2000). Když se mluví o působení teploty půdy na rostliny, je nutné ho spojit s hodnotami, které nám ukazují ekologicky přístupnou vodu v půdě. Například rostliny, které jsou mrazuvzdorné a odolávají i teplotám pod -10 °C, bez suché půdy svoji mrazuvzdornost ztrácejí. Jakmile klesne teplota a dojde k tvorbě ledu v mokré půdě, začnou se trhat pletiva v kořenech. Z toho důvodu je složitě stanovení optimální půdní teploty v rámci jednotlivých rostlin či rostlinných společenstev (Coufal et al. 1993).

Teplota půdy ovlivňuje růst rostlin nejprve během klíčení semen. Přestože semena různých rostlin se liší ve své schopnosti klíčit při nízkých teplotách, všechny druhy vykazují výrazné snížení rychlosti klíčení v půdách s nízkou povrchovou teplotou (Russell 1973). Rychlost klíčení se výrazně zvýší s teplotou až do určitého bodu, nad kterým rychlost opět klesá. Protože rychlé klíčení semen zajišťuje ranou úrodu, má teplota půdy při jarní výsadbě velký vliv na to, kdy nastanou růstové fáze. Růst rostlin po vyklíčení je také ovlivněn teplotou půdy. Metabolicky regulované rostlinné procesy, jako je příjem vody a živin, mohou být sníženy pod optimální rychlost při nízkých i vysokých teplotách, což má za následek růst a výnosy závislé na teplotě (Jury & Horton 2004). Nízká teplota půdy by mohla omezit schopnost kořenů přijímat vodu. Příjem kořenové vody je nadhodnocen, když je opomíjena teplota půdy (Ni et al. 2019).

Půdy s vysokou vlhkostí budou lepšími vodiči tepla než půdy, ve kterých je struktura pórů vyplněna vzduchem. Přestože sníh není tak dobrým vodičem tepelné energie jako led, sníh izoluje půdu a zabraňuje ztrátě zachycené tepelné energie, ale zároveň odráží značné množství dopadajícího záření. Teplota půdy také ovlivňuje rychlost difúze plynů, živin a vody v půdních pórech. To zase může mít přímý vliv na růst kořenů rostlin a další půdní bioty, které se podílejí na procesech mineralizace a recyklace. Změny teploty půdy mohou změnit viskozitu půdní vody, což může ovlivnit výměnu plynů, pH půdní vody, půdní redoxní potenciály, mobilizaci živin v půdě a příjem a dostupnost živin. Zmrazování a rozmrazování půdy může ovlivnit strukturu půdy ovlivněním vlastností kameniva a také způsobením pohybu složek půdy v důsledku expanze ledu. Zamrznutí půdní vody také snižuje dostupnou vodu pro kořeny rostlin a další půdní biotu a může vést ke koncentraci půdních živin, což může mít škodlivé účinky na půdní organismy (Orcutt & Nilsen 2000).

3.6 Způsoby měření teploty půdy

Protože tepelný tok půdy je tak důležitým parametrem v agrometeorologii a výzkumu půdy, bylo vyvinuto několik metod měření (Kimball & Jackson 1979, Fuchs 1986). Výběr konkrétní metody závisí na zamýšleném použití dat, dostupných zdrojích a požadovaném stupni přesnosti (Lal 2017). Pozorování teploty půdy je však značně omezené, zejména v regionálním měřítku a měření teploty půdy je nedostatečné, i když existují pozorování, jsou prostorově nesouvislá a diskrétní (Meng et al. 2017).

Jedna kategorie technik využívá měřené nebo odhadované tepelné vlastnosti půdy v kombinaci s teorií tepelného toku půdy. Tyto techniky, které zahrnují kalorimetrické, gradientové a kombinované, obecně vyžadují četná a přesná měření teploty půdy, tepelné kapacity a tepelné vodivosti v různých hloubkách půdy. V závislosti na požadované přesnosti musí být některé nebo všechny tyto parametry měřeny na několika místech, v častých intervalech a pro každou hloubku po celou dobu měření. Takové požadavky činí jejich použití poměrně zdlouhavým a časově náročným.

Druhá kategorie používá senzor, nazývaný deska tepelného toku nebo převodník tepelného toku, navržený speciálně pro měření tepelného toku půdy. Půdní desky tepelného toku jsou malé (často do 50 mm na stranu), tenké (do 5 mm silné), pevné senzory umístěné vodorovně v půdě. Většina používá termočlánek umístěný uvnitř vodotěsného pouzdra pro měření rozdílu teplot mezi horní a spodní částí desky. Rozdíl teplot na desce se používá k odhadu tepelného toku půdou. Ačkoli je tato technika mnohem jednodušší na použití, samotná deska může rušit půdní teplo a tok vody, čímž se v některých situacích snižuje přesnost (Lal 2017). Je nutné dbát na to, aby desky byly vodorovně a aby měly dobrý kontakt s půdou. Instalace těchto přístrojů je vždy obtížná, zejména pod vegetací, a přístroje jsou často rušeny pohyby v půdě způsobené mrazem a prosakováním vody a různou faunou, jako jsou červi, hraboši nebo hrabavý hmyz. Současně může být provedeno měření slunečního, odraženého, difúzního, čistého a jednosměrného celovlnného záření spolu s rychlostí větru a teplotou nasávaného vzduchu (Oliver et al. 1987).

Kromě přímých technik měření jsou také důležité modely pro popis a simulaci půdního klimatu. Environmental Policy Integrated Climate (EPIC) je komplexní ekosystémový model, který simuluje dynamiku teploty půdy pomocí přístupu kosinové funkce založené na denní teplotě vzduchu a průměrné roční teplotě půdy v hloubce tlumení, což však může chybně předpovídat nižší teploty půdy v zimě. Byl proto vyvinut a implementován nový kosinusový model a pseudomodel přenosu tepla pro simulaci teploty půdy. Tyto dvě metody byly hodnoceny porovnáním simulovaných denních teplot půdy s pozorovanými údaji na 24 studijních místech. Výsledky ukázaly, že obě nové metody měly podobnou účinnost, a lepší statistické výsledky, získané těmito novými metodami, prokázaly schopnost lépe předpovídat teplotu půdy pro širokou škálu půdních podmínek, hospodaření s půdou a využití půdy. Hlavním důvodem zlepšeného výkonu byla lepší předpověď teploty půdy během zimního období (Doro et al. 2021).

Jedním z dalších modelů je model SoilClim, který byl speciálně navržen a ověřen pro popis půdního klimatu (Hlavinka et al. 2011). Klíčové složky vodní bilance Soil-Clim vycházejí z konceptu a modelové formulace v dokumentu FAO Irrigation and Drainage. Dále bere v úvahu sněhovou pokrývku, odtok, hlubokou perkolaci, zjednodušené proudění vody makropóry

(modifikuje kaskádový princip použitý Allenem et al. (1998)), dynamicky simulovaný vegetační pokryv (včetně změn hloubky kořenů, rychlosti odběru vody, výšky plodin a indexu listové plochy) a různé typy vegetačního pokryvu (např. jarní a zimní polní plodiny, trvalé travní porosty, stálezelené a opadavé lesy mírného pásma). Výpočet obsahu vody nezohledňuje kapilární vztlínání z hlubších vrstev (hladina podzemní vody) (Trnka et al. 2013).

Je jisté, že měření teploty půdy je poměrně složitý meteorologický a agrometeorologický prvek. Pokud hovoříme o situaci v České republice, tak máme pouze malé pokrytí kvalitních sledování z důvodu malého počtu aktivních stanic a největší komplikace v pozorováních jsou především v zimním období (Coufal et al. 1993).

4 Metodika

4.1 Informace o meteorologické stanici

Data potřebná pro studium byla sebrána z agroklimatologické stanice, která se nachází v Praze, v městské části Suchdol přímo v areálu kampusu České zemědělské univerzity. Je situována v nadmořské výšce 284 m n. m. Na stanici jsou měřeny meteorologické prvky nad standardním povrchem, jako je travní porost, popřípadě sněhová pokrývka, a to od roku 2004. V roce 2022 došlo k rozšíření stanice o druhý aktivní povrch a tím je černý úhor neboli půda bez porostu. Měřená data jsou sbírána každých 15 (10) minut a je použitý středoevropský čas (GMT +1 h). Za 24 hodin dochází k výpočtu denních charakteristik, a to v intervalu 7:00 – 6:59. U standardního povrchu jsou měřeny teplota vzduchu, denní teplotní extrémy, denní minimální teploty vzduchu při zemi (ve výšce 5 cm), vlhkost vzduchu, úhrn srážek, rychlost a směr větru, tlak vzduchu, globální záření, odražené krátkovlnné záření od zemského povrchu, dlouhovlnné vyzařování země, dlouhodobé vyzařování atmosféry, teplota půdy (v hloubkách 5, 10, 20, 50, 100 cm) a vlhkost půdy (v hloubkách 10 a 30 cm). U černého úhoru jsou měřeny denní minimální teplota vzduchu při zemi (ve výšce 5 cm), globální záření, odražené krátkovlnné záření od zemského povrchu, dlouhovlnné vyzařování země, dlouhovlnné vyzařování atmosféry, teplota půdy (v hloubkách 5, 10, 20, 50, 100 cm) a vlhkost půdy (v hloubkách 10 a 30 cm).

Technologie využití k měření dat do roku 2022 zahrnovaly senzor teploty a vlhkosti vzduchu HMP45C, Vaisala; senzor atmosférického tlaku RPT410F, Campbell Scientific; srážkoměr SR03, Fielder; anemometr A100R/W200P, EM UK; pyranometr CM11, Kipp & Zonen a snímače teploty PT100, Campbell Scientific. Od roku 2022 došlo k pozměnění a přidání některých technologií. V současnosti jsou na stanici využívány senzor teploty a vlhkosti vzduchu Campbell Scientific HMP155A, senzor atmosférického tlaku Campbell Scientific CS106 PTB110, ultrazvukový anemometr ATMOS-22, váhový srážkoměr MW7, senzory vlhkosti a teploty půdy TEROS-11, senzory krátkovlnné a dlouhovlnné radiace Kipp & Zonen CNR4 a snímače teploty PT100.

4.2 Analýza dat

V rámci analýzy dat bude sledování teploty půdy, a to v hloubkách 5, 10, 20, 50 i 100 cm pod standardním povrchem a černým úhorem, půdou bez porostu. Současně budou pozorovány i další meteorologické prvky jakými jsou teplota vzduchu, úhrn srážek, přítomnost sněhové pokrývky a globální záření. Součástí bude analýza rozdílů teplot půdy mezi standardním povrchem a černým úhorem ve sledovaných hloubkách, bude provedena základní statistická analýza a budou vypočteny lineární trendy teploty půdy. Analýza bude provedena zvláště pro jednotlivé měsíce se zaměřením na zimní a letní období. Také budou vypočteny teplotní gradienty ve vztahu k hloubce pod povrchem. Podrobněji budou v jednotlivých měsících u teploty půdy v hloubce 5 cm u sledovaných povrchů stanoveny korelační koeficienty, které stanoví vztah mezi teplotou půdy a dalšími parametry, jako je globální záření či teplota vzduchu. Na základě analýz bude ověřena možnost odhadu teploty půdy na základě naměřených hodnot ostatních prvků.

Nutné je zmínit, že při určování teplotních extrémů v půdě (minimální a maximální denní teplota půdy) byly hodnoty vybírány z dat měřených po 15 minutách. Tudiž se může stát, že stanovené teploty nemusí přímo odpovídat skutečné situaci v daný den. Teplotní extrém mohl nastat mezi danými patnácti minutovými intervaly, což však nelze ničím dokázat. Za těchto okolností byla tedy vybrána maximální a minimální teplota na základě hodnot dostupných z meteorologické stanice v daný den tak, aby co nejlépe odpovídala předpokladu.

Průměrné denní teploty půdy byly měřeny z hodnot naměřených v 7, 14 a 21 hodin dle vzorce $td = (t7h + t14h + t21h) / 3$.

Byly také sledovány rozdíly mezi průměrnými teplotami půdy mezi jednotlivými hloubkami. Podrobněji byly zkoumány výsledky mezi hloubkami 5 a 50 cm, pro zjištění chování nejen teplot ve vrchních vrstvách ale i v hlubších vrstvách.

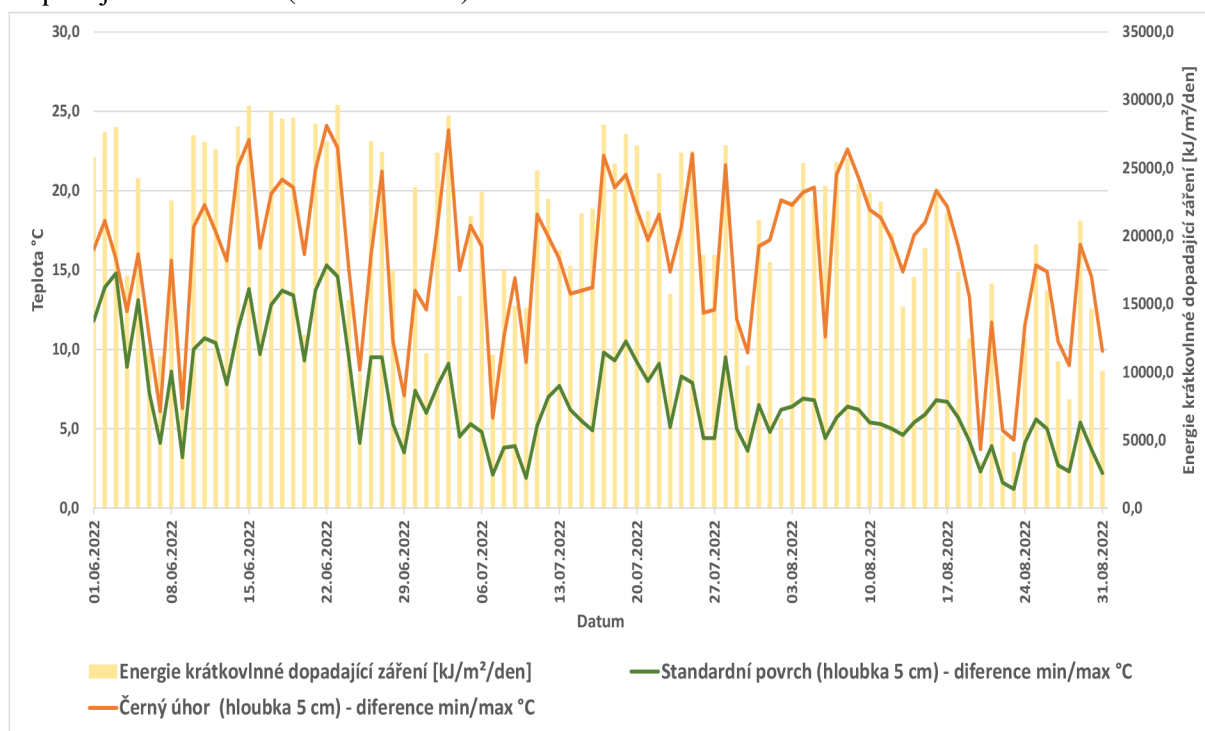
Hodnoty pro výpočet korelačních koeficientů byly brány z hodinových měření pro všechny zjišťované klimatologické charakteristiky. Jejich vyhodnocení bylo zaměřeno na vztah teploty půdy pod černým úhorem k ostatním parametrům. Pro lepší posouzení rozdílů mezi černým úhorem a standardním povrchem, byly korelační koeficienty vypočteny i u standardního povrchu. Výsledky jsou však pouze uvedeny slovně k porovnání číselných hodnot. Také byly k upřesnění závislosti mezi jednotlivými parametry a černým úhorem zjištěny koeficienty determinace.

5 Výsledky

Studium bylo zaměřeno na pozorování chování teplot v půdě pod dvěma aktivními povrchy, standardní povrch a černý úhor, a jejich změn vlivem dalších klimatologických prvků, jedná se o teplotu vzduchu, krátkovlnné dopadající záření a úhrn srážek. Jak je zmíněno v metodice, teploty byly měřeny v pěti hloubkách – 5, 10, 20, 50 a 100 cm. Vliv meteorologických prvků je nejlépe poznat na vrchní vrstvě půdy. Důraz byl tedy dán na hloubku 5 cm, popřípadě 10 cm, kde můžeme s jistotou usoudit, že více či méně dochází k ovlivnění teploty v půdě díky vnějším vlivům. Byly zkoumány teploty v půdě přes letní období – červen, červenec a srpen 2022, a přes zimní období – prosinec 2022 a leden, únor 2023.

Amplituda teplot v letním období je výrazně ovlivněna globálním zářením (viz Graf 1.). Nejvíce je to vidět u černého úhoru, kdy amplituda teplot půdy v hloubce 5 cm skoro těsně kopíruje krátkovlnné dopadající záření. Naproti tomu standardní povrch nedosahuje tak velkých teplot díky rostlinnému pokryvu. Rostliny při vyšší intenzitě globálního záření zvýší odpařování vody z nadzemních orgánů neboli transpiraci, a tím dochází k ochlazení přízemního vzduchu a následně i k ochlazení vrchních vrstev půdy. Proto u standardního povrchu nedochází k tak velkým rozdílům mezi maximální a minimální teplotou jako tomu je u černého úhoru, který je vystaven záření v plném rozsahu.

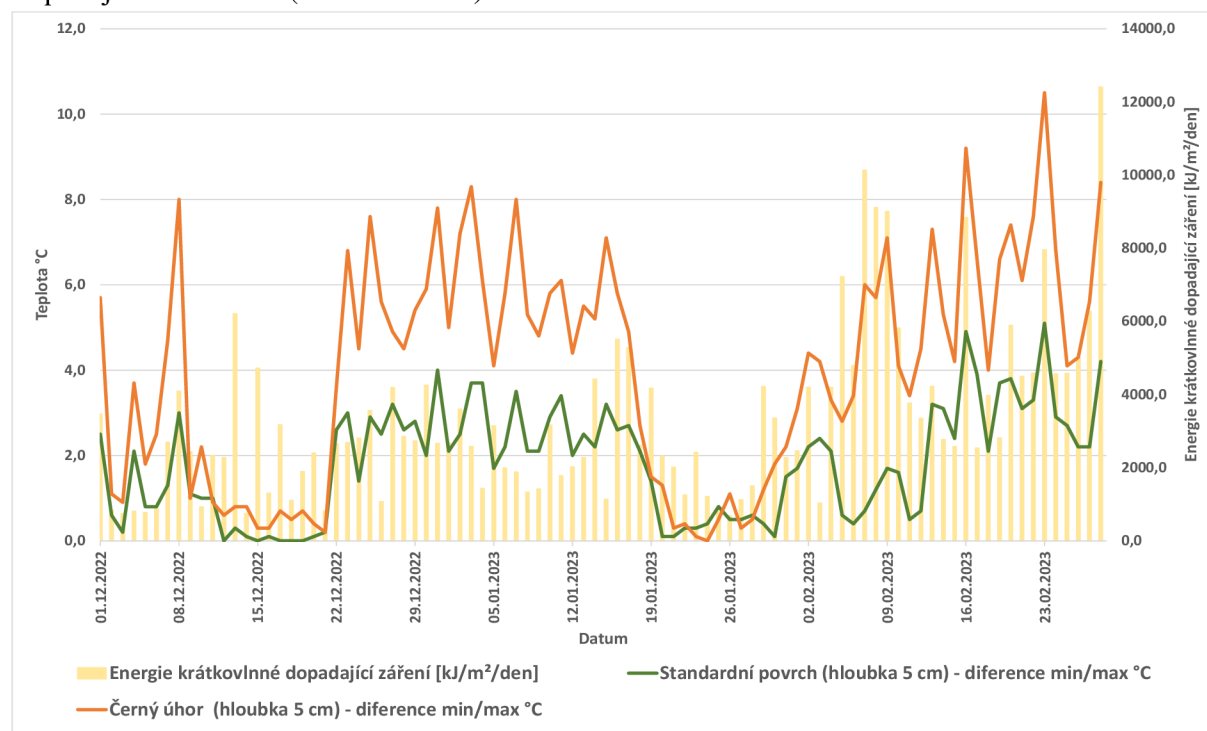
Graf 1. Sezónní amplituda teplot půdy sledovaných povrchů v porovnání s krátkovlnným dopadajícím zářením (Letní období)



V zimním období je amplituda globálním zářením také ovlivňována, ale není tomu již tolik jako v letním období. Velký vliv v tomto období má i teplota vzduchu, kdy při velkém poklesu teploty vzduchu dojde i k prudkému poklesu teploty v půdě, a to jak u černého úhoru, tak u standardního povrchu. Objevují se však dny, kde je vidět poměrně intenzivní globální záření, avšak teplota půdy zůstala skoro ve stejné poloze (viz Graf 2.). Lze předpokládat, že ve

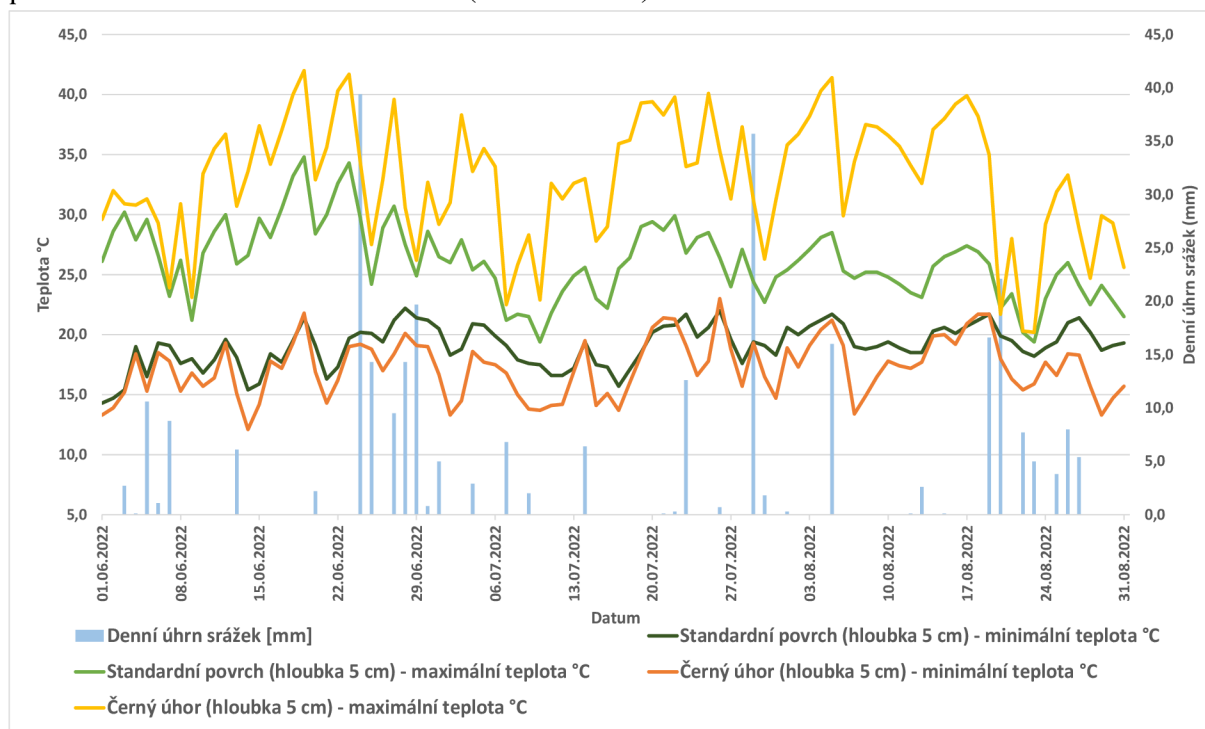
dnech od 12.12. do 20.12.2022 a od 20.1. do 10.2.2023, mohla být přítomna sněhová pokrývka. Není to však samozřejmostí. Od 20.1. do 10.2.2023 také bylo nižší globální záření, což může mít za následek snížení teploty půdy. I přesto, že to nelze nijak dokázat, sněhovou pokrývku vyloučit nelze. I v zimním období je však vidět, že černý úhor je velmi citlivý na změny globálního záření. Tam, kde je nárůst záření, okamžitě dochází ke zvýšení teploty v půdě pod černým úhorem v hloubce 5 cm. Díky tomu dochází k velkým teplotním skokům ve vrchní vrstvě půdy, které neprospívají rostlinám ani půdním živočichům. Amplituda standardního povrchu v zimním období je bez výrazných teplotních skoků. Rostlinný pokryv vlastně funguje jako jakási bariéra, která zmírňuje vnější faktory ovlivňující půdu.

Graf 2. Sezónní amplituda teplot půdy sledovaných povrchů v porovnání s krátkovlnným dopadajícím zářením (Zimní období)



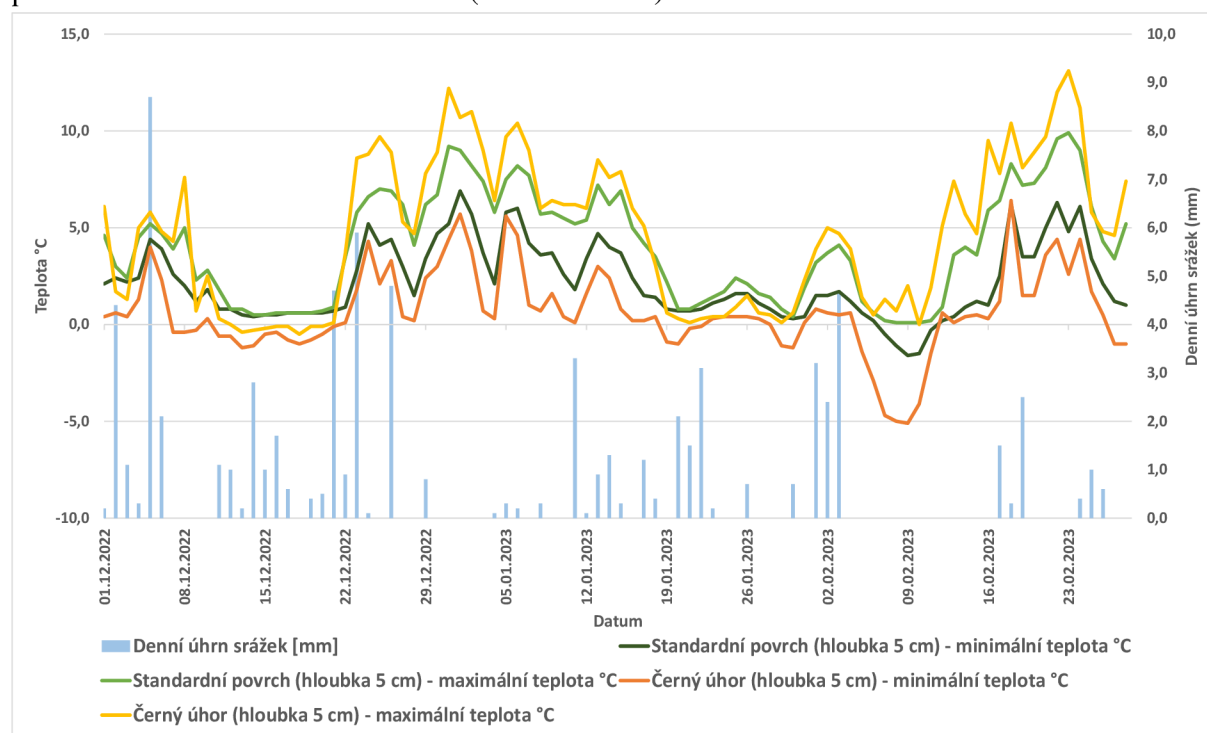
Při porovnání minimálních a maximálních teplot v hloubce 5 cm pod černým úhorem a standardním povrchem lze pozorovat to, co již bylo zmíněno u sezónní amplitudy. U černého úhoru dochází k většímu rozptylu teplot, než je tomu u standardního povrchu, a to především v letním období (viz Graf 3.). Jedním z dalších klimatologických faktorů ovlivňujících teplotu půdy je také úhrn srážek. Samozřejmě že dochází ke změně v teplotě půdy ve vrchních vrstvách v porovnání s denním úhrnem srážek, avšak je jasné, že vliv srážek není tak markantní jako u jiných klimatologických faktorů. V letním období způsobuje větší úhrn srážek následné ochlazení horní vrstvy půdy. Díky vyšším teplotám v létě dochází poměrně k rychlému odpařování napadených srážek z povrchu především u černého úhoru, mimo těch srážek, které se stihnou vsáknout hlouběji do půdy.

Graf 3. Minimální a maximální teploty půdy sledovaných povrchů (v hloubce 5 cm) v porovnání s denním úhrnem srážek (Letní období)



Úhrny srážek sice nemohou dokázat jejich přímý vliv na změnu teploty půdy, ale v zimě je úhrn srážek společně s teplotami vzduchu pod 0 °C ukazatelem vzniku sněhových srážek, a tudíž i ukazatelem pro možný výskyt sněhové pokrývky. Od 11.12. do 20.12.2022 byl poměrně kontinuální úhrn srážek a teplota vzduchu se pohybovala okolo -8 °C. Z toho lze usoudit, že byly dobré klimatické podmínky pro vznik sněhové pokrývky (viz Graf 4.). Stejně tak tomu bylo i od 17.1. do 10.2.2023, kdy se teplota vzduchu nácházela okolo -6 °C. Ke konci je však vidět, že muselo dojít ke zvýšení teploty vzduchu, což mělo pravděpodobně za následek částečné roztání sněhové pokrývky, a od 5.2.2023 došlo k opětovnému snížení teploty půdy kvůli absenci sněhu jako izolantu. Při větších srážkách a teplotách vzduchu pod bodem mrazu také může dojít k zamrznutí vrchních vrstev půdy, což není dobré pro vývoj ani přežívání rostlin a půdních živočichů. Nejvíce dní s teplotou půdy pod 0 °C bylo v prosinci 2022. 14 dní byla minimální teplota v hloubce 5 cm pod 0 °C a z toho 7 dní se ani maximální teplota půdy nedostala nad bod mrazu. V hloubce 10 cm se jednalo jen o 5 dní a jedním dnem s maximální teplotou půdy pod 0 °C. Co se týká ledna a února 2023, tam bylo 6 a 9 dní pod bodem mrazu. A to zahrnuje hlavně teploty půdy pod černým úhorem, protože u standardního povrchu došlo k poklesu pod bod mrazu jen v únoru 2023 a to na 5 dní. V prosinci 2022 a lednu 2023 byla minimální teplota půdy u standardního povrchu maximálně na 0 °C a niž neklesla. Další důkaz toho, že rostlinný pokryv udržuje teplotní bilanci v půdě lépe, než je tomu u půdy bez porostu.

Graf 4. Minimální a maximální teploty půdy sledovaných povrchů (v hloubce 5 cm) v porovnání s denním úhrnem srážek (Zimní období)

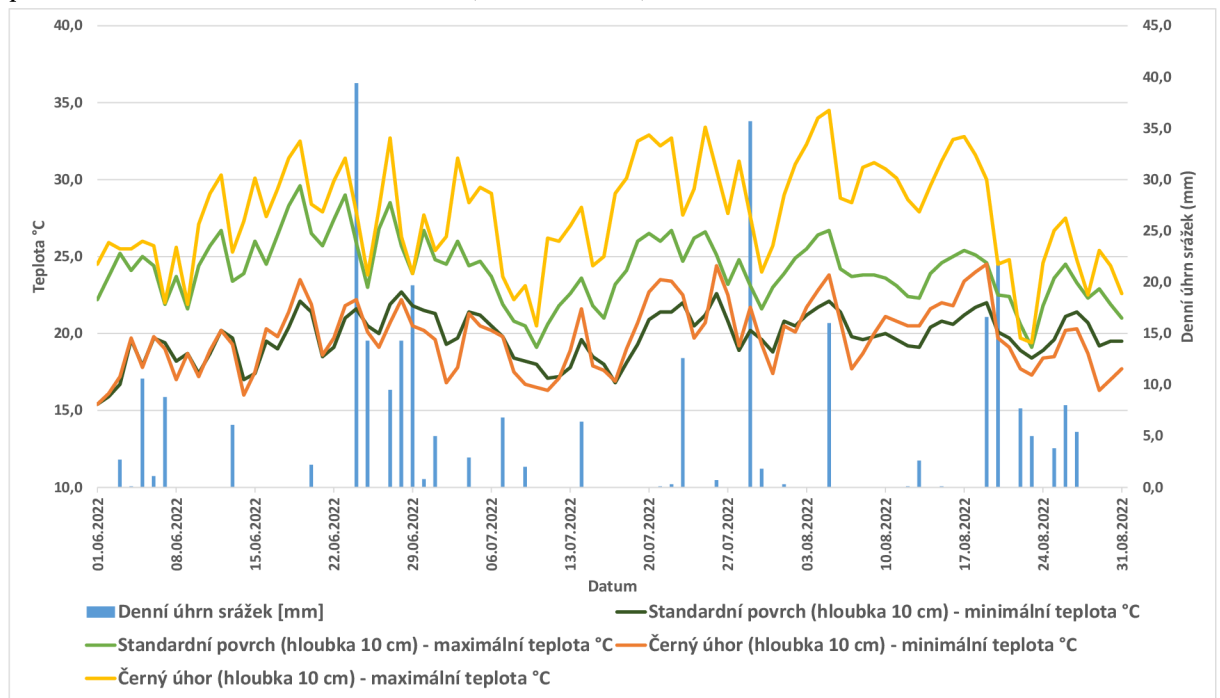


Při porovnání s teplotou půdy v hloubce 10 cm je viditelné, že se teploty lehce posouvají. Oproti teplotám v hloubce 5 cm dochází k lehkému zvýšení minimální teploty, která během letního období již neklesne pod 15 °C ani u jednoho ze sledovaných povrchů. Zatímco se minimální teplota o něco zvýšila, strop maximální teploty se snížil (viz Graf 5.). U černého úhoru dosáhla maximální teplota jen necelých 35 °C oproti letnímu období, kdy se vyšplhala skoro až na 45 °C. U standardního povrchu byl pokles maximální teploty v hloubce 10 cm o něco menší a rozdíl mezi maximální teplotou v 5 a 10 cm činil cca 5 °C. Ukazuje se, že chování teploty půdy pod standardním povrchem v letním období se mezi těmito hloubkami moc nemění. Narozdíl od černého úhoru, kde je zřetelný pokles maximální teploty a menší rozptyl mezi maximální a minimální teplotou půdy. Při pohledu na úhrny srážek i v hloubce 10 cm je teplota půdy nějakým způsobem ovlivněna. Například 24.6.2022 napadlo poměrně hodně srážek a následně 25.6.2022 došlo k výraznějšímu poklesu maximální teploty půdy, a to u obou povrchů. Tento pokles byl již zaznamenán i u teplot v hloubce 5 cm. Těchto viditelnějších poklesů v teplotě půdy, pravděpodobně v důsledku intenzivních srážek, nebylo za letní období mnoho, přesto však můžeme usoudit, že úhrny srážek ovlivňují půdní klima. S menší intenzitou srážek poté nastupují jiné klimatologické faktory, které mohou teplotu půdy ovlivnit více, jako třeba teplota vzduchu či globální záření.

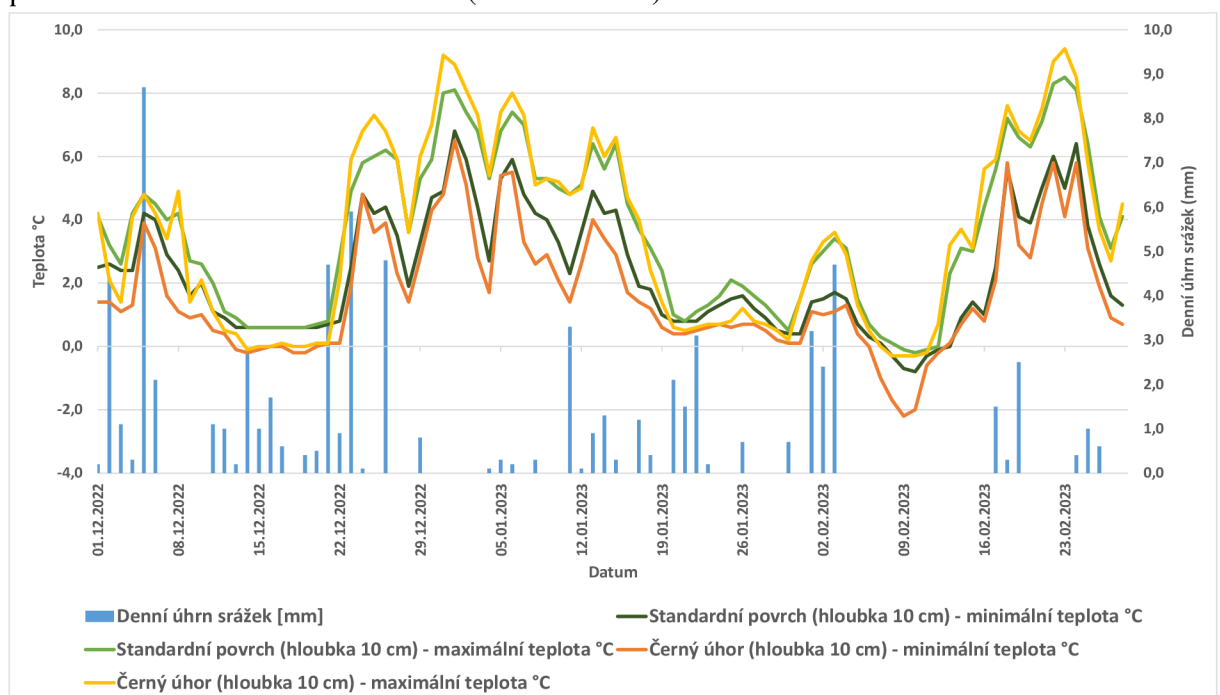
I v zimním období se setkáváme s menším rozptylem v teplotách půdy v hloubce 10 cm. Čeho je možné si všimnout, je fakt, že v zimním období v hloubce 5 cm neklesla maximální teplota ani jednou pod bod mrazu (viz Graf 6.). Zatímco v hloubce 10 cm klesla v období od 6.2. do 12.2.2023 nejen minimální teplota, ale i maximální teplota. U černého úhoru je tento pokles nejmarkantnější, kdy maximální teplota klesá téměř na úroveň minimální teploty pod standardním povrchem. Podobný pokles lze vidět i v období od 9.12. do 22.12.2022 a od 18.1.

do 31.1.2023, kdy maximální teplota pod černým úhorem v hloubce 10 cm zůstala pod hranicí minimální teploty půdy pod standardním povrchem. To ukázaly i výsledky v hloubce 5 cm, avšak pokles není tak viditelný jako u hloubky 10 cm. V těchto obdobích je stále možná sněhová pokrývka, tudíž může jít o případ, kdy díky tepelnému toku pod standardním povrchem dochází k ohřívání vrchních vrstev narozdíl od černého úhoru, který hůře udržuje teplo v půdě.

Graf 5. Minimální a maximální teploty půdy sledovaných povrchů (v hloubce 10 cm) v porovnání s denním úhrnem srážek (Letní období)

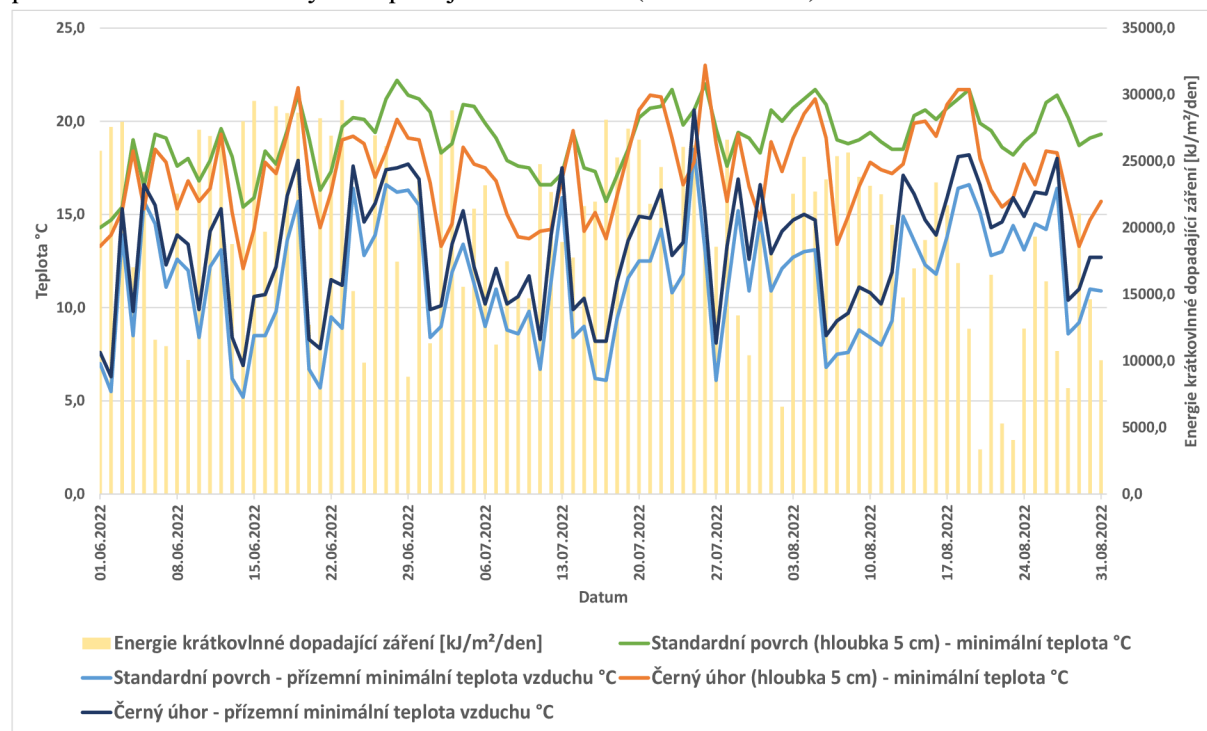


Graf 6. Minimální a maximální teploty půdy sledovaných povrchů (v hloubce 10 cm) v porovnání s denním úhrnem srážek (Zimní období)



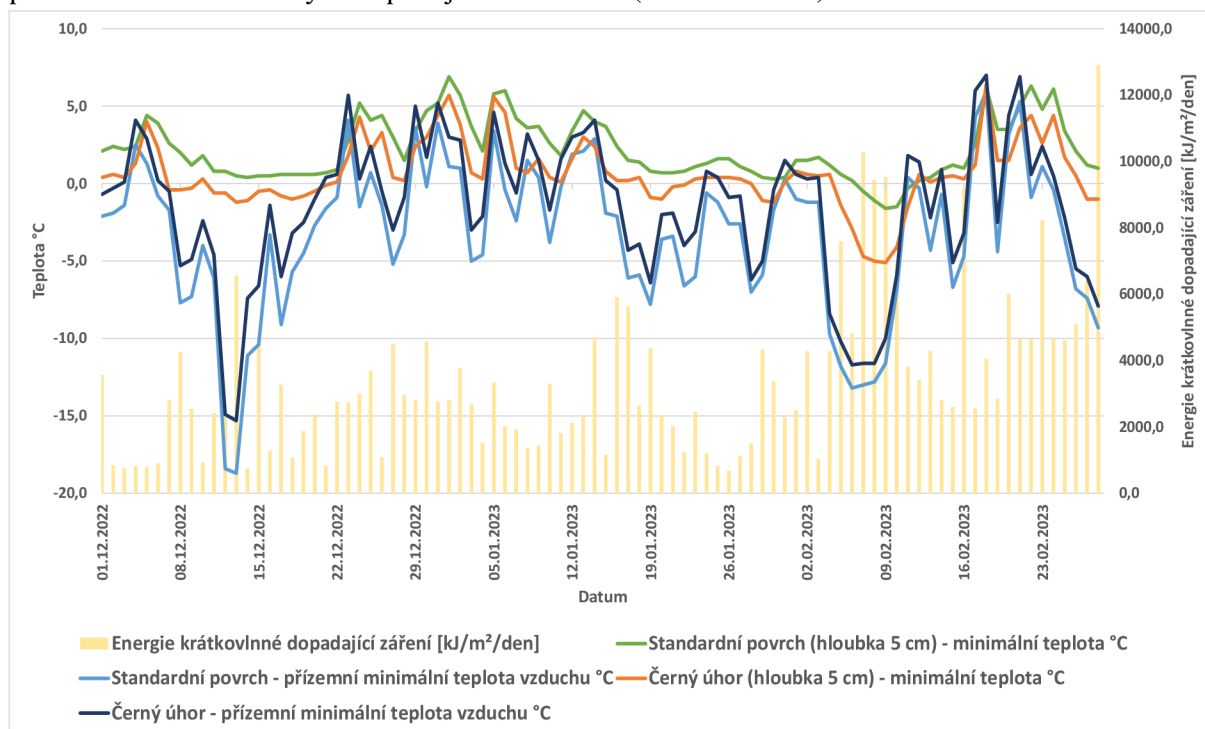
I povrch však může ovlivňovat teplotu okolního prostředí. V letním období u černého úhoru dochází k zahřátí povrchu a díky tomu, že nemá rostlinný pokryv a je tmavý, ohřívá vzduch nízko při zemi. Proto jsou přízemní minimální teploty vzduchu u černého úhoru vyšší než u standardního povrchu, kde dochází k ochlazování přízemní vrstvy vzduchu pomocí transpirace rostlin (viz Graf 7.). I zde je vidět citlivost černého úhoru na změnu vnějších podmínek. Přesto, že je přízemní minimální teplota vzduchu u tohoto povrchu vyšší, minimální teplota půdy v hloubce 5 cm je nižší v porovnání se standardním povrchem.

Graf 7. Minimální teploty půdy sledovaných povrchů a přízemní minimální teploty vzduchu v porovnání s krátkovlnným dopadajícím zářením (Letní období)



Z přízemních minimálních teplot vzduchu v zimním období se dá více potvrdit hypotéza, že byla přítomna sněhová pokrývka, a tudíž i přes pokles teploty vzduchu nedošlo k poklesu minimální teploty v půdě (viz Graf 8.). Grafy uvedeny výše též ukázaly téměř neměnné teploty půdy v období od 12.12. do 20.12.2022 a od 20.1. do 10.2.2023. To tedy dokazuje, že s největší pravděpodobností byla na místě sněhová pokrývka, která izolovala půdu od vlivů globálního záření i velkého poklesu teplot vzduchu. Půda si tak udržela svoji teplotu bez významnějších změn i přes kolísání teploty vzduchu pod bod mrazu. Sněhová pokrývka je nedílnou součástí pro život přezimujících rostlin a bez její přítomnosti, dochází k poškození kořenů kvůli zamrznání vrchních vrstev půdy. Rostlinný pokryv je mnohem lepší i pro kondici samotné půdy. Nedochází k velkým erozím způsobeným vnějšími vlivy a rostliny si vytvářejí vlastní mikroklima, které ovlivňuje nejen přízemní vrstvy, ale i vrchní vrstvy půdy. Vliv globálního záření v zimním období byl nevýrazný. Je možno si toho všimnout hlavně ve dnech, kdy došlo k výraznému poklesu přízemní minimální teploty vzduchu navzdory poměrně dost intenzivnímu krátkovlnnému dopadajícímu záření.

Graf 8. Minimální teploty půdy sledovaných povrchů a přízemní minimální teploty vzduchu v porovnání s krátkovlnným dopadajícím zářením (Zimní období)

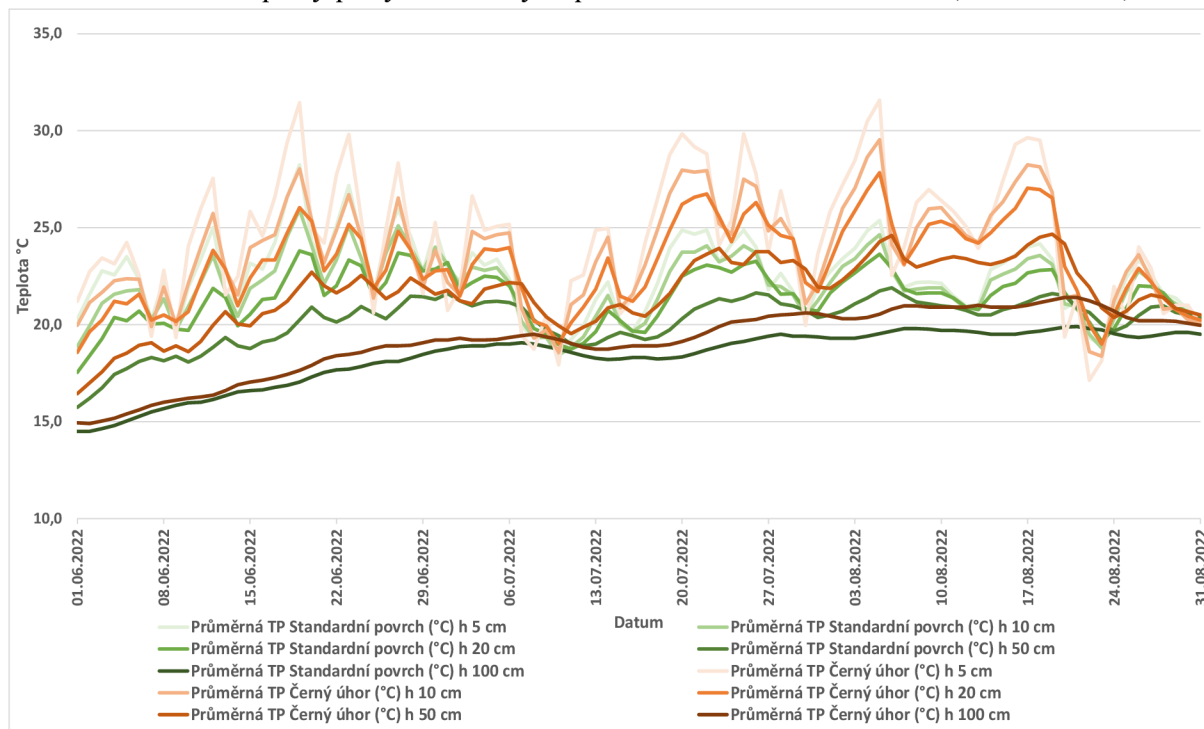


Při porovnání průměrných teplot půdy u obou sledovaných povrchů je jasné, že v hloubce 100 cm nedošlo k výrazným teplotním skokům. V této hloubce by se teplota téměř měnit neměla. Navzdory tomu však došlo v letním období k nárůstu průměrné teploty půdy v 100 cm až o 5 °C, a to u obou sledovaných povrchů (viz Graf 9.). V hloubce 5 cm standardního povrchu je rozptyl průměrných teplot přibližně od 20 do 25 °C, a i rozptily teplot mezi hlubšími vrstvami půdy nejsou tak velké. Diference mezi hloubkami 5 a 100 cm na začátku období byla okolo 10 °C a ta se postupně snižuje s ochlazováním na konci letního období. Zásluhou dobře zapojeného rostlinného pokryvu nedochází k výrazným teplotním šokům, protože rostliny mají svůj vlastní defenzivní mechanismus vůči vysokým teplotám, a tím zamezují větším změnám v teplotě půdy. Černý úhor má však rozptyl průměrných teplot mnohem větší. Bez rostlinného pokryvu dochází k rychlému zahřátí i ochlazení povrchu. Je možné zaznamenat pár dní s abnormálním chováním teploty půdy v nejsvrchnější vrstvě půdy. Jedná se o 8.7., 10.7., 30.7. a od 20. do 24.8.2022, kdy došlo k situaci, kde teplota v hloubce 5 cm, a někdy i 10 cm, byla nižší než teplota v 100 cm. Důvodem byl pravděpodobně pokles teploty vzduchu a nižší intenzita globálního záření. Tuto situaci však jen těžko najdeme u standardního povrchu, kdy se teplota maximálně přiblížila teplotě v 100 cm. Pokles nastal pouze v období od 22. do 24.8.2022, kdy je pozorovatelný celkový pokles teplot ve všech hloubkách z důvodu poklesu teploty vzduchu stejně jako u černého úhoru.

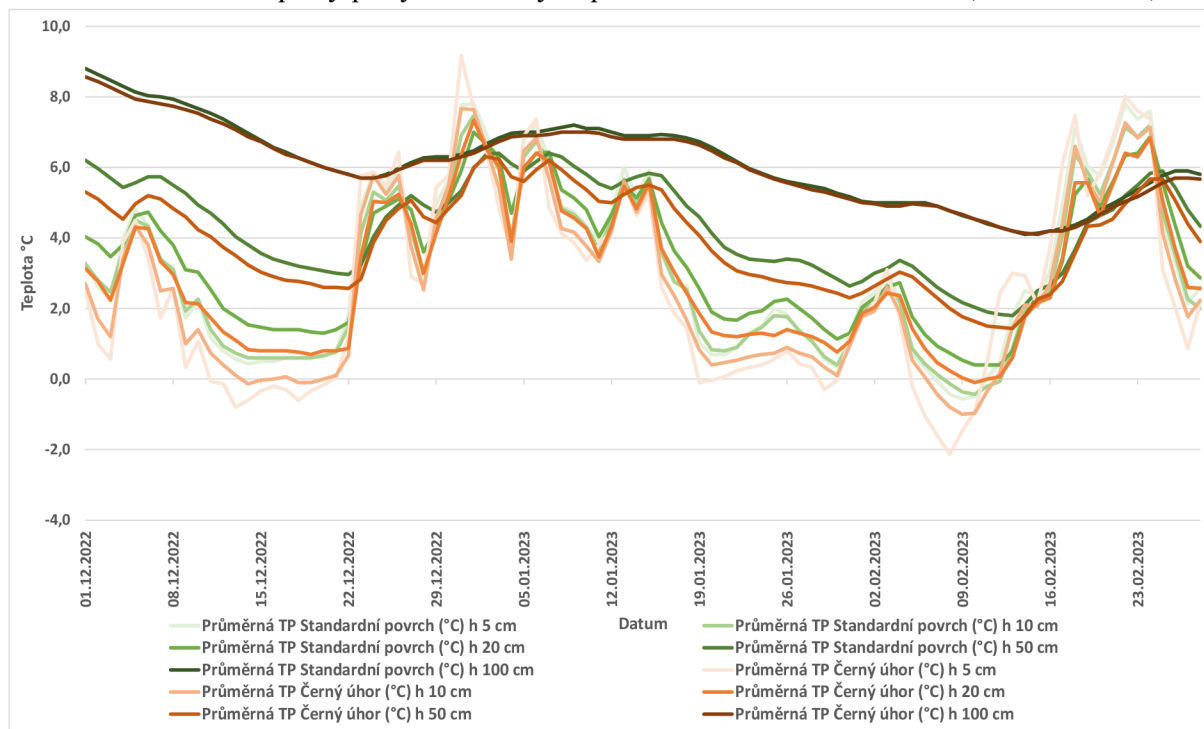
V zimním období došlo k obrácení situace. Nejvyšší teploty byly v hloubce 100 cm a nejnižší v hloubce 5 cm po většinu zimního období v rámci obou sledovaných povrchů (viz Graf 10.). Oproti letnímu období je půda pod standardním povrchem o něco teplejší než pod černým úhorem. To znovu prokazuje, že pod standardním povrchem je mnohem lepší udržování teploty půdy, což je přívětivější pro budoucí vývoj porostu, než by byla půda částečně či úplně

bez porostu. I v tomto období došlo ke zvláštnosti, kdy teploty ve svrchnějších vrstvách půdy u obou sledovaných povrchů byly vyšší než v 100 cm. Nejvíce si toho lze všimnout ve dnech od 17.2. do 25.2.2023, kdy byla průměrná teplota půdy vyšší skoro o 4 °C. Největší vliv na tuto změnu měla hlavně zvyšující se teplota vzduchu, protože globální záření nebylo tak intenzivní.

Graf 9. Průměrné teploty půdy sledovaných povrchů ve všech hloubkách (Letní období)

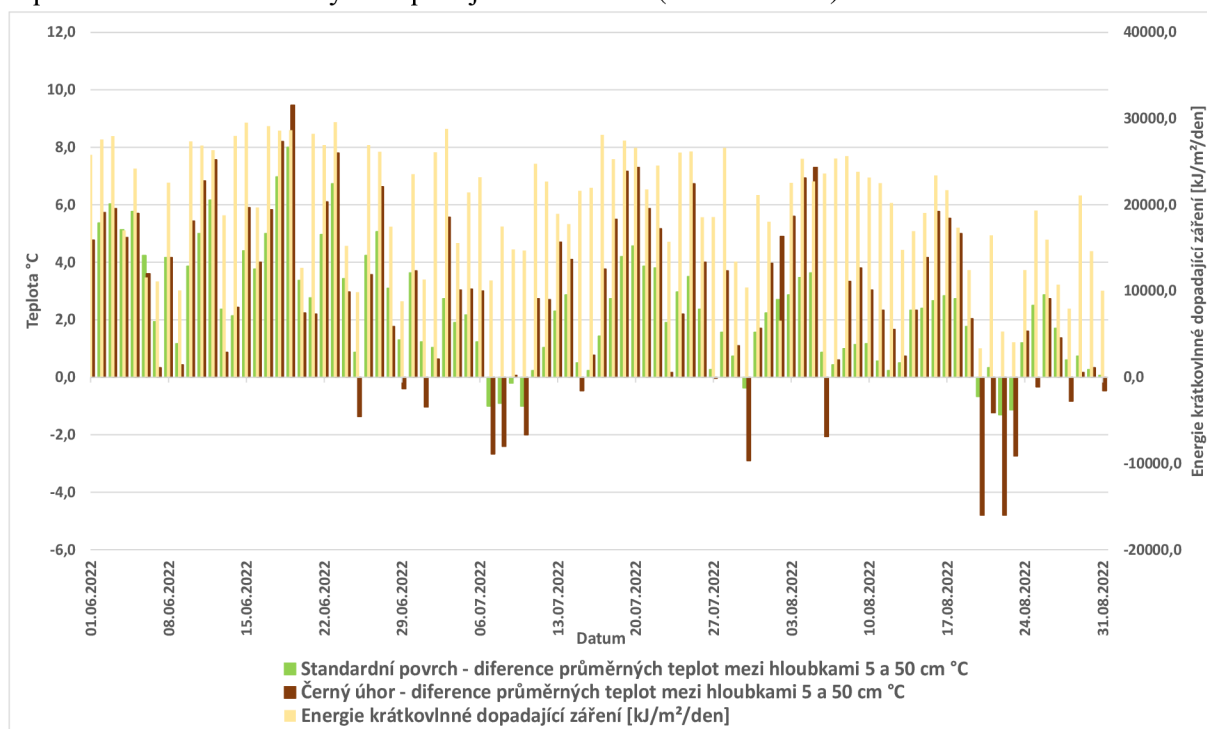


Graf 10. Průměrné teploty půdy sledovaných povrchů ve všech hloubkách (Zimní období)



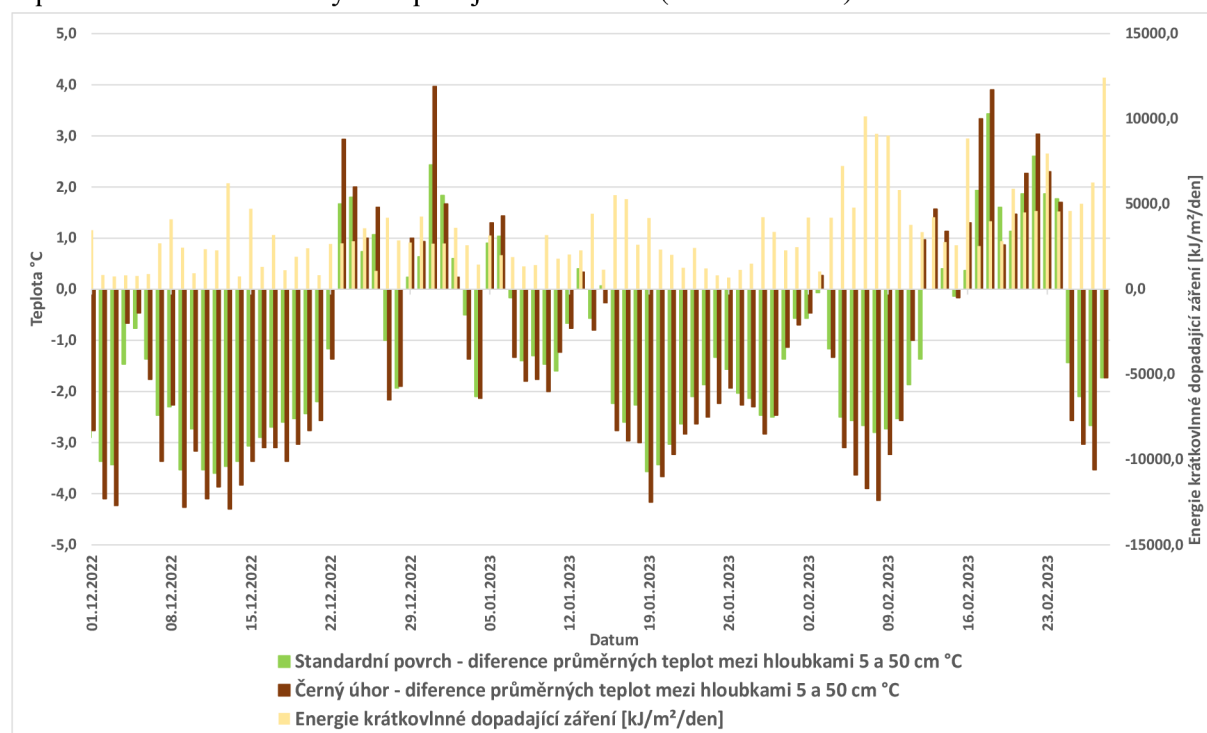
Porovnání teplot v různých hloubkách půdy je dobré k získání celkového obrazu vývoje teplot v půdě. Ze studií je zřejmé, že nejvíce ovlivněné jsou vrchní vrstvy, a to především 5 a 10 cm. Je dobré se tedy podívat, jak velké jsou rozdíly mezi průměrnými teplotami v 5 cm a v 50 cm hloubky, kde se ještě stále mohou nacházet kořeny některých hlubokokořenících rostlin. V letním období je jisté, že teploty v 5 cm budou vyšší než v 50 cm, kvůli dopadajícímu slunečnímu záření i vyšší teplotě vzduchu (viz Graf 11.). Jsou však dny, kdy průměrná teplota v 50 cm je vyšší skoro o 5 °C než v 5 cm. Příkladem je 20.8. a 22.8.2022. Záporné hodnoty teplot ukazují, že vyšší teplota je v hloubce 50 cm. V tyto dny byla poměrně velká rychlost větru a malé globální záření, tím pravděpodobně došlo k ochlazení vrchní vrstvy půdy.

Graf 11. Diference průměrných teplot půdy mezi hloubkami 5 a 50 cm u sledovaných povrchů v porovnání s krátkovlnným dopadajícím zářením (Letní období)



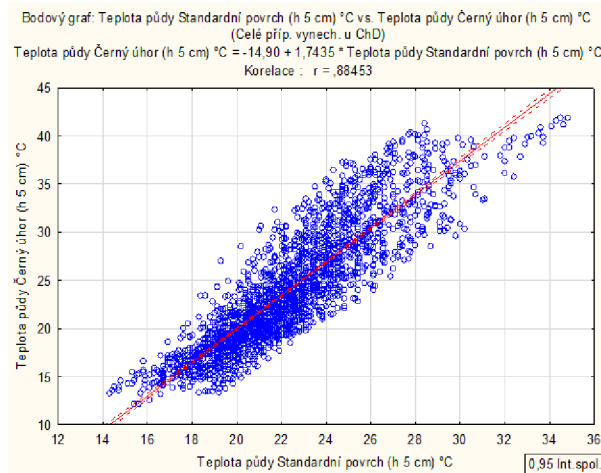
Stejně tak jako jsou výjimky v letním období, tak se nacházejí i výjimky v zimním období. Role těchto dvou hloubek se obrací a teplejší se stává půda v 50 cm (viz Graf 12.). Několik dní však byla půda v 5 cm teplejší a důvodem nebylo jen globální záření, ale zejména teplota vzduchu, která minimálně klesla pod 0 °C. Tyto dny nabírají kladných hodnot z důvodu teplejší půdy v hloubce 5 cm. Zajímavé je, že od 4.2. do 12.2.2023 kopíruje rozdíl teploty půdy mezi 5 a 50 cm zrcadlově globální záření. V tomto období tedy byly teploty v hloubce 50 cm vyšší než v 5 cm i přes intenzivní globální záření. Příčinnou s největší pravděpodobností bude nízká teplota vzduchu. Díky sledování minimálních přízemních teplot, je zřetelné, že v tomto období došlo k rapidnímu snížení teploty vzduchu, což mělo za následek nízké teploty ve vrchní vrstvě půdy.

Graf 12. Diference průměrných teplot půdy mezi hloubkami 5 a 50 cm u sledovaných povrchů v porovnání s krátkovlnným dopadajícím zářením (Zimní období)

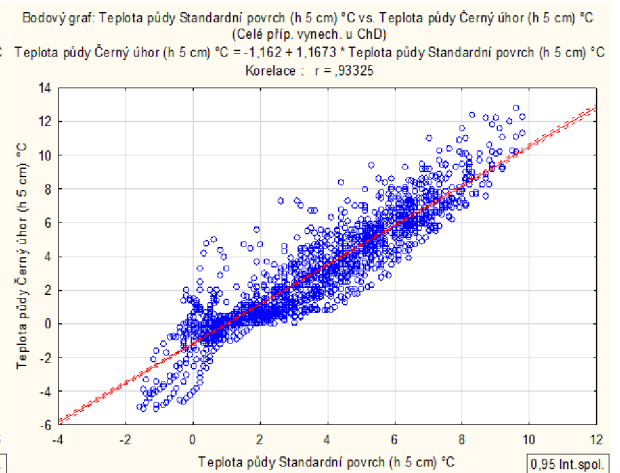


Byly také vypočteny korelační koeficienty spolu s koeficienty determinace. Byly zjišťovány závislosti mezi teplotou půdy v hloubce 5 cm pod černým úhorem a standardním povrchem, teplotou půdy v hloubce 5 cm pod černým úhorem a teplotou vzduchu a mezi černým úhorem a globálním zářením. Každý výpočet zvlášť za letní období a zvlášť za zimní období. Bylo pracováno s hodinovými hodnotami naměřenými na meteostanici České zemědělské univerzity v Praze. Ani jeden z korelačních koeficientů nakonec nevyšel záporný ani nulový. To znamená, že se ve všech případech jedná o lineární přímou závislost. Vztah mezi černým úhorem a standardním povrchem byl v zimním období vyšší než v letním období. Korelační koeficient za zimní období vyšel 0,93 (viz Graf 14.) a za letní období 0,88 (viz Graf 13.), rozdíl však není vysoký, a koeficient determinace vyšel za zimní období 87,1 % a za letní období 78,3 %. To ukazuje silnou závislost mezi oběma sledovanými povrchy, kdy v zimním období je jejich závislost o něco vyšší.

Graf 13. Letní období

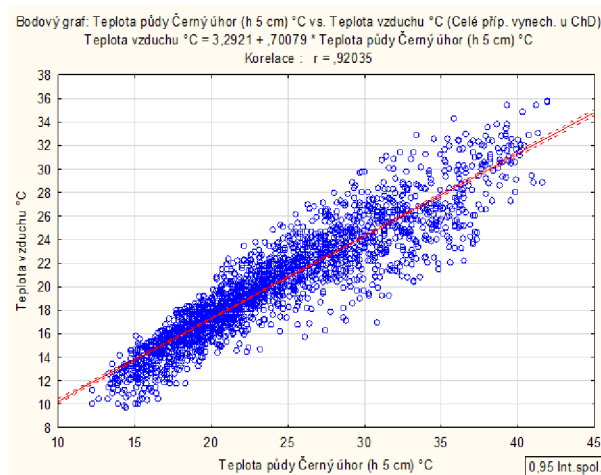


Graf 14. Zimní období

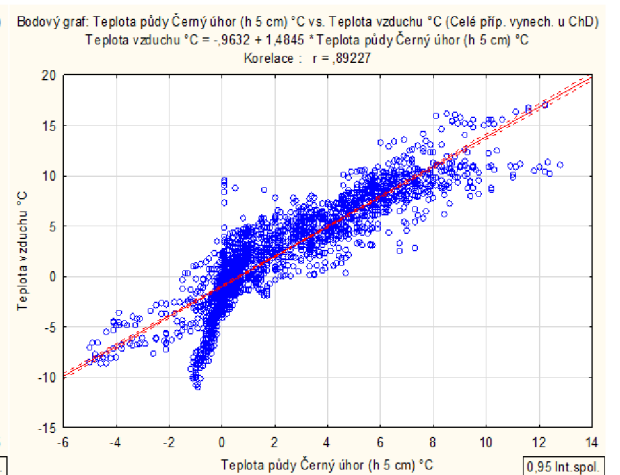


Z dalších klimatologických charakteristik byla nejvyšší závislost u teploty vzduchu. Se zvýšením teploty vzduchu se zvyšuje teplota půdy v hloubce 5 cm a naopak. Korelační koeficient u černého úhoru za letní období vyšel 0,92 a za zimní období 0,89 s koeficienty determinace 84,6 % a 79,2 %. Lze tedy potvrdit, že je zde silná závislost mezi teplotou půdy pod černým úhorem a teplotou vzduchu (viz Graf 15. a 16.). Pro srovnání byl proveden výpočet korelačního koeficientu i pro standardní povrch, kde hodnoty vyšly pouze o pár setin menší. Z hodnot se dá usoudit, že teplota vzduchu má významný vliv na teplotu v půdě ve vrchních vrstvách.

Graf 15. Letní období



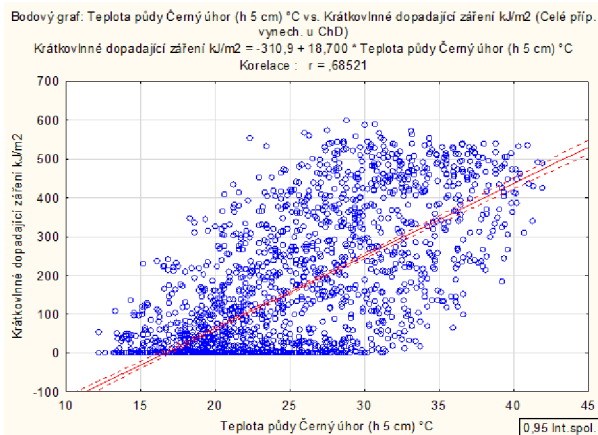
Graf 16. Zimní období



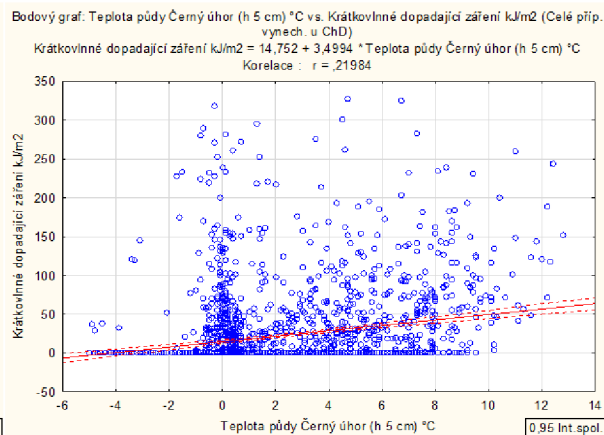
Nejmenší závislost poté vyšla u globálního záření. Rozdíly mezi korelačními koeficienty i koeficienty determinace mezi letním a zimním obdobím byly markantní. U černého úhoru za letní období vyšel korelační koeficient 0,69 s koeficientem determinace 46,9 %, což poukazuje na střední závislost mezi proměnnými, a v zimním období korelační koeficient výrazně poklesl na 0,22 a koeficient determinace na 4,8 %, to znamená, že síla závislosti už je jen slabá (viz Graf 17. a 18.). U standardního povrchu byly hodnoty ještě o dost menší. Už i v letním období vyšla slabá závislost mezi teplotou půdy v hloubce 5 cm a globálním zářením a v zimním období se závislost téměř rovnala nule. Z toho lze usoudit, že globální záření není příliš dobrým

determinantem teploty půdy, protože je zde plno jiných vlivů, které, když jsou přítomny, přebijí vliv záření na teplotu půdy. Jako je například rychlost větru, teplota vzduchu nebo přítomnost sněhové pokrývky.

Graf 17. Letní období



Graf 18. Zimní období



Z grafů uvedených výše je jasné, že u teploty v půdě pod standardním povrchem nedochází k tak velkému rozptylu teplot jako tomu je u černého úhore. Dále je zřejmé, že klimatologické charakteristiky, jako je teplota vzduchu, globální záření či úhrny srážek, ovlivňují teplotu v půdě, avšak každá charakteristika v jiné míře a některá skoro zanedbatelně. Důležité také je, jak moc je porost zapojený. Při dobře zapojeném porostu teploty v půdě tolik nekolísají. Pokud je řeč o přezimujících obilovinách, tak ty by ještě před zimním obdobím měli dobře zakořenit, částečně odnožit a vytvořit nízký trs. V porovnání se standardním povrchem však nejde o tak dobře zapojený porost. To znamená, že podmínky v půdě budou u ozimých obilnin o něco kolísavější, proto je u odrůd dbán důraz kromě jiných vlastností i na mrazuvzdornost.

5.1 Vyhodnocení hypotéz

H1: Teplotu půdy v hloubce 5 cm lze odhadnout na základě ostatních meteorologických prvků.

Díky vypočteným korelačním koeficientům a koeficientům determinace již víme, že silná závislost se objevila mezi teplotou v půdě v hloubce 5 cm pod černým úhorem a standardním povrchem a mezi teplotou v půdě v hloubce 5 cm pod černým úhorem a teplotou vzduchu. Můžeme tedy říct, že na základě teploty půdy pod standardním povrchem a teploty vzduchu lze odhadnout teplotu půdy v hloubce 5 cm. To však neplatí pro globální záření, kde sice byla lineární přímá závislost mezi parametry, ale pouze velice slabá. Odhad teploty půdy na základě globálního záření není zcela vhodný.

H2: Rozdíl průměrné měsíční teploty půdy pod úhorem a standardním povrchem je závislý na ročním období.

Rozdíl průměrných teplot půdy pod úhorem a standardním povrchem je s největší jistotou závislý na ročním období. Jak bylo vidět ve výsledcích, letní i zimní období mají vlastní bilanci teplot nepodobnou jedna druhé. Tyto dvě roční období, které byly sledovány, determinují chod teplot, a to nejen půdy ale i vzduchu. Dle daného ročního období je jasné, že v zimním období bude teplota půdy dosahovat poměrně nízkých teplot a v letním období zase docela vysokých teplot v závislosti především na teplotě vzduchu. Je dobré upřesnit, že teplota půdy pod černým úhorem je mnohem závislejší na změnách ročního období než pod standardním povrchem, který je schopen udržet teploty půdy v příznivé hranici.

6 Diskuze

Díky výsledkům, ať už tohoto studia či dalších jiných výzkumů, zjišťujeme, jak důležitý je pokryv půdy a že půda bez rostlinného pokryvu čelí mnohem těžším zkouškám v podobě vysokých skoků teploty půdy, rychlejšího výparu vody z povrchu či rovnou eroze půdy. Avšak výzkum chování teploty půdy pod černým úhorem je důležitý pro vývoj zemědělských plodin, kdy rostliny nepokrývají celou plochu, a tudíž mají vnější vlivy mnohem větší přístup k povrchu půdy. Výsledky studií jsou využívány například při pěstování ozimých obilovin, které musejí přežít zimní období v dobré vitalitě. Největší překážky nastávají v letním a zimním období. V letním období může dojít k přehřátí povrchu půdy a tím i nadměrnějšímu výparu vody z půdního profilu. To nesvědčí žádným rostlinám a výsledkem je zasychání listů či rovnou celých rostlin. Ramos & Kaufmann (1979) uvedli, že schopnost příjmu vody kořeny je ovlivněna hlavně v rozmezí teplot od 5 do 35 °C. Naše výsledky však u černého úhoru ukázaly, že se v letním období maximální teplota v půdě pohybuje okolo 30 až 40 °C, což může být pro rostliny kritické, protože dle Falah et al. (2010) jakékoliv další zvýšení teploty půdy způsobí zpomalení příjmu vody kořeny v důsledku hnědnutí kořenů a nižší dostupnosti kyslíku. V zimním období naopak dochází k rychlému snižování teploty v půdě a pokud je v půdě dost přístupné vody, může dojít k jejímu zamrznutí. Jak uvádí ve svém výzkumu Coufal et al. (1993), existuje již mnoho mrazuvzdorných druhů obilovin, avšak podmínkou pro jejich přežití v zimním období je, že půda zůstane v rámci možností suchá. Ve chvíli, kdy půda bude mokrá a teploty klesnou pod bod mrazu, začne se tvořit led, a ten následně roztrhá pletiva v kořenech rostlin. Proto, jak zmiňuje Lal (2017), je velice důležité studium faktorů, které ovlivňují tok tepla v půdě, pro optimalizaci růstu a vývoje rostlin.

Při studii teploty půdy v hloubkách 5, 10, 20, 50 a 100 cm zjišťujeme, že se teploty v rámci hloubky chovají trochu odlišně. Dle Schaetzl & Thompson (2015) je důležité poznamenat, že existuje prodleva mezi ohřevem nebo ochlazením na povrchu a přenosem tepla do nebo z hlubší půdy. Nejlépe je to vidět na ročních teplotních profilech půd, kde se vyskytují právě letní a zimní extrémy. Výsledky jasně ukázaly, že ať už dojde k mírnému zvýšení či snížení teploty půdy v hloubce 100 cm, je to vždy s mírným časovým posunem. Neznamená tedy, že v den, co dojde k výraznému ohřátí horní vrstvy půdy, dojde i ke zvýšení teploty půdy hlubších vrstev. Hlubší vrstvy vykazují jen lehké kolísání teplot, jako tomu bylo během letního období s rozdílem ve 100 cm okolo 5 °C a v zimním období okolo 4 °C. I tak jsou rozdíly během obou sezón docela velké, což není běžné.

Behem posledních pár let byly na českém území prováděny anlyzy vztahující se k teplotě půdy a dalším faktorům. Ty buď ovlivňují teplotu půdy nebo jsou tyto faktory teplotou půdy ovlivněny. Stále těchto analýz není však dost na to, aby bylo jednodušší odhadnout teplotu půdy na základě jiných klimatologických charakteristik. Z výsledků výzkumu, který provedl Türkott et al. (2020), lze pozorovat jisté shody s výsledky uvedenými výše. Jejich studie byla zaměřena na zimní období a ukázala, že obecně jsou nižší průměrné teploty půdy pod černým úhorem než pod standardním povrchem, což odpovídá. Jak již však bylo uvedeno ve výsledcích, objevují se výjimky, a to dny s vyššími teplotami než u standardního povrchu. To poukazuje na citlivost povrchu bez porostu na vnější faktory. Dále díky jejich studii se nám potvrzuje fakt, že v zimním období dochází k nárůstu teploty s hloubkou půdy, kde by teplota měla být téměř neměnná. Také zaznamenali velký rozptyl u teplot půdy pod černým úhorem v 5 cm s

podezřením na sněhovou pokrývku či holomrazy. To odpovídá výsledkům uvedeným výše. Můžeme vidět na mnoha grafech období s „podezřelou“ teplotou. Ta můžou právě odpovídat dnům se sněhovou pokrývkou. I přes všechny shody ve výsledcích je zde jeden faktor, který vyšel odlišněji. Při výpočtu korelačního koeficientu mezi teplotou půdy pod černým úhorem v 5 cm a globálním zářením, vyšla poměrně malá závislost, a to nakonec nejen u černého úhoru ale i u standardního povrchu. Příčinnou mohla být právě přítomnost sněhové pokrývky s jistotou to však zjistit nelze. Shodné je však jejich tvrzení, že globální záření má na změnu teploty v půdě v zimním období nejmenší vliv, narozdíl například od teploty vzduchu, která ho má poměrně velký. Stejně tak z našich výsledků vyšel o něco menší koeficient determinace u teploty vzduchu a teploty půdy v 5 cm pod standardním povrchem. Oba koeficienty vyšly téměř o 10 % nižší než v jejich výzkumu, ve kterém jim vyšla možná determinace teploty půdy v 5 cm pod černým úhorem na základě těchto faktorů okolo 84 %. Také uvedli, že největší rozptyl teplot nastal v měsíci únoru. To však u našich výsledků říci nelze. Zimní období 2022 až 2023 bylo poměrně divoké ve vztahu k teplotám celkově. Rychle se střídali dny, kdy klesla teplota na bod mrazu někdy i se sněhem, a dny, kdy bylo poměrně teplo a některé rostliny na to začaly reagovat, jen aby se znovu ochladilo. Naštěstí toto zimní období mělo přítomnost sněhových pokrývek i když roztroušeně, což pravděpodobně zachránilo některé, díky střídajícím se vyšším teplotám, již probuzené rostliny.

Dle Qian et al. (2011), kteří provedli výzkum na teplotu v půdě v Kanadě, měly teploty vzduchu konzistentní vliv na teploty půdy a vykazovaly významnou pozitivní korelaci, ačkoli tento vztah se tam projevil v zimě slabší ve srovnání s jinými ročními obdobími. Tím se znovu potvrzuje výsledek korelace za zimní období, který vyšel menší než za letní období. Dále popisují, že pravděpodobně kvůli vlivu sněhové pokrývky bylo těžší zjistit významnou korelaci u většiny meteorologických stanic. Stalo se tak, protože teploty půdy bývají vyšší, když je na zemi více sněhu. Více sněhu má však obvykle za následek nižší teploty půdy na jaře a na podzim, kdy oproti zimnímu období kvůli tepelně izolačnímu účinku sněhové pokrývky jsou teploty v půdě vyšší.

Podrobně interpretoval vliv sněhové pokrývky na teplotní režim půdy Goodrich (1982). Uvádí, že tento izolační efekt by mohl vysvětlit, proč trend oteplování vzduchu během zimního období není doprovázen oteplováním půdy a jarní trend oteplování vzduchu je doprovázen jak oteplováním půdy, tak menším množstvím sněhu. Jarní a podzimní období nejsou součástí našeho výzkumu, ale výsledky za zimní období jasně prokazují tento trend, kdy několik dní i za kolísání teploty vzduchu byla teplota půdy docela vysoká. Ještě je třeba vzít v úvahu oba aktivní povrchy, protože každý z nich reaguje i se sněhovou pokrývkou na klimatické změny lehce odlišně.

Prvky půdního profilu, jako jsou povrchové organické vrstvy, podzemní hladina vody či čochky z ledu nebo písku, mohou izolovat půdu před oteplováním v létě, což následně vede k nižší teplotě půdy. Smith (1975) popisuje chladnější půdy pod organickou vrstvou ve srovnání s půdou bez organické vrstvy. Rostlinný porost standardního povrchu má tedy poměrně velký vliv na teplotu v půdě. Díky jeho přítomnosti se ochlazují přízemní vrstvy vzduchu pomocí transpirace a také rostliny vytvářejí na povrchu stín. Přímé ovlivnění slunečním zářením je takto sníženo oproti situaci u černého úhoru. Riseborough (1985) poukazuje na to, že organické vrstvy mohou chránit zemský tepelný režim před účinky změny klimatu.

Změna klimatu se stala za poslední léta žhavým tématem, které je součástí mnoha diskusí nejen odborníků. Malé změny v teplotách či v chování jiných klimatologických charakteristik jsou zřejmé. Tyto změny mají nemalý vliv na půdní klima, ale i to může na druhou stranu ovlivnit klimatické podmínky. Sivakumar & Stefanski (2006) uvádí, že změny v distribuci půdní vlhkosti by mohly ovlivnit regionální a potenciálně globální atmosférickou cirkulaci. Letní srážky v kontinentálních středních šířkách jsou významně ovlivněny návratem vody do atmosféry evapotranspirací, která je snížena při nízké dostupnosti půdní vláhy. Tato zpětná vazba má tendenci uzamknout letní vlhkost půdy buď v „suchém“ nebo „mokrém“ stavu (D'Odorico & Porporato 2004). Při vyšší vlhkosti půdy je teplo dobře vedeno, protože voda má poměrně vysokou tepelnou vodivost. U suché půdy sice může dojít k rychlejšímu ohřátí, ale teplo, které získá, se rychle vytrácí.

Některé zemědělské produkce jsou závislé na srážkách, tedy využívají především srážkovou vodu k zalévání plodin. Fischer et al. (2002) zjistil, že je zde riziko snížené produktivity plodin zalévaných deštěm, které je odhadováno pro části střední Evropy a centrální pláň USA. Důvodem je většinou zvýšená pravděpodobnost sucha během vegetačního období. Tím, že pokryv plodin není souvislý, půda rychleji ztrácí vlhkost. Při vyšších teplotách je vlhkost buď využita plodinami nebo se odpaří zpět do ovzduší. To může mít za následek zvýšení teploty půdy a vystavení kořenů rostlin teplotnímu stresu, hlavně u obilovin. Proto především v teplejších oblastech mají zemědělské podniky zabudovány závlahové systémy. Díky těmto systémům je ovlivněna i teplota půdy, která se v horkých letních dnech může snížit. Trnka et al. (2013) ve své studii zmiňují, že na základě poskytnutých důkazů z mnoha různých studií se půdní klima dramaticky změní, například ve střední Evropě, což bude mít významné důsledky pro genezi půdy. Další zjištění naznačují také zvýšené riziko extrémně nepříznivých suchých let. Následkem bude poté vyšší riziko eroze půdy či nižší produktivita, a to hlavně ve střední Evropě. Jestliže opravdu nastane extrémní sucho například v letním období, nejen plodiny ale i travnatý pokryv, jako jsou louky nebo pastviny, budou vystaveny velké výzvě v podobě nedostatku vláhy a teplotního stresu. Z toho je vidět, jak důležitý je výzkum teploty půdy i pod černým úhorem, který má k půdní situaci u pěstovaných obilovin nejbližší.

I když dojde k větší změně klimatu, situace nezůstane bez odezvy. Mělo by dojít k vytvoření vhodných zemědělských politik a politik k ochraně půdy, protože půdní zdroje budou s největší pravděpodobností pod bezprecedentním tlakem změn klimatu, ke kterým dochází mnohem rychleji než v předchozích staletích. Vzhledem k tomu, že půda je jedním z nejkritičtějších a nejzranitelnějších zdrojů pro produkci potravin a surovin, měla by být věnována větší pozornost studiu dopadů změny klimatu na půdní klima, a zejména navrhování vhodných reakcí pro širokou škálu scénářů. Je také důležité využít více metod pro měření klimatologických charakteristik, k rozšíření studií a vytvoření udržitelného managementu zemědělství do budoucna.

V některých částech světa, jako například v Číně v oblasti Xinjiang, byly již provedeny výzkumy s ohledem na simulování teplot v půdě. Výsledky studie, kterou provedl Meng et al. (2017), ukazují, že simulované teploty jsou v zásadě konzistentní s pozorovanými teplotami jak z hlediska variačního trendu, tak z hlediska změny teploty. Výsledky poměrně dobře odrážejí sezónní změny teplot půdy, což naznačuje, že přístroj, který byl využit k simulaci teplot (CLM3.5 řízený CLDAS), může uspokojivě simulovat teploty půdního profilu v oblasti Xinjiang. Nejbližší simulaci byly teploty na jaře a na podzim. Tudíž lze usoudit, že simulace se

těžko vypořádává s teplotními extrémami, které nastávají v letním a zimním období, jak bylo například vidět u našich výsledků. Doplnují také, že simulované průměrné měsíční teploty půdy v lednu a prosinci ve vrchních vrstvách půdy jsou relativně špatné. To ukazuje poměrně velké rozdíly mezi simulovanou a pozorovanou teplotou půdy. Při analýze důvodů, proč k takovým rozdílům došlo, zjišťujeme, že půda každý den čelí vnějším vlivům, které mohou způsobit teplotní extrém, jež mohou být kritické, a simulace je za tím není schopna pojmut. Tudíž se dostáváme k tomu, že pravidelné měření půdy v reálném čase je velice důležité nejen pro rostliny a půdní živočichy, ale i pro budoucí vývoj technologií a další studie.

I z našich výsledků lze usoudit, že i přes dokázané závislosti mezi sledovnými parametry, nebude odhad teploty půdy prozatím úplně přesný. Můžeme vytvořit přibližné budoucí scénáře na základě předešlých studií, přesto však budeme schopni se setkat s jevy, které zcela odhadnout nelze. Při zkoumání výsledků se někdy dostaneme do fáze, i když výjimečně, kdy snížení či zvýšení teploty půdy nebylo podníceno změnou teploty vzduchu, intenzitou globálního záření ani jiných meteorologických charakteristik, a přece došlo ke změně teploty půdy. Mohlo se tak stát pomocí toku tepla v půdě, kdy teplo přechází z teplejších míst do míst chladnějších. Oliver et al. (1987) uvádí, že i když jsou k dispozici pouze omezené informace o půdních podmínkách, lze jednoduchá měření maximální a minimální teploty půdy použít pro rozumné odhady denního tepelného toku půdy, které jsou nezávislé na pokryvu povrchu. Z toho, co již bylo součástí studií a různých článků, zjišťujeme, že je důležité sledovat nejen vnější vlivy na teplotu půdy, ale i tok tepla v půdě, který může v mnoha případech ovlivnit některé půdní vrstvy. Orcutt & Nilsen (2000) také zmiňují, že oblasti hluboko v půdním profilu mohou fungovat jako zásobníky tepla a výměny tepelné energie do horních horizontů. Zóna největší biologické aktivity se vyskytuje v zóně zakořenění a představuje oblast náchylnou ke značnému kolísání teplot. Tím se znovu dostáváme k vrchním vrstvám půdy, u kterých je největší riziko teplotních výkyvů. Ať už jde o jakékoliv období, kořeny rostlin jsou vystaveny půdním podmínkám. Oblasti hlouběji v půdním profilu mohou také vykazovat sezónní a denní výkyvy teplot, ale mohou zaostávat za horními horizonty vzhledem k velikosti a časovým aspektům teplotních změn. Denní a sezónní výkyvy teploty půdy ovlivňují fyzikálně-chemickou povahu půd i půdní biotu. Vysoce vodivé půdy, jako jsou písčité půdy, vykazují největší denní změny teploty půdy. Tento typ půd se sice rychle ohřeje, ale také rychle ztrácí získané teplo a tím vznikají velké teplotní skoky.

I ve studiích, které nejsou přímo zaměřené na studium půdy jako takové, se zjišťuje důležitost teploty půdy. Například ve většině výzkumů modelování odběru kořenové vody bylo nadhodnocení nebo podcenění příjmu kořenové vody pravděpodobně způsobeno ignorováním vlivů teploty půdy. Mellander et al. (2006) zmiňují existenci omezených modelů, které zvažují vlivy teploty půdy na obsah vody v půdě pomocí zjednodušeného modelu příjmu vody kořeny. Tyto modely však zohledňují pouze teplotu půdy nižší než 20 °C. Proto by měla být hypotéza vlivu teploty půdy na příjem kořenové vody, a tím i vlhkost půdy, dále prozkoumána integrovaným přístupem terénního monitorování a numerického modelování. Významnost vlhkosti půdy pro teplotu půdy je zmíněna též ve studii, kterou napsal Howe & Peyton Smith (2021). Teplota půdy je úzce spojena s půdní vodou a prostorem pórů. Vlhká půda tedy vyžaduje k zahřátí více energie než suchá půda. To ovlivňuje sezónní změny teplot půdy. Vlhké půdy spotřebují více energie na zahřátí na jaře a zůstanou teplejší v zimě, než je tomu u půd suchých. Jejich studie také dosvědčuje roli rostlinného pokryvu ve způsobu ovlivnění teploty

půdy ve vrchních vrstvách. Vegetace a organické zbytky na povrchu půdy mohou zmírňovat teplotní extrémů tím, že udržují půdu chladnou v horkém počasí a izolují proti tepelným ztrátám v chladném počasí. Hrají také roli při zadržování vlhkosti, což zase ovlivňuje teplotu půdy. Barva půdy má také vliv na teplotu půdy. Holé, tmavě zbarvené půdy se ohřívají rychleji než světlé půdy, což může mít ku příkladu vliv na termíny výsadby. Stejně tak tomu bylo u našich výsledků, kde je zřetelně vidět, že pod standardním povrchem jsou teploty příznivější, a ne tak ovlivněné vnějšími faktory jako u černého úhoru, který nejen že postrádá rostlinný pokryv, ale má i tmavou barvu povrchu, a tím je v letních obdobích náchylnější k přehřívání.

7 Závěr

- Teplota půdy pod černým úhorem a standardním povrchem je značně odlišná. U obou povrchů však výsledky ukazují podobné rysy, jako je například nižší teplota v hlubších vrstvách půdy v letním období či vyšší teplota hlubších vrstev v zimním období.
- Z výsledků je dále patrné, že černý úhor mnohem více reaguje na změny povětrnostních i klimatických podmínek. V létě u černého úhoru dochází více k přehřívání povrchu, což následně zvyšuje teplotu půdy. Teploty tak mohou dosáhnout až na extrémní hodnoty. Stejně tak v zimě naopak dochází k razantnímu snížení teplot pod bod mrazu. Viditelný je velký rozptyl teplot půdy pod černým úhorem, a to jak v letním, tak i v zimním období.
- Díky rostlinnému pokryvu si standardní povrch dobře udržuje teplotní poměry. Nedochází u něj k výrazným teplotním výkyvům a lépe udržuje půdní vlhkost. Tepelný tok v půdě je tak pod standardním povrchem stabilnější než pod černým úhorem.
- Při měření teplot v půdě v zimním období, je nutné vzít v úvahu přítomnost sněhových pokrývek, neboť způsobují vyšší teploty v půdě i za opravdu nízkých teplot vzduchu. Kvůli sněhovým pokrývkám také povrch půdy téměř nereaguje na globální záření a půdní profil je především závislý na tepelném toku z hlubších vrstev.
- Oba sledované povrchy zpětně ovlivňují přízemní mikroklíma. Především je to vidět v létě, kdy u standardního povrchu byly nižší přízemní minimální teploty vzduchu než u černého úhoru. Rostliny pomocí evapotranspirace ochlazují nejen sami sebe, ale i okolní vzduch. Výsledkem poté je nižší teplota vzduchu než u povrchu bez jakéhokoliv porostu.
- Z vypočtených korelačních koeficientů si lze všimnout, že vztah teploty v půdě pod černým úhorem k teplotě půdy pod standardním povrchem a teplotě vzduchu je vysoký. Odhad teploty půdy pod černým úhorem je na základě těchto parametrů zcela možný. U globálního záření vyšla poměrně nízká závislost. Nejnižší korelační koeficient u globálního záření vyšel v zimním období, a to u obou sledovaných povrchů.
- I z jiných studií zaměřených na výzkum teploty v půdě je viditelné, že je stále potřeba získávat nové informace, a to nejen v rámci půdních vlastností, ale i z meteorologického hlediska a s ohledem na změnu klimatických podmínek, které se každý rok trochu mění především z důsledku lidské činnosti.

8 Literatura

- Al-Kaisi MM, Lal R, Olson KR, Lowery B. 2017. Fundamentals and Functions of Soil Environment. Soil Health and Intensification of Agroecosystems 1-23.
- Allen GA, Pereira LS, Raes D, Smith M. 1998. Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements – FAO Irrigation and drainage paper 56. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.
- Arshad MA, Azooz RH. 1996. Tillage Effects on Soil Thermal Properties in a Semiarid Cold Region. Soil Science Society of America Journal **60**: 561-567.
- Bachmann J, Van der Ploeg RR. 2002. A review on recent developments in soil water retention theory: interfacial tension and temperature effects. Journal of Plant Nutrition and Soil Science **165**: 468-478.
- Baldocchi D, Kelliher FM, Black TA, Jarvis P. 2000. Climate and vegetation controls on boreal zone energy exchange. Global Change Biology **6**: 69-83.
- Bonan GB. 2008. Forests and Climate Change: Forcings, Feedbacks, and the Climate Benefits of Forests. Science **320**: 1444-1449.
- Coufal V, Kott I, Možný M. 1993. Teplota půdy v chladné části roku v období 1961-1990 na území České republiky. Český hydrometeorologický ústav, Praha.
- De Vries DA. 1966. Thermal Properties of Soils. Pages 210-235 in Van Wijk WR, editor. Physics of Plant Environment. North-Holland Publishing Co., Amsterdam.
- De Vries DA. 1975. Heat Transfer in Soils. Page 5-28 in De Vries DA, Afgan NH, editors. Heat and Mass Transfer in the Biosphere. Scripta Book Co., Washington, DC.
- De Vries DA. 1975. The thermal conductivity of soil. Wageningen University & Research, Wageningen.
- D'Odorico P, Porporato A. 2004. Preferential states in soil moisture and climate dynamics. Proceedings of the National Academy of Sciences **101**: 8848-8851.
- Dong Y. 2015. Dynamical Analysis of Non-Fourier Heat Conduction and Its Application in Nanosystems. Springer Heidelberg, Berlin.
- Doro L, Wang X, Ammann Ch, De Antoni Migliorati M, Grünwald T, Klumpp K, Loubet B, Pattey E, Wohlfahrt G, Williams JR, Lee Norfleet M. 2021. Improving the simulation of soil temperature within the EPIC model. Environmental Modelling & Software **144**: 105140.
- Falah MAF, Wajima T, Yasutake D, Sago Y, Kitano M. 2010. Responses of root uptake to high temperature of tomato plants (*Lycopersicon esculentum* Mill.) in soil-less culture. Journal of Agricultural Technology **6**: 543-558.
- Fischer G, Van Velthuis H, Shah M, Nachtergaele F. 2002. Global agro-ecological assessment for agriculture in the 21st century: methodology and results. International Institute for Applied Systems Analysis, Laxenburg.

- Fuchs M. 1986. Heat Flux. Pages 957-968 in Klute A, editor. *Methods of Soil Analysis: I. Physical and Mineralogical Methods*. Soil Science Society of America, Madison.
- Goodrich LE. 1982. The influence of snow cover on the ground thermal regime. *Canadian Geotechnical Journal* **19**: 421-432.
- Havlíček V, Coufal V, Špánik F, Uhrecký I. 1986. *Agrometeorologie*. Státní zemědělské nakladatelství, Praha.
- Hillel D. 2003. Soil Physics. *Encyclopedia of Physical Science and Technology* 77-97.
- Hlavinka P, Trnka M, Bálek J, Semerádová D, Hayes MJ, Svoboda M, Eitzinger J, Možný M, Fischer M, Hunt ED, Žalud Z. 2011. Development and evaluation of the SoilClim model for water balance and soil climate estimates. *Agricultural Water Management* **98**: 1249-1261.
- Hora P. 2011. Vztah teploty vzduchu a půdy různých půdních druhů. Page 16 in Středová H, Rožnovský J, Litschmann T, editors. *Mikroklima a mezoklima krajinných struktur a antropogenních prostředí*. Český hydrometeorologický ústav, Brno.
- Howe JA, Peyton Smith A. 2021. The Soil habitat. *Principles and Applications of Soil Microbiology* 23-55.
- Hu Q, Feng S. 2005. How have soil temperatures been affected by the surface temperature and precipitation in the Eurasian continent? *Geophysical Research Letters* **32**: 57-76.
- Chang TT, Morishima H, Huang CS, Tagumpay O, Tateno K. 1965. Genetic analysis of plant height, maturity and other quantitative traits in the cross of Peta. *Journal of the Agricultural Association of China* **51**: 1-8.
- Chapin FS, Matson PA, Vitousek PM. 2011. *Principles of Terrestrial Ecosystem Ecology*. Springer, New York.
- Charney JG. 1975. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **101**: 193-202.
- Idso SB, Aase JK, Jackson RD. 1975. Net radiation – soil heat flux relations as influenced by soil water content variations. *Boundary-Layer Meteorology* **9**: 113-122.
- Johnsson H, Lundin L-Ch. 1991. Surface runoff and soil water percolation as affected by snow and soil frost. *Journal of Hydrology* **122**: 141-159.
- Jury WA, Horton R. 2004. *Soil Physics*. John Wiley & Sons, Hoboken.
- Keen BA. 1931. *Physical Properties of the Soil*. Longmans, Green and Co., London.
- Kimball BA, Jackson RD. 1979. Soil Heat Flux. Pages 211-229 in Barfield BJ, Gerber JF, editors. *Modification of the Aerial Environment of Plants*. American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph.
- King FH. 1906. *The Soil*. Macmillan, New York.
- Koster RD, Guo Z, Yang R, Dirmeyer PA, Mitchell K, Ruma MJ. 2009. On the Nature of Soil Moisture in Land Surface Models. *Journal of Climate* **22**: 4322-4335.

- Lal R. 2017. Encyclopedia of Soil Science. CRC Press, Boca Raton.
- Lawrence DM, Slater AG. 2010. The contribution of snow condition trends to future ground climate. *Climate Dynamics* **34**: 969-981.
- Licht M, Al-Kaisi MM. 2005. Strip-tillage effect on seedbed soil temperature and other soil physical properties. *Soil and Tillage Research Journal* **80**: 233-249.
- McInnes K. 2002. Temperature measurement. Pages 1302-1304 in Lal R, editor. Encyclopedia of Soil Science. Marcel Dekker, New York.
- Mellander PE, Stähli M, Gustafsson D, Bishop K. 2006. Modelling the effect of low soil temperatures on transpiration by Scots pine. *Hydrological Processes* **20**: 1929-1944.
- Meng X, Wang H, Wu Y, Long A, Wang J, Shi Ch, Ji X. 2017. Investigating spatiotemporal changes of the land-surface processes in Xinjiang using high-resolution CLM3.5 and CLDAS: Soil temperature. *Scientific Reports* **7**: 13286.
- Ni J, Cheng Y, Wang Q, Ng ChWW, Garg A. 2019. Effects of vegetation on soil temperature and water content: Field monitoring and numerical modelling. *Journal of Hydrology* **571**: 494-502.
- Oliver HR. 1982. Some aspects of the water and energy balances of vegetation. Proceedings of the Symposium Hydrological Research Basins 229-238.
- Oliver SA, Oliver HR, Wallace JS, Roberts AM. 1987. Soil Heat Flux and Temperature Variation with Vegetation, Soil Type and Climate. *Agricultural and Forest Meteorology* **39**: 257-269.
- Orcutt DM, Nilsen ET. 2000. Physiology of Plants Under Stress: Soil and Biotic Factors. John Wiley & Sons, Hoboken.
- Patten HE. 1909. Heat Transference in Soils. Bureau of Soils Bulletin No. 59. U. S. Department of Agriculture, Washington.
- Petr J, Baier J, Bureš R, Coufal V, Fábry A, Hosnedl V, Hrbek J, Hruška L, Klabzuba J, Klír J, Kocourek F, Kohout V, Kott I, Nátr L, Půlkrábek J, Regal V, Starý J, Stíbrál J, Šroller J, Švachula V, Úlehla J, Valter J, Vašák J, Věchet L, Wiche J, Zámečník J. 1987. Počasí a výnosy. Státní zemědělské nakladatelství, Praha.
- Qian B, Gregorich EG, Gameda S, Hopkins DW, Wang XL. 2011. Observed soil temperature trends associated with climate change in Canada. *Journal of Geophysical Research* **116** (D2).
- Ramos C, Kaufmann MR. 1979. Hydraulic resistance of rough lemon roots. *Physiologia Plantarum* **45**: 311-314.
- Riseborough DW. 1985. Modelling climatic influences on permafrost at a boreal forest site, M. A. thesis. Carleton University, Ottawa.
- Russell E. 1973. Soil Conditions and Plant Growth. Longman, London.
- Sharma PK, De Datta SK. 1991. Thermal characterization of a tropical rice soil in relation to puddling, field water depth and percolation rate. *Soil Technology* **4**: 167-175.

- Schaetzl RJ, Isard S. 1996. Regional-scale relationships between climate and strength of podzolization in the Great Lakes Region, North America. *Environmental Science, Catena* **28**: 47-69.
- Schaetzl RJ, Thompson ML. 2015. *Soils*. Cambridge University Press, New York.
- Sivakumar MVK, Stefanski R. 2006. Climate and land degradation – an overview. *International Workshop on Climate and Land Degradation. Climate and Land Degradation* 105-135.
- Smith MW. 1975. Microclimatic influences on ground temperatures and permafrost distribution, Mackenzie Delta, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences* **12**: 1421-1438.
- Taylor SA, Jackson RD. 1986. Thermal Conductivity and Diffusivity. In Klute A, editor. *Methods of Soil Analysis. SSSA Book Series. ASA and CSSA, Madison*.
- Thirumaleshwar M. 2009. *Fundamentals of Heat and Mass Transfer*. Pearson Education, New Delhi.
- Todhunter PE. 2001. A Hydroclimatological Analysis of the Red River of the North Snowmelt Flood Catastrophe of 1997. *Journal of the American Water Resources Association* **37**: 1263-1278.
- Trnka M, Kersebaum KCh, Eitzinger J, Hayes M, Hlavinka P, Svoboda M, Dubrovský M, Semerádová D, Wardlow B, Pokorný E, Možný M, Wilhite D, Žalud Z. 2013. Consequences of climate change for the soil climate in Central Europe and the central plains of the United States. *Climate Change* **120**: 405-418.
- Türkott L, Potopová V, Musiolková M, Chawdhery RA, Muntean N. 2020. Odhad teploty půdy ve vztahu k mrazuvzdornosti ozimé pšenice pomocí statistického modelu. *Hospodaření s vodou v krajině. Státní oblastní archiv, Třeboň*.
- Van Doren DM, Allamaras RR. 1978. Effect of Residue Practices on the Soil Physical Environment, Microclimate and Plant Growth. Pages 49-83 in Oschwald WR, editor. *Crop Residue Management Systems. ASA Special Publications 31. ASA, CSSA and SSSA, Madison*.
- Van Duin RHA. 1956. *On the Influence of Tillage on Conduction of Heat, Diffusion of Air and Infiltration of Water in Soil*. Ministry of Agriculture, Fisheries and Food Supply of the Netherlands, Wageningen.
- Waring RH, Running SW. 2007. Spatial Scaling Methods for Landscape and Regional Ecosystem Analysis. *Forest Ecosystems* 225-259, III-V.
- Yadav MR, Saxena GS. 1973. Effect of Compaction and Moisture Content on Specific Heat and Thermal Capacity of Soils. *Journal of the Indian Society of Soil Science* **21**: 129-132.
- Yolcubal I, Brusseu ML, Artiola JF, Wierenga P, Wilson LG. 2004. Environmental Physical Properties and Processes. *Environmental Monitoring and Characterization* 207-239.

