

Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích

Zemědělská fakulta

Studijní program: N4101 Zemědělské inženýrství

Studijní obor: Agroekologie

Katedra: Katedra krajinného managementu

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

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Dynamika výdeje CO₂ modelového mokřadního
ekosystému

Vedoucí práce: Ing. Lubomír Bodlák Ph.D.

Autor: Bc. Stanislav Stellner

České Budějovice, duben 2015

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

Datum 20.4.2015

.....

Poděkování:

Rád bych touto cestou poděkoval Ing. Lubomíru Bodlákovi, Ph.D., za vedení mé diplomové práce, cenné rady a motivaci. Poděkování náleží též mé rodině za podporu, trpělivost a pochopení v průběhu celého studia.

Abstrakt

Hlavním cílem práce bylo vyhodnotit dynamiku výdeje CO₂ a CH₄ z půdy modelového mokřadu na Mokřých Loukách u Třeboně a zjištění závislosti emisí na kolísání vodní hladiny.

Na uvedené lokalitě bylo v období od 25.4.-24.11.2014 za pomoci respiračních komor odebráno 156 vzorků plynu ze šesti míst podchycujících prostorovou variabilitu studované lokality. Infračerveným analyzátozem DLT-100 byly v odebraných vzorcích stanoveny koncentrace CO₂ a CH₄, které byly převedeny na hodnoty toku uhlíku CO₂-C a CH₄-C.

Nejvyšší hodnoty toku CO₂-C byly zaznamenány v červnu a červenci. V těchto měsících byla naměřena nejnižší hladina vody pod úrovní terénu a změřeny nejnižší toky CH₄-C. V září a říjnu při déletrvajícím zaplavení půdy byly zaznamenány nejvyšší toky CH₄-C a nejnižší toky CO₂-C. Rozsah toků CO₂-C byl od -9,38 do 147,84 mg m⁻² hod⁻¹ a rozsah toků CH₄-C od -14,94 do 5561,6 μg m⁻² hod⁻¹.

Klíčová slova

Respirace; půda; mokřad; Mokré Louky u Třeboně

Abstract

The main objective of this work was to evaluate the dynamics of CO₂ and CH₄ emissions from wetland soil of the sedge-grass marsh, which belongs to large complex of wet meadows near Třeboň town. CO₂ and CH₄ emission measurements realized on six places, where gas emission collars permanently inserted. Finally, samples of air were taking with using manual emission gas chambers within period from April 25th to November 24th 2014. The highest fluxes of CO₂ were recorded in June and July. The lowest water level was recorded in this period together with low fluxes of CH₄. Methane emissions were higher in September and October at the time where water level was above soil surface. Range of CO₂-C fluxes was -9.38 mg m⁻² h⁻¹ (consumption) to 147.84 mg m⁻² h⁻¹ (emission). Range of CH₄-C fluxes was -14.94 μg m⁻² h⁻¹ (consumption) to 5561.67 μg m⁻² h⁻¹ (emission).

Obsah

1.	ÚVOD	7
2.	LITERÁRNÍ PŘEHLED	9
2.1	Půda	9
2.1.1	Pevná fáze půdy	9
2.1.2	Kapalná fáze půdy	10
2.1.3	Plynná fáze půdy	11
2.1.4	Půdní organizmy (Edafon)	12
2.1.5	Humus	14
2.2	Půdní respirace	16
2.2.1	Faktory ovlivňující půdní respiraci	17
2.2.2	Kořenové dýchání	19
2.2.3	Mikrobiální dýchání	19
2.2.4	Aerobní respirace	20
2.2.5	Oxidace půdních organických látek (SOM)	20
2.2.6	Biochemická produkce CO ₂	21
2.2.7	Anaerobní respirace – fermentace	22
2.3	Uhlíkový cyklus v ekosystému	23
2.3.1	Tok uhlíku v půdě	24
2.3.2	Sekvestrace uhlíku v půdě	25
2.3.3	Půdní respirace a globální cyklus uhlíku	26
2.3.4	Vývoj koncentrací CO ₂ v atmosféře	28

2.4	Metody měření respirace	29
2.4.1	Aspekty komorového měření	31
2.5	Mokřady	32
2.5.1	Funkce mokřadů v krajině	33
2.5.2	Uhlík v mokřadech	34
2.6	Třeboňsko	35
2.6.1	Mokré Louky u Třeboně	36
3.	METODIKA	41
3.1	Zvolený systém měření	41
3.2	Rozmístění komor	41
3.3	Těsnost komor	41
3.4	Odběr vzorků a vyrovnání tlaku uvnitř komor	42
3.5	Analýza odebraných vzorků	42
4.	VÝSLEDKY	43
5.	DISKUZE	52
6.	ZÁVĚR	55
7.	SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY	57
8.	PŘÍLOHY	67
8.1	Seznam zkratk	67
8.2	Obrazová příloha	68

1. ÚVOD

Nezbytnou podmínkou života na planetě Zemi je, mimo jiných, skleníkový efekt. Skleníkový efekt je přirozený jev, bez jeho vlivu by byla Země prakticky neobyvatelná a průměrná teplota při povrchu Země by byla -18°C (Nátr, 2006). Ohřívání planety a kumulace tepla v zemské atmosféře je dáno tím, že atmosféra snadno propouští krátkovlnné světelné sluneční záření, ale zpětně vyzařované dlouhovlnné tepelné záření absorbuje a brání tak jeho úniku do vesmírného prostoru. K tomuto efektu přispívají plyny, které souhrnně nazýváme „skleníkové“ nebo „radiačně aktivní“ plyny. Patří mezi ně především oxid uhličitý, metan, oxidy dusíku (zvláště oxid dusný), freony a vodní pára .

Člověk přispívá ke skleníkovému efektu především spalováním fosilních paliv a kácením lesů. Prudký nárůst koncentrace skleníkových plynů, znázorňující obrázek 1, může přispět k rychlé globální změně klimatu. Změna klimatu by mohla mít vážné a nevratné dopady na obory lidské činnosti závislé na podnebí, na společnost a přírodu. Dopady změn klimatu na zemědělství, na výnosy plodin by byly spíše negativní než pozitivní. Závěry čtvrté i páté hodnotící zprávy Mezinárodního panelu pro změnu klimatu označují reálnou hrozbu změny klimatu jako bezprostřední a vážné nebezpečí pro život na Zemi. Některými důsledky jsou například: oteplení naprosté většiny pevnin, tání ledovců, zvyšování hladin moří, oteplování a okyselování oceánů častější a intenzivnější vlny sucha a veder, povodně a cyklony(IPCC, 2013).

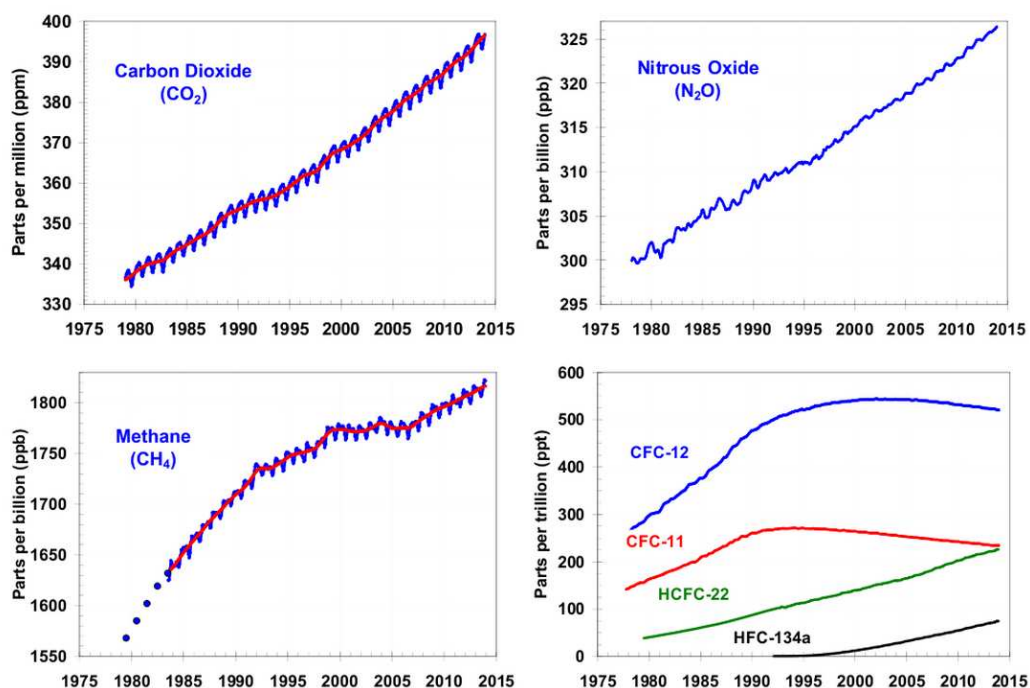
Zemědělství, které je přímo závislé na podnebí a klimatu, má potenciál snížit dopady na změnu klimatu snížením emisí metanu, oxidu uhličitého a oxidu dusného uvolňovaných při zemědělské výrobě a udržováním a ukládáním uhlíku v zemědělských půdách.

Uvolňování uhlíku z půdy ve formě oxidu uhličitého a metanu může přispívat ke zvýšenému obsahu těchto plynů v atmosféře, kde mohou umocňovat skleníkový efekt a tím se podílet na globálním oteplování. Velké množství vědeckých studií vytváří závěry o tocích uhlíku v prostředí a bilancích v jednotlivých částech globálního ekosystému na základě odhadů a modelů.

Proto je měření toku CO_2 a CH_4 z půdy nezbytné k přesnějšímu určení podílu této složky toku na celkové bilanci a slouží k upřesnění modelů toku uhlíku ekosystémem a atmosférou.

Přenos uhlíku mezi hlavními aktivními zásobníky, mezi atmosférou, hydrosférou a biosférou, se uskutečňuje především ve formě CO_2 . Ten je považován za nejvýznamnější sloučeninu uhlíku. Neméně významný, ale mnohdy opomíjený a v případě mokřadních ekosystémů zásadní sloučeninou, je metan.

Cílem předložené práce je na základě výsledků měření emisí CO_2 a CH_4 vyhodnotit dynamiku uvolňování uhlíku z půdy mokřadního ekosystému v průběhu vegetační sezóny, zjištění korelace mezi emisemi a hladinou vody, a zjištění korelace mezi emisemi CO_2 a CH_4 a tím přispět k pochopení procesů souvisejících s tokem uhlíku a jeho vztahu k prostředí.



Obrázek 1. Nárůst koncentrací hlavních skleníkových plynů. Dostupné na <http://co2now.org/Know-GHGs/All-Greenhouse-Gases/>, staženo 20.2.2015

2. LITERÁRNÍ PŘEHLED

2.1. Půda

Půda je základní výrobní prostředek zemědělství, neoddělitelná součást životního prostředí mimořádného významu a nenahraditelné přírodní bohatství (Ledvina et al., 2000). Význam půdy, její funkci, složitou proměnlivost a podstatu se snaží vystihnout mnoho autorů ve svých definicích. Kutílek (1990) charakterizuje půdu jako složitý systém s velkým počtem, zároveň probíhajících a navzájem se ovlivňujících, reakcí. Chapin et al.(2002) doplňuje, že se jedná o svrchní část zemského povrchu a procesy zejména geologické, biologické a biochemické. Dle Šantrůčkové (2001) lze nahlížet na půdu jako na směs zvětralé zemské kůry a organického materiálu. Je životním prostředím velkého množství organismů, jež se také na tvorbě půdy spolupodílejí. Šimek (2005) definuje půdu jako přírodní útvar, který vznikl z povrchových zvětralin zemské kůry působením půdotvorných faktorů a který poskytuje životní podmínky půdním organismům. Zároveň uvádí, že zbytky odumřelých organismů jsou její nezbytnou součástí.

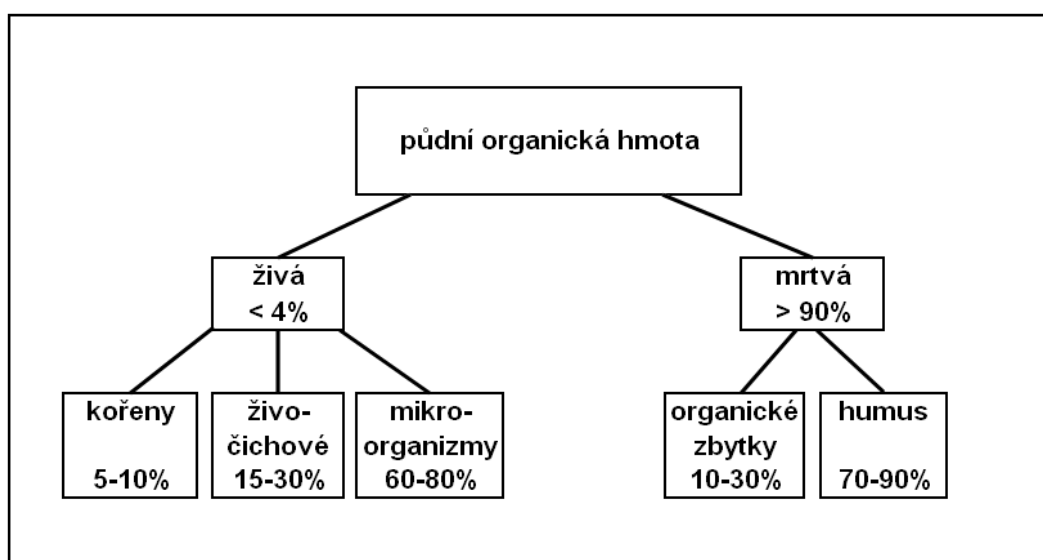
Půda vytváří pedosféru (vnější obal Země), je rozhraním mezi litosférou a atmosférou. Oproti kapalnému nebo pevnému prostředí umožňuje existenci většího množství a zároveň diverzitu biologických druhů(Kutílek, 2000). Půda je otevřený třífázový systém, skládající se z fáze pevné, kapalné a plynné.

2.1.1 Pevná fáze půdy

Pevná fáze je tvořena částicemi minerálního a organického původu. Minerální podíl je považován za základní složku půdy. Minerální částice vznikly zvětráním a rozmělněním matečné horniny a představují objekty různé velikosti, od velkých úlomků hornin až po koloidní částice. Na základě velikosti minerálních částic, které určují texturu půdy-zrnitostní složení, rozlišujeme jednotlivé půdní druhy. Minerální podíl se skládá ze třech složek, z primárních, sekundárních a amorfních minerálů. Organický podíl je tvořen zbytky odumřelých rostlin a živočichů v různém stupni rozkladu. Má zásadní vliv na půdní vlastnosti

a tím i na půdní úrodnost (Ledvina et al., 2000). Pod pojmem půdní organická hmota zahrnují (Brady and Weil, 2002) komplex organických látek v půdě, jako biomasu rostlin, kořeny a ostatní rostlinné tkáně a biomasu živočichů. Rozdělení jednotlivých složek půdní organické hmoty znázorňuje obrázek č. 2 (Šimek, 2003).

Minerální podíl činí 95-99%, organický představuje 1-5% pevné fáze půdy. Šantrůčková (2001) uvádí, že podíl organické složky se pohybuje v širokém rozmezí. V chudých písčitých nebo konvenčně, intenzivně obhospodařovaných půdách od 1% až po 80% v rašelinných půdách. Šimek (2005), který rozděluje půdy na základě zastoupení jednotlivých složek na organické a minerální, uvádí za běžné hodnoty obsahu organických látek v organické půdě 15-20%, někdy i více.



Obrázek 2. Podíl jednotlivých složek organické hmoty v půdě (hmotnostní %), převzato od Šimka (2003)

2.1.2 Kapalná fáze půdy

Kapalná fáze neboli půdní voda, má původ ve srážkové vodě a je zastoupena v půdních pórech. V hrubých (nekapilárních) pórech za pomoci gravitačních sil plní funkci média zajišťující přenos látek. Voda se v nich

pohybuje do spodiny a na její místo se volně dostává vzduch. V kapilárních, jemných pórech, které jsou menší než 0,2 mm, je voda obsažena pod vlivem kapilárních sil. V těchto pórech probíhají chemické, fyzikálně chemické a biologické pochody. V půdní vodě se rozpouštějí některé, ve vodě rozpustné, minerály a organické látky, čímž je tvořen půdní roztok. Půdní roztok je nezbytnou podmínkou existence rostlin. Ty nepotřebují vodu jako své životní prostředí, pro svůj metabolismus přijímají z vody pouze minerální látky, které jsou ve vodě rozpuštěné. Půdní roztok je životním prostředím pro bakterie, aktinomycey a prvoky a zároveň pro ně představuje zdroj potravy v podobě rozpuštěných minerálních a organických látek. Díky půdní vodě probíhají v půdě zvětrávací procesy, půda je důležitým tepelným regulátorem a má vliv na soudržnost a přilnavost půdních částic, tím pádem na vznik půdních agregátů a strukturu půdy (Ledvina et al., 2000).

2.1.3 Plynná fáze půdy

Plynná fáze představuje půdní vzduch, který je zastoupen převážně v nekapilárních pórech, z kterých otekla gravitační voda. Optimální zastoupení vzduchu v pórech je přibližně 33%, dvě třetiny porů vyplňuje voda. V půdním vzduchu jsou obsaženy hlavní plyny, tak jako v okolní atmosféře, dusík (N_2), kyslík (O_2), oxid uhličitý (CO_2) a vodní páry

Plynný dusík ve formě N_2 se dostává do půdy difúzí z atmosféry. Dalším zdrojem je denitrifikace, při které vzniká nejdříve oxid dusný a následně N_2 (Nátr, 2002).

Kyslíku je v půdním vzduchu oproti atmosférickému vzduchu méně, jeho zastoupení se pohybuje v rozmezí 10-20% a zpravidla s hloubkou půdy se snižuje. Kyslík je nezbytný pro dýchání všech půdních organismů, dále slouží k oxidaci jak organických, tak minerálních látek. Dostatečné provzdušnění půdy podporuje zvýšenou biologickou aktivitu a tím i uvolňování živin mineralizací organických látek.

Zastoupení oxidu uhličitého v půdním vzduchu je velmi proměnlivé, pohybuje se od obvyklých 0,1-5 objemových% až po extrémních 50% (Šimek, 2005). Nejvyšších koncentrací je dosahováno v období zvýšené teploty a vlhkosti půdy. V teplých půdách s vysokou hladinou spodní vody nebo v půdách zaplavených se dále mohou hromadit těkavé organické látky a metan nebo sirovodík.

2.1.4 Půdní organizmy (Edafon)

Živé půdní organizmy jsou nenahraditelnou, velice rozmanitou, unikátní a nejdynamičtější složkou půd. Ačkoliv se do půdní organické hmoty zpravidla nezahrnují, jsou jejím zdrojem a v širším kontextu ji vytvářejí (Šimek, 2005). Přispívají ke tvorbě půd už od počátku přeměn povrchové části zemské kůry (Ledvina, 2000). Prokazatelnou roli živých organizmů a jejich produktů v samotném procesu vzniku půd a při zvětrávání hornin Kabata-Pendias (2001) potvrzuje a dodává, že mohou zároveň sloužit jako ukazatelé znečištění půd a to díky své citlivosti ke zvýšení hladin stopových prvků v půdě. Organizmy přispívají svojí činností k fyzikálním, biochemickým i chemickým procesům probíhajících v půdě a půdní úrodnosti. Bez nich nelze mluvit o půdě, ale o pouhém substrátu (Šimek, 2005).

Půdní organizmy můžeme rozdělit do dvou skupin a to na fytoedafon, podle příslušnosti k rostlinné říši a zooedafon, podle příslušnosti k říši živočišné.

Další dělení edafonu je podle velikosti.

Mikroedafon – nejmenší zástupci půdního edafonu, s velikostí pod 0,2 mm) – patří sem bakterie, aktinomycety, řasy, většina hub a prvoci.

Bakterie, houby a aktinomycety jsou nejvýznamnější rozkladači organické hmoty. Rozkladem organické hmoty na jednodušší látky a následně jejich mineralizací, zajišťují rostlinám přijatelnou formu živin.

Množství bakterií v půdě je velmi proměnlivé, biomasu bakterií v půdě, do hloubky 30 cm, uvádí Ledvina et al.(2000) v rozpětí od několika set kilogramů až po pět tun na hektar. Biomasa řas může dosahovat 50-600 kg na hektar, hmotnost biomasy hub se pohybuje od 1 do 10 tun na hektar a hmotnost biomasy prvoků mezi 15 a 75 kg na hektar.

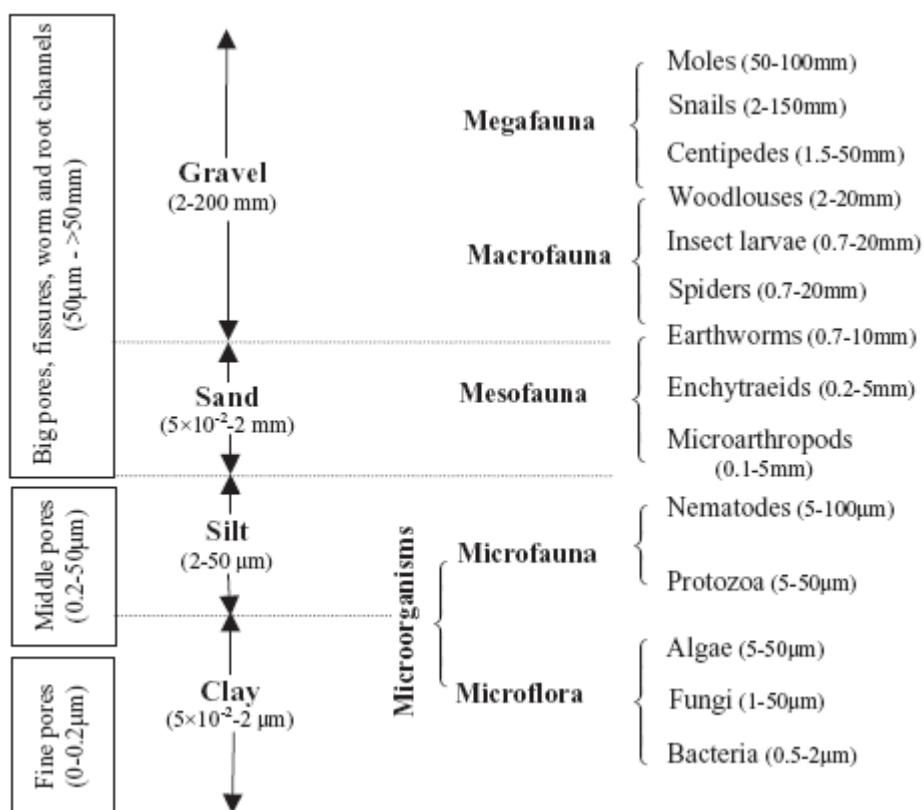
Mezoedafon – do této kategorie náleží některé houby, hlístice, většina chvostoskoků, roztočů, a menší hmyz s velikostí 0,2-2 mm.

Makroedafon – zástupci edafonu s velikostí 2-20 mm – roupice, hmyz, mnohonožky, stonožky, pavouci a měkkýši.

Megaedafon – živočichové větší než 20 mm – žížaly, larvy některého hmyzu a obratlovci (např. krtci, hraboši).

Nejvýznamnější a nezastupitelnou skupinou půdních organizmů jsou žížaly. Udává se, že v našich půdách se vyskytuje přes 30 druhů žížal a jejich biomasa, v případě kvalitních a zdravých půd, může dosahovat až 4 tun na hektar (Ledvina et al., 2000). Význam žížal spočívá především v transformaci organických látek v půdě. Pevnou organickou hmotu částí rostlin v počátečním stádiu rozkladu nejprve rozmělní a následně je v jejich zaživacím traktu zpracována pomocí enzymů. Zde se zároveň promíchává s anorganickými látkami a drobné částičky organické hmoty jsou obalovány jíly (Frouz, 2010). Průchodem organického materiálu zaživacím traktem žížal, jsou započaty humifikační procesy. K dalším vlastnostem žížal patří zapravování organického materiálu rostlinného původu do půdního profilu, vynášení částic z hlouběji ležících horizontů k povrchu půdy, prokypřování půdy a vytváření kapilár pro zadržování vody.

Velikostní roztřídění jednotlivých skupin půdních organizmů, podle Luo a Zhou (2006), ve vztahu k velikosti pórů a zrnitostní skladbu půdy, znázorňuje obrázek 3.



Obrázek 3. Roztřídění půdních organismů ve vztahu k velikosti pórů a půdních částic dle Luo a Zhou (2006)

2.1.5 Humus

Humus je jednou z hlavních částí půdní organické hmoty a potenciálním dlouhodobým úložištěm uhlíku. Jedná se o látky, u kterých došlo k přeměně, k procesům rozkladným a syntetickým. Původní půdní organická hmota, u které jsou patrné původní znaky anatomické stavby odumřelých zbytků, je přeměněna na polydisperzní, tmavě zbarvené substance o poměrně vysoké molekulové hmotnosti. Označujeme je jako látky humusové, látky sekundární. Primární organické látky, odumřelé zbytky rostlinných a živočišných organismů, neprošly procesem přeměny, jsou v původním stavu, případně pouze rozložené. Z nich se humus může stát, ale nemusí.

Z agronomického hlediska je humus považován za stabilní složku půdní organické hmoty, která má zásadní vliv na zásobování rostlin živinami a je důležitá pro dlouhodobou rovnováhu v půdě (Skokanová, Dercová, 2008). Obsah

humusu v půdě je hodnotou relativně stálou, za splnění podmínky trvalého přísunu organických látek do půdy. Humus má pro živiny obrovskou sorpční, poutací kapacitu. Poutat a zadržovat molekuly vody a ionty živin je schopen, stejně tak jako jílu, díky povrchovému napětí. Avšak oproti jílu je kapacita humusu pro zadržování vody a živin mnohem vyšší. Humus představuje koloidní frakci půdní organické hmoty, jíl je koloidní frakcí půdní minerální hmoty. Díky svému povrchovému napětí jsou humus i jíl spojovacími můstky mezi většími půdními částicemi. Spolu s jílovými minerály a dalšími složkami půdy tvoří organominerální sorpční komplex a hrají důležitou roli při utváření půdní struktury (Brady a Weil, 2002).

Veškerá půdní organická hmota v biologicky aktivních půdách je působením edafonu rozkládána a postupně přeměňována na jednodušší složky. Rozkladu podléhají nejen výchozí humusotvorný materiál - primární organické látky, ale i meziprodukty rozkladu a nové syntézy, včetně nově vytvořeného humusu. Ten je však vůči rozkladným procesům nejodolnější.

Odumřelé zbytky organismů jsou makro a mesoedafonem promíchávány s půdou a rozměňovány, tím dochází k zvětšování jejich povrchu, čímž je usnadněno zpracování dalšími složkami edafonu. Největší rozkladnou schopností se vyznačuje mikroedafon, jež dovede rozkládat prakticky jakékoli organické látky.

Obsah půdního humusu je v půdních klimatických podmínkách dané oblasti hodnotou relativně stálou. Humus průměrně obsahuje 58% uhlíku a přibližně 5-9% dusíku.

Za hlavní složky humusových látek jsou obvykle považovány tři základní frakce humusu: huminové kyseliny, fulvokyseliny a humin. Bylo prokázáno, že uhlík v huminových kyselinách je starý 750 let, ve fulvokyselinách 420 let a v huminech 2400 let (Vrba, Huleš, 2006). Stálost humusových látek je uvedena v tabulce 1. Je patrné, že tzv. trvalý humus vykazuje vysokou stabilitu.

Tabulka 1: Stabilita humusových složek v půdě (dle Vaňka a kol., 2009)

Složka humusu	Poločas rozkladu
Fulvokyseliny (stabilizované složky)	několik desetiletí
Huminové kyseliny a humáty	600 – 3000 let
Huminy	nad 3000 let

2.2 Půdní respirace

Půdní respirací se rozumí uvolňování uhlíku z půdy ve formě oxidu uhličitého, včetně dýchání půdního edafonu a kořenů rostlin. Dle Fanga et.al (1998) lze na takový tok uhlíku z půdy pohlížet jako na „index“ metabolické aktivity heterotrofních organismů a kořenů rostlin. Bunt a Rovira (1954) zahrnují do půdní respirace i jeden nebiologický proces, chemickou oxidaci, která může být výrazná zejména při vysokých teplotách. Podle Lou a Zhou (2006) je půdní respirace studována v souvislosti s výměnou CO₂ a O₂.

Půdní respirace je klíčový ekosystémový proces, který se na celkové respiraci ekosystému podílí 60-80 %. Půdní respirace hraje důležitou roli v globálním uhlíkovém cyklu, je tedy důležité pochopit její míru v rámci ekosystémů. Proto lze půdní respiraci chápat jako téma, které se týká nejen půdních biologů, ale i vědců studujících dynamiku atmosféry. Rozdíl mezi dvěma významnými, přibližně stejně velkými toky uhlíku, příjmem uhlíku při fotosyntéze a ztrátami respirací, je chápán jako ekosystémový čistý zisk CO₂ (Akosta et al., 2004). V globálním uhlíkovém cyklu je uvolňování oxidu uhličitého z půdy považováno za jeden z největších toků a i malé změny mohou mít velký vliv na koncentraci CO₂ v atmosféře. Půda uvolňuje takové množství CO₂, které je více než o jeden řád větší, než celkové antropogenní emise CO₂ (Luo a Zhou, 2006).

2.2.1 Faktory ovlivňující půdní respiraci

Dýchání půdy je ovlivněno několika faktory. Jde o teplotu, vlhkost, obsah živin a dostupnost kyslíku v půdě. Tyto faktory jsou navzájem provázány a změna jednoho nebo více faktorů může ovlivnit ty další. Díky těmto faktorům může docházet k extrémním rozdílům v uvolňování CO₂. Do značné míry může být půdní respirace ovlivněna i lidskou činností. Baldocchi a Meyers(1991) poukázali na to, že mimo srážek mohou tok CO₂ ovlivnit i nadzemní tlakové rozdíly a turbulence nad povrchem půdy a tím přidali další díl nejistoty do ne zcela pochopených procesů ovlivňujících půdní dýchání. Dle Mosiera (1990) se obecně půdy vyznačují též velkou prostorovou variabilitou, která může být vysvětlena ovlivněním řadou biotických a abiotických faktorů. Raich a Schlesinger (1992) poukazují na citlivost půdní respirace na změny teploty a prokázaný vztah, že rychlost dýchání se zvyšuje s teplotou.

Teplota má přímý vliv na mikrobiální respiraci i na respiraci rostlin a tato závislost je podle Laine et al.(2009) většinou exponenciální. Respirace ekosystému je proces, probíhající větší či menší intenzitou po celý rok, kdežto ukládání uhlíku do organických struktur fotosyntézou, je odkázáno pouze na vegetační období. Proto, aby byla schopná pokrýt celkové ztráty způsobené respirací a docházelo k akumulaci organické hmoty, musí být fotosyntéza velmi efektivní. V této souvislosti se uvádí teplotní optimum fotosyntézy pro rostliny mírného pásma okolo 20 °C.

V souvislosti s globální změnou a zvyšující se globální teplotou je předmětem studií předpoklad, že mokřady, v případě vysychání, a permafrost vlivem roztávání, a následnému vzniku aerobních podmínek v těchto ekosystémech, ztratí schopnost akumulovat uhlík a stanou se významným zdrojem CO₂ nebo CH₄ (Goulden et al., 1998). V tomto případě by mohlo dojít k uvolnění značného množství z 950 Pg C doposud v těchto systémech vázaného (Sabine et al., 2003). Naopak často diskutovaná změna distribuce srážek, zejména v zimním období v podobě sněhu, může mít negativní vliv na aktivitu mikrobiálních společenstev ve svrchní vrstvě půdy. Malá sněhová pokrývka nebo zcela chybějící, neizoluje půdu od nízkých teplot okolního prostředí, což vede k nižší

teplotě svrchního půdního profilu, menší aktivitě mikroorganismů a nižším emisím CO₂ (Alm et al., 1999a). Autoři udávají podíl zimní respirace na celkové roční výměně CO₂, boreálních rašelinišť v rozmezí 21-23%.

Chimner a Cooper (2003), Rydín a Jeglum (2006) a Samaritani et al. (2011) poukazují na fakt, že mnohem větší vliv na respiraci nežli teplota, má výška vodní hladiny. Anaerobní prostředí mokřadních půd, silně saturovaných vodou, omezuje rozklad organické hmoty a eliminuje emise CO₂, naopak zde může docházet k produkci metanu (Laiho, 2006). Podle Kayranli et al. (2010) dochází k většině procesů přeměn uhlíku v relativně tenké vrstvě svrchního půdního profilu, která je nejvíce ovlivněna kolísáním vodní hladiny. V případě CO₂ uvádějí Chimner and Cooper (2003) nejvyšší emise při poklesu vodní hladiny do cca 10 cm pod povrch. Další snížení hladiny pod tuto úroveň již nemělo na emise CO₂ zásadní vliv. Autoři to zdůvodňují dostupností nestabilního, lehce oxidovatelného, uhlíku v podpovrchové vrstvě půdního profilu.

V závislosti na kolísání vodní hladiny se mohou mokřady v průběhu sezóny stát zdrojem nebo naopak sinkem. Avšak pravidelné kolísání vodní hladiny a vysušování vrchní vrstvy půdy má za následek intenzivní oxidaci lehce rozložitelného uhlíku, takže každý další pokles hladiny již nemá na výkyv v emisích CO₂ zásadní vliv (Laiho, 2006). Další změny toků CO₂ mohou nastat po změně struktury vegetačního pokryvu, adaptovaného na trvalé zamokření nebo naopak vysušení půdy v důsledku změn srážkového nebo hydrologického režimu (Erwin, 2009).

Hirano et al., (2003) zařazují i srážkovou vodu mezi faktory ovlivňující tok CO₂ z půdy. Srážková voda může podle nich blokovat CO₂ uvnitř pórů, v kterých se zvyšuje koncentrace CO₂. Tento efekt omezení toku CO₂ z půdy může podle Hirano et al., (2003) přetrvávat po dobu několika dnů.

V úzkém vztahu s vlhkostí a zásadním faktorem regulujícím rozklad půdní organické hmoty, je dostupnost kyslíku. Hladina spodní vody rozděluje půdní profil na dvě vrstvy, aerobní a anaerobní. V anaerobních podmínkách dochází k rozkladu organické hmoty jen omezeně (Kayranli et al.,2010).

2.2.2 Kořenové dýchání

Oblast kořenů známá jako rhizosféra se významně podílí na půdním dýchání. Poměr kořenového dýchání na půdním dýchání je závislé na zastoupení dominantních rostlinných druhů a podmínkách, jimž jsou rostliny vystaveny, zejména na hladině spodní vody a teplotě. Dle Atkina a Tjoelkera (2003) jsou respirační procesy kořenů na teplotě velmi závislé a při krátkodobých změnách teploty silně reagují. Se zvyšující se teplotou se zvyšuje i kořenové dýchání. Podíl kořenového dýchání z celkového půdního dýchání se pohybuje v širokém rozpětí 10-90%, ale obvykle se podílí na půdní respiraci přibližně z poloviny (Hanson et al., 2000). Množství CO₂ uvolněného při kořenovém dýchání je dáno biomasou kořenů, mění se s růstovou fází rostlin a ročním obdobím. Ryan et al. (1996) a Vose a Ryan (2002) zmiňují vliv velikosti kořenů na intenzitu dýchání. Hrubé kořeny (>2mm), byť tvoří většinu biomasy kořenů, se na kořenové respiraci podílejí velmi málo.

Kořenové dýchání je ovlivňováno řadou biotických a abiotických faktorů. Z faktorů životního prostředí rostlin jsou to salinita, pH, parciální tlak CO₂, dostupnost živin, intenzita slunečního záření a vodní stres (Lambers et al., 1998). Zaplavení obecně inhibuje respirační procesy kořenů s výjimkou mokřadních rostlin, u kterých se vyvinuly mechanismy provzdušnění. Krátkodobé vystavení rostlin vodnímu stresu zvyšuje jejich dýchání v důsledku zvýšené poptávky po respirační energii, naopak při dlouhodobém vystavení suchu se dýchání postupně snižuje (Luo a Zhou, 2006). To je způsobeno poklesem asimilace uhlíku spolu se zpomalením růstu rostlin. Snížené tempo růstu rostlin, důsledkem nedostatku živin, je též příčinou nižší kořenové respirace.

2.2.3 Mikrobiální dýchání

Na oblast rhizosféry úzce navazuje mikrobiální dýchání, které je výrazně stimulováno množstvím uhlíkatých látek (labilních sacharidových kořenových výměšků) dostupných mikroorganismům.

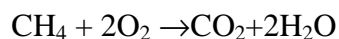
Prostor mezi povrchem kořene a minerálními částicemi půdy je vyplněn slizovitým materiálem zvaným mucigel (Greaves and Darbyshire, 1972). Tento prostor je velmi příznivé stanoviště pro mikroorganismy. Skladba mikrobiálních společenstev se v této zóně obvykle zcela odlišuje od společenstev ve volné půdě. V prostoru rhizosféry se většinou uplatňují tři rody aerobních bakterií: *Pseudomonas*, *Achromobacter*, a *Agrobacterium*.

V rhizosféře jsou i anaerobní bakterie častější než ve volné půdě, pravděpodobně kvůli vyšší spotřebě kyslíku kořeny. Spolu s bakteriemi hrají klíčovou roli v koloběhu uhlíku a živin i mykorrhizní houby (*Fusarium*, *Cylindrocarpon*, *Rhizopus* a další) (Luo a Zhou, 2006).

Interakce mezi mikroorganismy a rostlinami jsou zásadní z pohledu mikrobiální aktivity, rozkladu půdní organické hmoty, opadu a dostupnosti živin.

2.2.4 Aerobní respirace

V mokřadních půdách probíhá aerobní respirace v aerobní vrstvě, tenké jen několik mm, těsně pod povrchem půdy (zóna redukce kyslíku), v zaplavených půdách ve vodě nad povrchem půdy a v těsné blízkosti kořenů mokřadních rostlin. Limitním prvkem pro dekompozici půdního organického uhlíku v mokřadních půdách je kyslík, uhlík většinou není limitující (Reddy a Graetz, 1988). V aerobním prostředí a na rozhraní anaerobní a aerobní zóny dochází i k oxidaci metanu metanotrofními mikroorganismy (Lindström, 1992, Rydin and Jeglum, 2006), kterou můžeme vyjádřit rovnicí:



2.2.5 Oxidace půdních organických látek

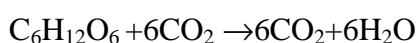
Půdní organická hmota (SOM) je organická frakce půdy, jejímž rozkladem dochází k uvolňování živin pro růst rostlin. SOM přispívá k udržení půdní úrodnosti a zlepšuje strukturu půdy. Má potenciál vázat v půdě významné množství uhlíku. Odhadované globální množství půdního organického uhlíku se pohybuje v rozsahu od 700 Pg C (Bolin 1970) do 3150 Pg C (Sabine et al., 2003).

Vyšší hodnota vychází z revize odhadů obsahu SOC v trvale zmrzlých půdách (permafrostu).

Ekosystémové množství SOM je závislé na mnoha faktorech. Klimatické faktory, jako teplota a srážky, ovlivňují vstup organické hmoty do půdy ze živé biomasy a uvolňování uhlíku půdním dýcháním zpět do atmosféry. Množství SOM ovlivňuje množství a aktivita půdních organismů, jež vstupují do procesů vnášení a rozkladu organických látek. Vysoký obsah kyslíku v půdě, provzdušnění např. orbou, urychluje rozklad SOM, stejně i dodatečné zásobení dusíkem. V anaerobních podmínkách mokřadních půd je rozklad značně regulován, organické látky se ukládají, dochází k jejich rašelinění (ulmifikaci) a vzniku organických půd zvaných ulmizem. Po vysušení těchto půd dojde k rychlému rozkladu SOM a masivnímu uvolnění uhlíku v podobě CO₂.

2.2.6 Biochemická produkce CO₂

Při aerobní respiraci při cyklu kyseliny citrónové (cyklus trikarboxylové kyseliny-TCA) dochází k oxidaci sacharidů na oxid uhličitý a vodu. TCA cyklus je důležitou součástí buněčného dýchání a půdním organismům zajišťuje zdroj energie. Chemickou reakci oxidace glukózy (nebo jiných sacharidů) na oxid uhličitý a vodu lze zjednodušeně zapsat rovnicí:

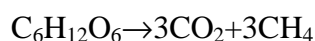


Při této reakci se uvolní energie 2870 kJ mol⁻¹ (Luo a Zhou 2006). Podle Pavelky (2009) dojde k uvolnění 2888 kJ mol⁻¹.

Rychlost dýchání na biochemické úrovni je ovlivněna kombinací poptávky po energii, teplotou, obsahem kyslíku v substrátu dostupností a složením substrátu.

2.2.7 Anaerobní respirace – fermentace

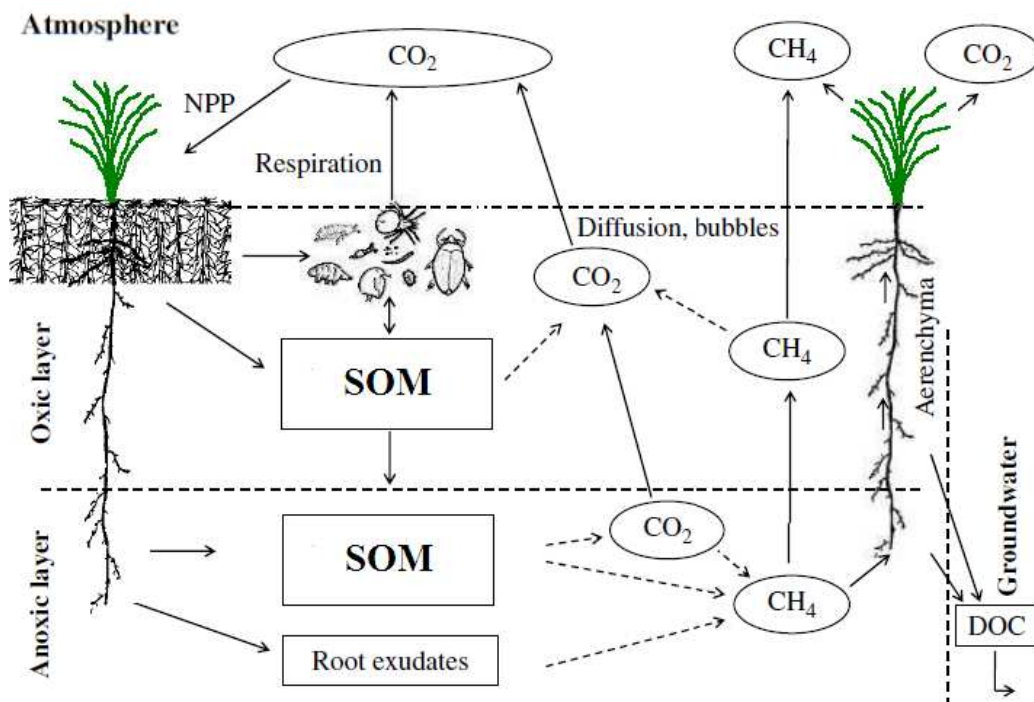
Anaerobní respirace probíhá v půdní zóně pod zónou redukce Fe^{3+} v půdách zcela izolovaných od atmosférického kyslíku, v půdách s vysokou hladinou spodní vody (mokřady, rašeliniště) (Brady a Weil, 2002). Tento proces uskutečňovaný anaerobními mikroorganismy představuje hlavní způsob, při kterém jsou vysokomolekulární uhlohydráty rozkládány na nízkomolekulární organické sloučeniny, přístupné dalším mikroorganismům, převážně ve formě organického uhlíku (Valiela 1984). Produkty přeměny organických sloučenin při fermentaci jsou mimo CO_2 také H_2 , ethanol nebo mastné kyseliny, např. kyselina mléčná nebo octová (Reddy a Graetz 1988, Mitsch a Gosselink 2000). V anaerobních podmínkách je část uhlíku, při rozkladu sacharidů, uvolňována ve formě CH_4 . Tento proces lze vyjádřit rovnicí:



2.3 Uhlíkový cyklus v ekosystému

Uhlíkový cyklus, neboli koloběh uhlíku je biochemický proces, v jehož průběhu dochází k výměně uhlíku mezi biosférou, atmosférou, hydrosférou a pedosférou. Uhlíkový cyklus v ekosystému zpravidla začíná fixací atmosférického CO_2 rostlinami a jeho zabudováním v procesu fotosyntézy do organických sloučenin v rostlinách. Tyto organické sloučeniny slouží rostlinám jako zdroj energie a základní stavební součástí rostlin. Část CO_2 je rostlinami prodýcháno zpět do atmosféry. Uhlík je vázáný v listech, stoncích a kořenech rostlin obvykle po dobu několika měsíců, v případě dřevnatých tkání stromů i několik set let. Odumřelý rostlinný materiál je rozkládán mikroorganismy a poskytuje jim energii pro růst mikrobiální biomasy. Zároveň se do atmosféry uvolňuje CO_2 mikrobiální respirací. Mikrobiální biomasa spolu s organickými zbytky odumřelých rostlin vytváří půdní organickou hmotu. Humifikovaná SOM může ukládat uhlík v půdě na stovky i tisíce let ve formě huminových kyselin.

Součástí uhlíkového cyklu je i pohyb uhlíku rozpuštěného ve vodě (DOC). Uhlík ve formě DOC může být částečně transportován podzemní vodou. A nelze opomenout uvolňování uhlíku ve formě metanu, který se tvoří v anaerobním prostředí mokřadních půd. Pohyb uhlíku v mokřadních půdách a jeho distribuci v aerobní a anaerobní zóně zobrazuje obrázek 4.



Obrázek 4. Tok uhlíku v mokřadní půdě , upraveno dle Rydin and Jeglum, 2006.

Uvolňování CO_2 při dýchání rostlin je často nazýváno autotrofní dýchání (R_p) a může být rozděleno na dýchání nadzemních částí rostlin (R_a) a dýchání podzemních částí-kořenové dýchání (R_b). Mikrobiální respirace (R_m) při rozkladu opadu a půdní organické hmoty je označována heterotrofní dýchání. Tok CO_2 na povrchu půdy (R_s) je pak součtem kořenového dýchání a mikrobiální respirace (Luo a Zhou, 2006):

$$R_s = R_b + R_m$$

Celkovou respiraci ekosystému (R_e)-celkové emise oxidu uhličitého z ekosystému lze vyjádřit součtem dýchání nadzemních částí rostlin a z povrchu půdy:

$$R_e = R_a + R_s$$

Půdní dýchání je nejen důležitou součástí ekosystémových procesů, ale též úzce souvisí s ekosystémovou produkcí. Hrubá primární produkce (GPP) je asimilace uhlíku fotosyntézou ignorující fotorespiraci. Čistou primární produkci (NPP) lze odhadnout měřením ročních přírůstků rostlinné biomasy a odpovídá odečtení rostlinného dýchání od hrubé primární produkce.

Hlavní složka půdní respirace, při které se uvolňuje CO_2 , pochází z rozkladu opadu rostlin a půdní organické hmoty mikrobiálními společenstvy, která poutají nebo mineralizují živiny (Johnson et al., 2004). Limitující podmínkou pro růst mikroorganismů je dusík, dostupný v počátečních fázích rozkladu z organické hmoty, avšak v odpovídajícím poměru C:N zpravidla kolem 20. Mineralizovaný dusík pocházející z půdní organické hmoty je částečně imobilizován v tělech mikroorganismů a částečně uvolněn do půdního substrátu. Dle Luo a Zhou, (2006) rychlost mineralizace dusíku často koreluje s intenzitou mikrobiálního dýchání.

2.3.1 Tok CO_2 z půdy

Do ovzduší je oxid uhličitý, vzniklý v půdě dýcháním kořenů rostlin a činností mikro-a makroorganismů, převáděn difúzí a turbulencemi vzduchu při povrchu půdy. Uvolněný CO_2 se míchá v porostu, během dne je částečně absorbován rostlinami fotosyntézou, větší díl je uvolněn do atmosféry. Tok CO_2 je ovlivněn silou gradientu koncentrace CO_2 mezi půdou a ovzduším (Hutchinson and Mosier, 1981), dále jej ovlivňují pórovitost a struktura půdy, zastoupení půdního vzduchu ku půdní vodě, rychlost proudění vzduchu nad povrchem půdy, opad rostlin a další faktory (Luo a Zhou, 2006).

Ačkoli více CO_2 produkují povrchové vrstvy půdy, může koncentrace CO_2 v hlubokých vrstvách půdy dosahovat 100 krát větší hodnoty, nežli koncentrace při povrchu, která činí 320 až 1000 ppm (Buyanovsky and Wagner, 1983). Primárně je to způsobeno pomalým pohybem vzhůru k povrchu od zdroje produkce. CO_2 má tendenci přirozeně klesat v půdním profilu, neboť má vyšší molekulovou hmotnost než vzduch. Pohyb vzduchu v půdě je velmi pomalý proces a ačkoli producentů CO_2 je více v povrchových vrstvách, koncentrace CO_2

je vyšší v hlubokých vrstvách. Koncentrace CO₂ v půdě má zřetelnou sezónnost, která je ovlivněna sezónními změnami početnosti a aktivity producentů.

Difuzní pohyb CO₂ v půdě je řízen gradientem koncentrací molekul CO₂ v půdním vzduchu. To způsobuje migraci molekul CO₂ z oblastí s vyšší koncentrací do míst s nižší koncentrací i přesto, že půdní vzduch jako celek zůstává v klidu (Luo a Zhou, 2006). K pohybu půdního vzduchu může docházet fluktuací hladiny podzemní vody, která při stoupání vytlačuje vzduch směrem nahoru a při poklesu jej nasává dolů. Na výměně půdního vzduchu mezi půdou a ovzduším se také podílejí malé změny tlaku vzduchu, způsobené pohybem vzduchu nad povrchem půdy. Tento mechanismus označil Takle et al.(2004) termínem tlaková pumpa. Na uvolňování vzduchu z půdy větrnými poryvy má zásadní vliv struktura povrchových vrstev půdy. U vysoce porézních půd mohou turbulence vzduchu zvýšit výměnu plynů několikrát v porovnání s difúzí, v půdách s nízkou pórovitostí (jílovité půdy) přibližně o 25% (Kimball and Lemon,1971).

2.3.2 Sekvestrace uhlíku v půdě

Sekvestrací uhlíku se rozumí přijímání uhlíku v podobě oxidu uhličitého z atmosféry rostlinami prostřednictvím fotosyntézy a jeho ukládání v půdě ve formě půdní organické hmoty (Kumar et al., 2006). Autoři uvádějí, že rostliny jsou hlavním zdrojem organického uhlíku v půdě a to buď z rozkladu nadzemních částí rostlin, odumřelých kořenů, kořenových exsudátů nebo produktů kořenového dýchání. Kořeny hrají podle nich důležitou roli při přenosu uhlíku z atmosféry do půdy. Na půdu a organickou hmotu v ní uloženou, lze pohlížet jako na největší rezervoár uhlíku globálního uhlíkového cyklu. Odhaduje se, že každá tuna půdní organické hmoty představuje 3,667 tun oxidu uhličitého odčerpaného z atmosféry (Bruce et al., 1998). Naopak stejné množství lze potenciálně uvolnit zpět nevhodnými agrotechnickými postupy při zemědělském hospodaření a přeměnou přírodních stanovišť na ornou půdu.

Živé kořeny rostlin jsou schopny syntetizovat a akumulovat ve své biomase různorodou škálu látek. Vylučují více než 200 sloučenin uhlíku ve formě

kořenových výměšků. Mezi tyto výměšky řadíme jednoduché, ve vodě rozpustné sloučeniny, např. aminokyseliny, cukry (hlavně sacharóza), organické kyseliny (jablečná, citrónová, vinná, fumarová) i složité polymerní sloučeniny jako jsou vitaminy, růstové látky, polysacharidy, polypeptidy a některé enzymy, které mají významný vliv na rozvoj mikroorganismů.

Lynch and Whipps, (1990) řadí kořenové výměšky do tří skupin:

- 1) ve vodě rozpustné exudáty (cukry, hormony, vitamíny, aminokyseliny)
- 2) sekrety (polymerní sacharidy, enzymy)
- 3) lyzáty

Kořenové exsudáty jsou považovány za jeden ze dvou hlavních zdrojů uhlíku v půdě. Bardgett et al., (2005) uvádějí, že podíl kořenových výměšků, z uhlíku asimilovaného živými rostlinami, činí 5-33%.

Tím druhým zdrojem je biomasa odumřelých kořenů. Různé formy uhlíku vylučované v kořenových exsudátech jsou hlavním živným substrátem mikrobiální aktivity a vedou k rozvoji mikrobiálních společenstev v oblasti rhizosféry (Kumar et al., 2006).

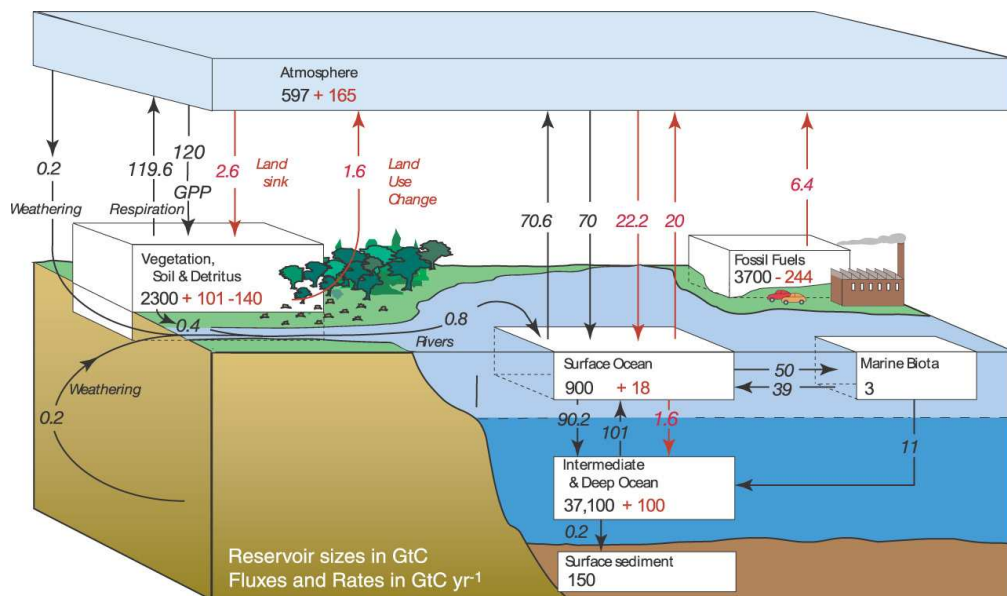
Půdní uhlík, i přes rizika jeho snadného uvolnění např. nevhodnými zemědělskými postupy, lze považovat za obnovitelný zdroj. Jeho ukládáním, v součinnosti se správným managementem lze korigovat koncentrace skleníkových plynů v atmosféře. Zároveň lze tak zvyšovat úrodnost půdy, zlepšovat její strukturu, schopnost zadržovat vodu a odolávat erozi.

2.3.3 Půdní respirace a globální cyklus uhlíku

Půdní respirace hraje zásadní roli v toku uhlíku na regionální i globální úrovni. V celosvětovém měřítku zahrnuje uhlíkový cyklus výměnu oxidu uhličitého mezi pedosférou, atmosférou, pozemní biosférou a hydrosférou.

V půdách je celosvětově uloženo více než 3150 Pg C, z toho v mokřadních půdách 450 Pg C, 400 Pg C je vázáno v permafrostu a zbylých 2300 Pg C v půdách ostatních ekosystémů (Sabine et al., 2003). Součet množství vázaného uhlíku půdou a rostlinným pokryvem (650 Pg C) je více než pětkrát větší než množství uhlíku v atmosféře.

Roční antropogenní příspěvek uhlíku do atmosféry spalováním fosilních paliv činí přibližně 6 Pg C, vypalováním lesů a odlesňováním dalších 1,2 Pg C. Podle Luo a Zhou,(2006) více než polovina antropogenních emisí zůstává v atmosféře, zbytek je absorbován oceány a pozemní biosférou. Modelové a experimentální studie podle Schimela et al,(2001) naznačují, že přibližně jedna třetina antropogenních emisí je zachycena rostlinami a půdou. Zpětně půda respirací uvolňuje ročně do atmosféry 68 Pg C , 50 Pg C mikrobiální respirací rozkladem SOM a 18 Pg C kořenovým dýcháním (Raich a Schlesinger 1992). Raich a Potter (1995) zaktualizovali odhad globálního dýchání půdy na 77 Pg C rok⁻¹. Potvrzuje se tvrzení Luo a Zhou (2006), že půdní respirace představuje uvolňování uhlíku, které je více než o řád větší než antropogenní emise. Současný stav globálního uhlíkového cyklu, kdy je do atmosféry uvolňováno více uhlíku než je absorbováno jeho spotřebiči a v úložištích, má za následek stoupající koncentrace CO₂ v atmosféře (Obrázek. 4).



Obrázek 4. Schéma globálního uhlíkového cyklu pro devadesátá léta 20. století. Toky uhlíku v Gt C rok⁻¹, jsou znázorněny šipkami, v rámečcích jsou označena uhlíková úložiště (Gt C). Černě jsou zobrazeny preindustriální toky a úložiště, červeně antropogenní. Ročně se zvýší množství uhlíku v atmosféře o 3,2 Gt C (Solomon et al.,2007).

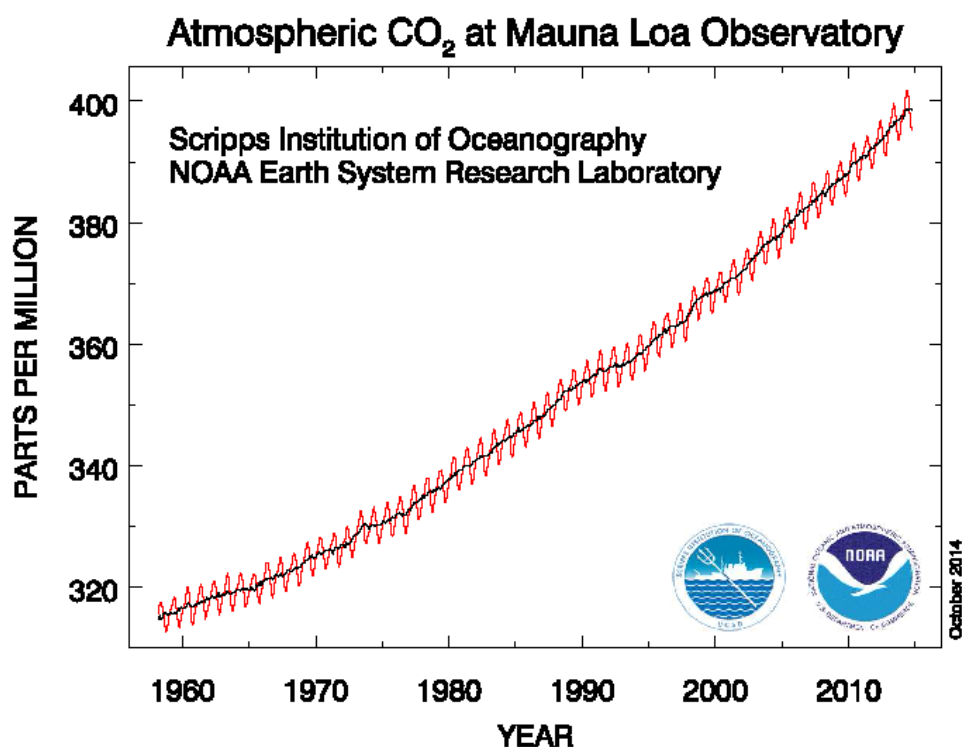
2.3.4 Vývoj koncentrací CO₂ v atmosféře

V nové zprávě AR5 mezinárodního panelu pro změnu klimatu (IPPC) se uvádí, že koncentrace oxidu uhličitého v atmosféře jsou nejvyšší za posledních 800 let.

Stauffer et al. (1984) uvádí, že atmosférická koncentrace CO₂ během posledních 1000 let byla relativně stabilní, pohybovala se v rozmezí 270-290 ppm. Hileman (2010) uvádí, že během posledních 650 000 let se koncentrace oxidu uhličitého pohybovala od 180 ppm do 270 ppm.

K masivnímu nárůstu koncentrace CO₂ začalo docházet vlivem masivního odlesňování a změn ve využívání krajiny od 18. století. V období od roku 1850 do 1998 došlo v důsledku spalování fosilních paliv, výroby cementu a změn ve využívání půdy, k nárůstu koncentrace o 28%, z 285 ±5 ppm na 366 ppm (Watson et al., 2000). Siegenthaler et al. (2005) na základě analýz ledovce v Antarktidě uvádí, že koncentrace 380 ppm z roku 2005 je nejvyšší hodnota CO₂ za posledních 650 000 let. V roce 1960 dosáhla hodnota CO₂ cca 313 ppm a v polovině roku 2012 asi 394 ppm (http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/co2_data_mlo.html). Vývoj koncentrací emisí CO₂ za posledních 50 let je graficky znázorněn na obrázku 6.

Podle předposlední hodnotící zprávy IPPC, AR4, je „většina pozorovaného nárůstu průměrné globální teploty od poloviny 20. století velmi pravděpodobně způsobena nárůstem koncentrace antropogenních skleníkových plynů“ (IPPC, 2007). Kalvová a Moldan (1996) uvádějí, že v období let 1981-1990, tedy za jedno desetiletí se podílel CO₂ na zesílení skleníkového efektu celé atmosféry 55%. Nejméně z 95 procent je jisté, že od roku 1950 jsou hlavní příčinou klimatických změn některé lidské činnosti (především spalování fosilních paliv). V roce 2007 to bylo jisté z 90 procent a v roce 2002 z 66 procent (IPPC, 2013).



Obrázek 6. Vývoj atmosférických koncentrací CO₂ za posledních 50 let (staženo z: http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/co2_data_mlo.html)

2.4 Metody měření respirace

Metodické přístupy studia dýchání půdy mohou být rozděleny na metody přímé a nepřímé.

Mezi nepřímé metody lze např. zahrnout odhad celkového metabolismu půdy odečtením energie spotřebované herbivory od čisté primární produkce. Tato metoda je citlivá na chyby v měření čisté primární produkce a přesnosti stanovené spotřeby býložravci. Pro výpočet respirace půdy lze použít naměřené koncentrace ATP v půdě. Sparrow and Doxtader(1973) při laboratorních pokusech zjistili, že log1 respirace lineárně koreluje s log1 koncentrace ATP. Pro výpočet půdní respirace z měření ATP lze použít odvozenou regresní rovnici. Půdní respirace měřená přímo v terénu však nemusí prokázat stejný vztah k ATP jako

v laboratorních podmínkách, kde jsou eliminovány kolísavé podmínky prostředí jako teplota, vlhkost a další proměnné.

Laboratorní měření půdní respirace lze zařadit mezi přímé metody. Dřívější postupy měření respirace spočívaly v použití neporušených půdních vzorků, uzavřených ve vzduchotěsných nádobách, v přísně kontrolovaných podmínkách regulované teploty a vlhkosti v inkubátoru. Uvolněný CO₂ byl nasáván za pomoci čerpadla, absorbován ve vhodné zásadě, zpravidla hydroxidu sodném a stanoven titrační metodou (Singh and Gupta, 1977). Použití elektrolytického respirometru pro hodnocení respirační aktivity půdních vzorků zmiňují Swaby and Passey (1953), použití respirometru „Warburg“ Chase and Gray (1957). Moderní metodu stanovení obsahu CO₂ ve vzduchu nabízí použití infračerveného analyzátoru plynů (IRGA) nebo plynového chromatografu.

Princip metod měření respirace v polních podmínkách spočívá ve vymezení přesně stanovené plochy volné půdy bez vegetace a jejím izolování od atmosférického vzduchu, prostřednictvím emisní-izolační komory. Existují dva obecné systémy pro měření toku plynů z půdy. V prvním systému je emisní komora trvale propojena hadicemi s infračerveným analyzátozem plynů. Vzduch cirkuluje z komory do analyzátoru, umístěného poblíž, kvůli délce hadic a pak poslán zpět do komory. Tok se odhaduje z rychlosti vzestupu koncentrace CO₂ a metanu v komoře. V druhém systému je z, po určité době, uzavřené komory odebrán vzduch do odběrného zařízení (plastové sáčky, stříkačky, vialky) a analyzován pomocí IRGA (např. LGR, DLT-100...) nebo plynového chromatografu (např. HP 6850, Agilent, USA). Tok se vypočítá z rozdílu koncentrace při zaklopení (pozaďový vzduch) a koncentrace v odebraném vzduchu.

Další možnou metodou měření emisí plynů je metoda Eddy kovariance (výřivé kovariance), např. Licor 7200 pro měření CO₂ a vodní páry nebo Licor 7700 pro měření metanu. Tato metoda využívá turbulentní transport plynů mezi zemským povrchem a atmosférou a používá se k měření čisté ekosystémové výměny (NEE) na větších plochách. Metoda Eddy kovariance musí být doplněna o měření rychlosti proudění vzduchu ultrazvukovým anemometrem, neboť v případě bezvětří, běžného v nočních hodinách, jsou naměřená data nevhodná

k vyhodnocení. Toto, spolu s vysokými pořizovacími náklady, je nevýhodou systému Eddy kovariance.

2.4.1 Aspekty komorového měření

Komorové měření je nejpřímější způsob měření plynů uvolňovaných z půdy. Avšak tento systém měření má potenciál pro závažné chyby a nedostatky (Hutchinson a Mosier, 1981). Podle Norman et al.(1997) je obtížné měřit toky plynů z půdy pro četné chyby v měření spojené s navrženou metodou. Při srovnání uzavřeného systému měření emisními komorami a otevřeného systému měření eddy kovarianční technikou zjistil konzistentní rozdíl přibližně 10%. To potvrzuje Rayment (2000), který zjistil, že toky měřené v uzavřených systémech jsou často o 10% nižší než při užití otevřených systémů. Možnou příčinu rozdílu uvádí Hutchinson a Mosier (1981). Podle nich uzavřená komora brání vlivu atmosférického tlaku na půdu a proudění vzduchu nad půdou, čímž je snížena výměna vzduchu mezi půdou a atmosférou. To má za následek nižší toky, než v přirozených podmínkách. Davidson et al.(2002) zmiňuje velkou variabilitu výsledků při komorových měřeních způsobenou prostorovou a časovou heterogenitou studované lokality. To lze do jisté míry řešit počtem komor, rozmístěných ve studované oblasti, jejich velikostí a četností vzorkování.

Důležitým předpokladem komorového měření je naprojektování vlastní emisní komory. Ta se skládá z prstence (límce), na který je položena izolační komora. Hutchinson a Livingston,(2001) kladou důraz na dostatečnou hloubku zaražení límce do půdy pro zamezení laterální difúze, zejména v porézních půdách. Neméně důležitý aspekt je těsnost systému. Autoři uvádějí, že je nutné dbát na těsnost mezi jednotlivými prvky, mezi límcem a izolační komorou. Samotná izolační komora musí být též bez otvorů a netěsností, které by vedly k významnému riziku chyb při měření. Davidson et al., (2002) varuje před potenciálním zdrojem chyb při měření a to uměle vytvořenému přetlaku či podtlaku uvnitř komory při odebírání vzorků plynu. Tok CO₂ je velice citlivý na atmosférický tlak bezprostředně nad půdou, proto by měřicí systém tento tlak neměl měnit. Pro udržení rovnovážného tlaku mezi vzduchem uvnitř komory a okolním vzduchem v průběhu měření se používá jednoduchá trubka napojená na plášť komory.

2.5 Mokřady

Mokřady jsou jedním z mnoha typů prostředí na Zemi. Jsou přechodným typem mezi dvěma hlavními, suchozemským a vodním. Mokřady jsou obecně charakterizovány jako oblasti, ve kterých tvorbu a povahu půdy a druhy v nich planě rostoucích rostlin a volně žijících živočichů, určuje nasycení půdy vodou (saturace). Taková půda je většinou označována jako hydrická. Zdrojem vody v mokřadech mohou být srážky, hypodermický tok spodní vody a povrchová voda z okolního povodí. Permanentní či periodické zaplavení půdy vodou, nasycení půdy vodou až k povrchu je typické pro všechny mokřady.

Ramsarskou úmluvou, která vstoupila v platnost v roce 1975, je mokřad definován jako: „území bažin, slatin, rašelinišť i území pokrytá vodou, přirozeně i uměle vytvořená, trvalá či dočasná,.....s vodou stojatou či tekoucí, sladkou, brakickou či slanou, včetně území s mořskou vodou, jejíž hloubka při odlivu nepřesahuje šest metrů (Ramsarská úmluva). Pro potřeby České republiky se mokřadem rozumí zejména: rašeliniště a slatiniště, rybníky, soustavy rybníků, lužní lesy, nivy řek, mrtvá ramena, tůňe, zaplavované nebo mokré louky, rákosiny, ostřicové louky, prameny, prameniště, toky a jejich úseky, jiné vodní a bažinné biotopy, údolní nádrže, zatopené lomy, štěrkovny, pískovny, horská jezera, slaniska (Ramsarská úmluva).

Většina definic mokřadů obsahuje dle Mitsch a Gosselink (2000) tři základní pravidla:

1. Mokřady jsou určeny přítomností vody
2. Specifické mokřadní půdy se odlišují od půd suchozemských systémů
3. Mokřadní podmínky podporují růst vegetace přizpůsobené saturaci půdy vodou, tzv. hydrofytní druhy a naopak rostliny netolerantní k zatopení se v mokřadech nevyskytují.

Dalším společným znakem mokřadů je dle Schlesingera (1997) jejich schopnost výrazně akumulovat živiny. Jsou považovány za jeden z nejproduktivnějších ekosystémů na světě. V globálním cyklu uhlíku mají mokřady nezastupitelné místo (Zhang et al., 2008). Mokřadní půdy představují významné zásobníky uhlíku. V anoxickém prostředí zaplavených mokřadních půd

dochází spíše než k rozkladu organické hmoty, k jejímu ukládání. V mokřadních půdách může být organická hmota uložena dlouhodobě (Mitsch and Gosselink, 2000). Na rozkládání, které je ovlivněno mnoha ekologickými proměnnými a které se navenek projevuje uvolňováním metanu, se podílejí skupiny metanogenních bakterií. Emise metanu jsou výsledkem nerovnováhy mezi jeho produkcí metanogenními bakteriemi a spotřebou různých skupin metanotrofních bakterií. Podle mezivládního panelu pro změnu klimatu (IPCC, 2007) jsou mokřady zodpovědné za přibližně 80% globálních emisí metanu všech přírodních zdrojů. Emise metanu na úrovni ekosystému jsou dány přítomností vegetace a jejím druhovým složením, kvalitou a množstvím organické hmoty, pH a teplotou, ale převážně přítomností vody a hladinou podzemní vody, jež je zodpovědná za anaerobní prostředí v mokřadních půdách. V případě okysličení prostředí je metan spotřebován metanotrofními bakteriemi za produkce CO₂. Metan i oxid uhličitý jsou uvolňovány z mokřadu do ovzduší prostupem půdou nebo vodou, ebulicí a transportem aerenchymem rostlin a stromů.

2.5.1 Funkce mokřadů v krajině

Mimo již zmíněné sekvestrace uhlíku a důležité roli v globálním cyklu uhlíku, mají mokřady další funkce nedílně spojené s přítomností a vlivem vody a funkcí rostlin v mokřadních ekosystémech. Řadíme sem např.:

- Ovlivnění teploty přilehlé oblasti evapotranspirací, vyrovnávání extrémů
- Koloběh a zadržování živin (dusík, fosfor...)
- Čištění vody a redukce odpadů
- Produkce biomasy (rákos, dřevo, rostliny pro farmacii), produkce ryb
- Podpora druhové rozmanitosti
 - Mokřady jsou jeden z největších fondů genetické diverzity, jsou přirozeným prostředím celé řady specifických mokřadních organismů, představují refugium pro řadu ohrožených druhů
- Hydrologické funkce

- Mokřady mají velkou retenční schopnost
- Jsou přirozenou zásobárnou vody
- Zajišťují koloběh vody v krajině

2.5.2 Uhlík v mokřadech

Mokřady jsou schopny uvolňovat nebo akumulovat oxid uhličitý a tím přímo ovlivňovat jeho koncentrace v atmosféře. Z pohledu skleníkového efektu je mokřadům, kvůli produkci a uvolňování metanu, připisována i negativní úloha (Schlesinger, 1997). Je to proto, že metan má 32 krát vyšší schopnost absorbovat infračervené záření než je tomu u oxidu uhličitého a odhaduje se, že emise metanu (nejen produkovaného mokřadními ekosystémy) jsou z 20% zodpovědné na globálním oteplování od předindustriálního období (Kirschke S. et al, 2013).

Celkové zásoby uhlíku vázaného v mokřadních ekosystémech na Zemi odhaduje Zhang et al.,(2008) ve výši přibližně 20-25% z celkového objemu v pozemských půdách, tj. 225 Pg uhlíku. Zkorigovali tak dřívější odhad Sabine et al. (2003) ve výši 450 Pg uhlíku uložených v mokřadních půdách. Určení přesného množství v globálním měřítku je zatíženo velkou nejistotou. Již Armentano and Verhoeven (1991) uvádějí, že značné rozdíly v akumulaci uhlíku v mokřadních půdách jsou důsledkem rozdílných klimatických podmínek a chemických vlastnostech mokřadních půd. V různých mokřadech mírného pásma kolísá akumulace mezi 0,20 a 1,22 t C ha⁻¹ rok⁻¹. Ve srovnání s jinými ekosystémy je uhlík v mokřadech často uložen dlouhodoběji, neboť rozkladné procesy vlivem anaerobních podmínek a mnohdy vysoké kyselosti (slatiny), probíhají pomaleji. V mokřadních půdách převažují anaerobní podmínky, způsobené téměř stálou saturací a občasném zaplavení vodou. Nadbytek vody má vliv na fyzikální i chemické změny v půdě. Zaplavení izoluje půdní systém od atmosférického kyslíku, čímž se systém mění z aerobního a oxidačního na anaerobní a redukční (Faulkner a Richardson, 1989, cit in.Vymazal, 1995). Přítomnost či nedostatek kyslíku v mokřadních půdách limituje dekompozici organické hmoty, která probíhá v aerobní vrstvě těsně pod povrchem a v kořenové zóně mokřadních

rostlin. V případě, že dojde k poklesu vodní hladiny, díky okysličení vrstev půdy nad vodou, dochází k urychlení dekompozice organické hmoty. V koloběhu uhlíku se to projevuje především jako únik CO₂ do atmosféry. Naopak v podmínkách zaplavení je mineralizace organického uhlíku vlivem anoxie omezena a část uhlíku je do ovzduší emitována jako metan (Vymazal, 1995). Metan je produkován skupinou metanogenních bakterií. V aerobních podmínkách je metan podle Hütsche (2001) oxidován na CO₂ společenstvy metanotrofních bakterií, např. *Methylobacter albus*, *Methylosinus trichosporium*. Potenciál obejít metanotrofní mikrobiální populace v aerobních-oxických zónách sedimentu nebo vodního sloupce, má specifická forma rychlého uvolnění metanu vybubláváním-ebulice. Podle Holzapfel-Pschorn et al. (1986), je v zaplavených půdách bez vegetace přibližně 35% produkovaného metanu uvolněno do atmosféry. V zaplavených půdách přítomnost rostlin má pozitivní vliv na produkci metanu, ale zároveň transportem kyslíku aerenchymem rostlin, dochází v kořenové zóně k jeho oxidování a přeměnu na CO₂. To má za následek, že z půd porostlých vegetací je do ovzduší uvolňováno pouze přibližně 20% v půdě vzniklého metanu.

2.6 Třeboňsko

Studovaná lokalita leží v druhé (nárazníkové) zóně chráněné krajinné oblasti Třeboňsko. Chráněná krajinná oblast Třeboňsko byla zřízena výnosem Ministerstva kultury ČSSR ze dne 15.11.1979 pod jednacím číslem 22737/79. CHKOT představuje významnou oblast, která je po staletí využívána a ovlivňována lidskou činností, přesto si zachovala velmi cenné přírodní hodnoty. Již od 12.století svou činností člověk utvářel, v té době převážně močálovitou, krajinu Třeboňska, zejména změnou vodních poměrů, budováním důmyslné sítě umělých stok a kanálů (Zlatá stoka, Nová řeka) a zakládáním rybníků. V dnešní době je zde kolem 500 rybníků, u nichž nejznámější a i největší je Rožmberk. Pro své mimořádné kvality bylo Třeboňsko v roce 1977 v rámci programu Člověk a biosféra (MAB UNESCO) vyhlášeno biosférickou rezervací.

Třeboňsko je jednou z nejdůležitějších oblastí pro vodní ptáky ve střední Evropě, představuje důležitou tahovou zastávku při migracích ptáku mezi severem a jihem Evropy a mezinárodně významným územím z ornitologického hlediska Important Bird Area podle klasifikace BirdLife International (BirdLife International, 2015). Nařízením vlády ČR č.680/2004 Sb.(www.mzp.cz) byla vyhlášena v rámci sítě významných území sítě NATURA 2000 ptačí oblast Třeboňsko.

Na unikátní krajinu Třeboňska mělo rozhodující vliv budování rybníků ve středověku. Rybníky značně ovlivňují hydrologický režim oblasti, utvářejí složitou mozaiku biotopů, která je základním předpokladem pro druhovou a ekosystémovou diverzitu. Díky vysokému počtu rybníků se zachovala velká rozloha vodních a mokřadních biotopů (Pechar, 2000). Vodní plochy a ostatní mokřady jsou zastoupeny 16% z celkové plochy CHKO Třeboňsko. Dle Pokorného et al., (1998) je takovéto zastoupení v kulturní krajině výjimečné. Třeboňská rybníční soustava vybudovaná ve velké části Třeboňské pánve je po právu považována za jeden z nejcennějších mokřadních ekosystémů v České republice (Kender, 2000).

2.6.1 Mokrý Louky u Třeboně

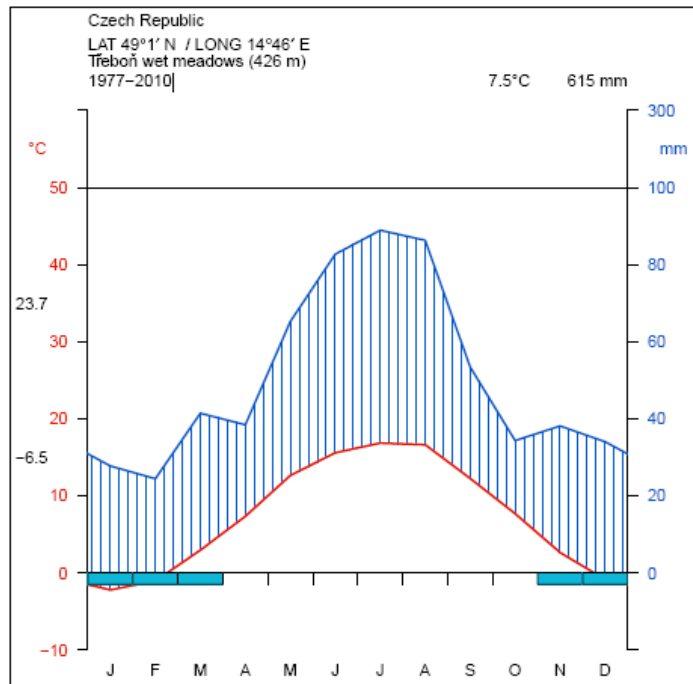
„Mokrý Louky“ je označení rozsáhlé oblasti při východním okraji města Třeboně prostírající se v širokém pruhu od Zámeckého polesí směrem k rybníku Rožmberk. Jedná se o plochou sníženinu o rozloze kolem 450 ha, překrytou vrstvou humolitů, které se v holocénu tvořily z přirozeně konzervovaných zbytků slatinišť, olšin a vrchovišť (Jeník, Květ, 1983).

Studovaná lokalita se nachází v nejsevernější části Mokrých Luk, ve výtopě rybníku Rožmberk (obrázek 7).



Obrázek 7.: Mapa studované lokality (upraveno podle <http://www.mapy.cz>, foto Martin Vavera, 17.5.2011)

Místo lze vymežit souřadnicemi $14^{\circ}46'20''$ východní délky a $49^{\circ}01'30''$ severní šířky a průměrnou nadmořskou výškou 426,5 m. Průměrná roční teplota oblasti je $7,5^{\circ}\text{C}$, průměrný roční úhrn srážek dosahuje 615 mm. Roční chod teploty vzduchu a srážek je shrnut na kliadiagramu podle Waltera a Lietha (1967), obrázek 8, vycházejícího z dlouhodobého měření srážek a teplot na lokalitě (Příbáň et al., 1992, Květ et al., 2002, Dušek et al., 2012).

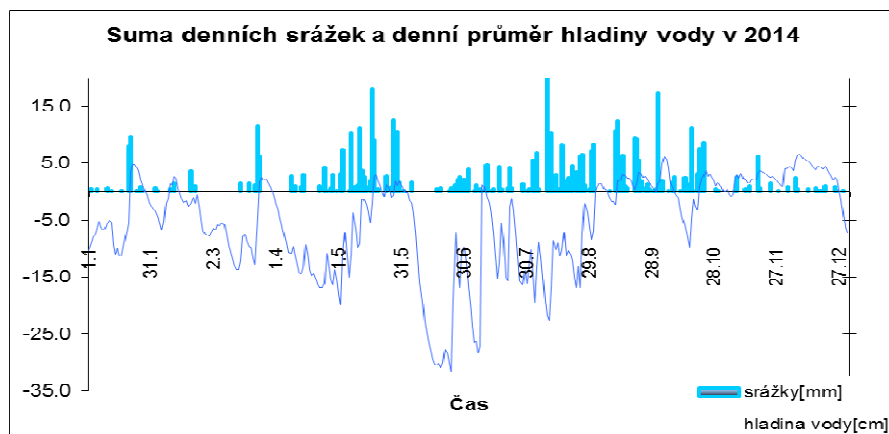


Obrázek 8.: Klimadiagram podle Waltera a Leitha (1967) z meteorologické stanice v mokřadním ostřicovém porostu na základě údajů 1977 - 2010. Datová sada pro 1977-2002 je založena na dlouhodobém sledování klimatických podmínek na Mokřých Loukách u Třeboně (Přibáň et al., 1992, Květ et al., 2002), na kterou navazuje datový set meteorologických hodnot z 2002-2010, měřený Centrem výzkumu globální změny AV ČR, v.v.i. (Dušek et al., 2012).

Rybník Rožmberk je největší český uměle vybudovaný rybník. Byl vybudován na místě původního rašeliniště v letech 1584 až 1590, rožmberským regentem Jakubem Krčínem z Jelčan a Sedlčan. Studovaná lokalita byla po napuštění rybníku Rožmberk trvale zaplavená. Hladina rybníku Rožmberk byla zpočátku držena na kótě 427,5 m, vytvářela mohutnou zátoku dosahující až k okraji Třeboně. Rybník měl v té době rozlohu asi 1060 ha. Kolem roku 1620 došlo ke snížení hospodářské hladiny Rožmberka na úroveň 426 m a současnou plochu kolem 490 ha. Od té doby se oblast lokality vyvíjela od ekosystému rybničního dna ke slatiništím, vrbinám a olšinám (Jeník, Květ, 1983).

V současnosti je oblast opakovaně zaplavovaná pod stálým vlivem přilehlého toku Prostřední stoky (Obrazová příloha, obrázek 9 a 10). Probíhá zde dlouhodobý intenzivní vědecký výzkum, jehož cílem je objasnit vztahy mezi biotopem a organizmy v podmínkách opakovaného a dlouhodobého zamokření a studium toků látek a energií v prostředí.

Hladina vody se v průběhu roku většinou pohybuje mezi -0,2 m a 1,0 m, nejčastěji asi 0,1 m pod povrchem. Kolísání vodní hladiny a distribuce srážek v roce 2014 jsou znázorněny na obrázku 11. K zaplavení lokality dochází zpravidla v jarním období, při tání sněhu, v případě vydatných letních srážek (přívalových dešťů) a na podzim v období výlovů, kdy z výše položených rybníků je vypouštěna voda a stokami je přiváděna na lokalitu. K extrémním povodním došlo na jaře a v létě roku 2006, kdy hladina vody vystoupala na 2,36 m nad úroveň terénu.



Obrázek 11 : Suma denních srážek a denní průměr vodní hladiny v roce 2014

Tato lokalita, na rozdíl od zbytku Mokrých Luk, není asi od roku 1950 zemědělsky obhospodařována ani jinak využívána. Do té doby zde probíhalo každoroční sečení mokřadních trav a sušení sena. Od ukončení sečení zdejší vegetace se zde vyvinuly pahorky (bulty), tvořené ostřicí štíhlou a plošky holé půdy (šlenky), patrné na obrázku 12.



Obrázek 12. Mokřadní vegetace se adaptovala na záplavy vytvořením bultů. Plošky volné půdy bez rostlin se nazývají šlenky. 18.3.2015, foto autor

V roce 1976 byla na lokalitě vybudována meteorologická stanice Botanického ústavu ČSAV, která již nyní není provozována. V současné době je na výzkumné ploše v provozu ekosystémová stanice Centra výzkumu globální

změny AV ČR, v.v.i. s kontinuálním měřením hlavních meteorologických charakteristik (teplota a vlhkost vzduchu, teplota půdy, srážky, směr a rychlost větru, hladina spodní vody aj.), fotosynteticky aktivního záření a krátko a dlouhovlnného slunečního záření. Jsou zde umístěny přístroje pro měření toků CO₂, CH₄ a vodní páry mezi studovaným ekosystémem a atmosférou metodou výřivé kovariance (eddy-kovariance) analyzátozem plynů Licor 7200 a Licor 7700. (LI-COR, Lincoln, Nebraska USA) a měření emisí metanu LGR (Los Gatos Research, Mountain View, CA USA). Přístroje jsou umístěny na konstrukci samonosného odlehčeného pontonu, který zajišťuje, že v případě povodně, která na místě stanice může dosahovat až dvou metrů, nebudou zaplaveny.. K zabránění riziku odplutí je ponton ukotven a při zvedající se hladině bezpečně stoupá pomocí vodících tyčí a při poklesu hladiny opět dosedne na původní místo.

Vegetační pokryv lokality tvoří převážně společenstva specifického typu mokřadní vegetace asociace *Caricetum gracilis* (Mokřadní vegetace s ostřicí štíhlou), zastoupená zejména Ostřicí štíhlou (*Carex acuta*) (obrázek 13), Třtinou šedavou (*Calamagrostis canescens*), Chrasticí rákosovitou (*Phalaris arundinacea*), Zblochanem vodním (*Clyceria maxima*) a Puškvorcem obecným (*Acorus talamus*) (Chytrý, 2011, Dušek et al.,2012).



Obrázek 13. Porost Ostřice štíhlé (*Carex acuta*) 21.8.2014, foto autor

3. METODIKA

3.1 Zvolený systém měření

Pro měření emisí CO₂ a CH₄ jsem zvolil systém komorového měření. Tento systém se skládá z polypropylenového límce s dosedací plochou na komoru a plastové neprůsvitné izolační komory. Na vrchu izolační komory je umístěn box s časovačem, membránovým čerpadlem a 12V baterií (Obrazová příloha, obrázek 14). Vzduch z vnitřního prostoru komory je za pomoci membránového čerpadla, po 40 minutách od zaklopení komory, najímám do sáčků a následně zanalyzován v infračerveném analyzátoru plynů DLT-100 (Los Gatos Research Inc. USA).

3.2 Rozmístění komor

Byla využita sada šesti prstenců, rozmístěných na výzkumné ploše v bezprostřední blízkosti ekosystémové stanice. Pro podchycení prostorové heterogenity a ve snaze osadit reprezentativní plochu půdy komorami bylo již v dřívějších měřeních (Picek, nepublikováno), zvoleno rozmístění ve tvaru písmene T, tři podél přístupové cesty a další tři kolmo na přístupovou cestu v linii ekosystémové stanice. Toto rozmístění mělo taktéž zaručit co nejmenší poškození lokality při častém pobytu na ploše. Konkrétní místa byla vybrána v porostu s převahou ostřice štíhlé. Jednotlivé prstence jsou zaraženy do půdy na volných místech mezi bulvy (vyvýšené trsy vegetace) v tzv. šlencích.

3.3 Těsnost komor

Těsnící efekt mezi komorou a límcem je zajištěn vodou nalitou v drážce dosedací plochy na límci. Takto je zcela zabráněno výměně vzduchu mezi vnitřkem komory a vnějším prostředím. Veškeré prostupy na hadice a přívod energie k ventilátoru v plášti izolační komory jsou zajištěny plastovými průchodkami s vnitřní pryžovou výstelkou, která po dotažení průchodky zcela obepne hadice i vodiče.

3.4 Odběr vzorků a vyrovnání tlaku uvnitř komor

Po změření teploty půdy v hloubce 5cm byla přiklopena na límec izolační komora. Zapnutím spínače na ovládacím boxu byl uveden do chodu pomaluběžný ventilátor umístěný u stropu komory. Tento zajišťuje promíchávání vzduchu uvnitř komor. Zároveň byl spuštěn časovač, jež po 40 minutách po zaklopení komory aktivoval membránové čerpadlo v boxu, které je propojeno s vnitřním prostředím komory dvěma polyuretanovými hadicemi o vnitřním průměru 6mm. Jednou z těchto hadic je přes filtrační jednotku nasáván vzduch z komory a druhou je vháněn do PVC odběrného sáčku. Tento odběrný sáček je umístěn ve vnitřním prostoru komory, tím je zabráněno vytváření nežádoucích podtlaků čerpáním vzduchu z komory.

Celkem bylo odebráno 156 vzorků plynu v období 25.4.-24.11.2014. Na začátku vegetační sezóny, v měsíci dubnu, proběhlo jedno měření. V květnu tři, červnu dvě, červenci, srpnu a září po čtyřech měřeních, v říjnu pět a v závěru vegetační sezóny, v listopadu, tři měření.

3.5 Analýza odebraných vzorků a zpracování dat

Po naplnění odběrného sáčku vzduchem, byl tento odpojen od přívodní hadice, uzavřen k tomu určenou zátkou a odnesen na ekosystémovou stanici Centra výzkumu globální změny AV ČR, v.v.i, vybavenou infračerveným analyzátozem plynů. Pomocí IRGA byly zjištěny koncentrace oxidu uhličitého a metanu v analyzovaných vzorcích. Změřené koncentrace byly zaznamenány do bloku a uchovány pro další zpracování.

Naměřená data koncentrací CO₂ a CH₄ byla zpracována a uspořádána do tabulek a grafů v programu Microsoft Office Excel. Popisná statistika je součástí analytických nástrojů téhož programu.

Emise CO₂ a CH₄ byly pro možnost srovnání přepočteny na hodnoty uvolněného uhlíku a jsou uváděny v měrných jednotkách pro CO₂-C v [mg m⁻² hod⁻¹] a pro CH₄-C v [μg m⁻² hod⁻¹]. Kvůli značnému rozpětí mezi minimálními a maximálními hodnotami toků, je v dalším zpracování dat používán medián místo obvykle používaného průměru.

4. VÝSLEDKY

Tabulka 2 představuje přehled množství uvolněného uhlíku z půdy vypočtené z koncentrací CO₂ naměřených v emisních komorách K1-K6. Měření probíhalo v 26 opakováních od dubna po listopad. Ze 156 vzorků byly ve dvou případech naměřeny záporné hodnoty, v pěti případech emise CO₂-C přesáhly hodnotu 100 mg m⁻² hod⁻¹. 106 hodnot bylo z celkového počtu pod úrovní 50 mg m⁻² hod⁻¹. Medián všech hodnot toku CO₂-C byl 34,68 mg m⁻² hod⁻¹. Nejnižší tok -9,38 mg m⁻² hod⁻¹ byl naměřen 26.9.2014 u respirační komory K6, u které byl i nejnižší medián hodnot 29,34 mg m⁻² hod⁻¹. Nejvyšší medián 43,72 mg m⁻² hod⁻¹ byl u komory K3, u které byla 10.6.2014 zaznamenána nejvyšší hodnota toku 147,84 mg m⁻² hod⁻¹.

Tabulka 2: Emise CO₂-C v [mg m⁻² hod⁻¹]

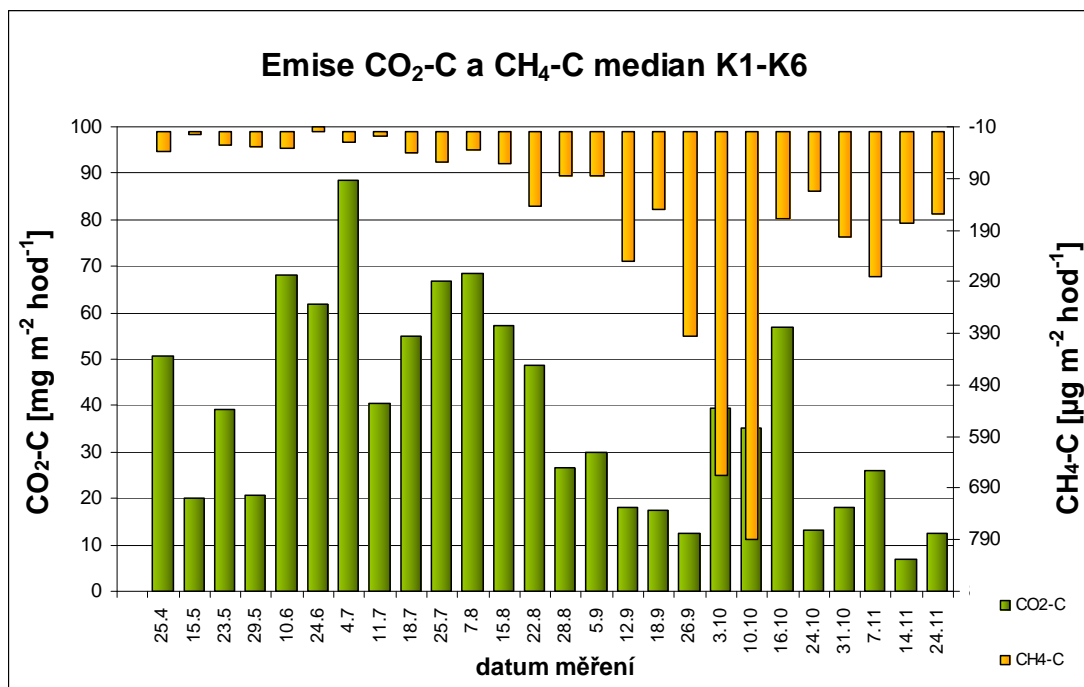
Datum měření	K1	K2	K3	K4	K5	K6
25.4.2014	29.08	42.27	58.75	65.65	46.46	54.86
15.5.2014	22.77	24.61	38.46	17.54	10.46	16.92
23.5.2014	22.64	55.88	95.42	47.28	31.23	25.79
29.5.2014	26.01	29.04	41.44	12.40	15.12	15.12
10.6.2014	60.40	108.15	147.84	23.59	73.92	62.13
24.6.2014	64.25	54.39	86.36	59.46	69.62	53.49
4.7.2014	96.03	119.53	100.09	80.65	72.53	77.17
11.7.2014	45.69	35.54	45.09	32.85	80.03	21.80
18.7.2014	35.62	47.01	61.32	48.76	70.66	67.45
25.7.2014	59.10	65.18	90.09	68.08	84.59	59.68
7.8.2014	44.15	65.94	92.96	109.22	71.17	58.39
15.8.2014	59.16	55.33	67.11	67.99	33.26	42.68
22.8.2014	46.81	44.74	72.59	80.00	48.29	49.18
28.8.2014	25.83	27.91	49.86	25.22	20.80	27.58
5.9.2014	25.47	34.65	42.35	25.47	28.72	31.09
12.9.2014	24.72	14.73	12.56	44.25	21.50	5.73
18.9.2014	19.79	14.77	12.70	31.54	26.58	12.41
26.9.2014	16.95	9.99	11.50	14.83	22.40	-9.38
3.10.2014	37.92	41.25	28.33	62.92	63.33	31.67
10.10.2014	31.62	43.07	28.61	50.90	38.55	27.41
16.10.2014	57.81	55.72	73.01	37.25	62.28	33.67
24.10.2014	34.72	9.92	6.82	16.74	11.16	15.19
31.10.2014	22.21	16.96	19.43	21.59	2.78	13.57
7.11.2014	20.71	17.36	18.88	31.07	41.12	43.56
14.11.2014	8.56	6.12	7.95	26.60	-0.92	4.89
24.11.2014	15.03	5.64	34.45	24.43	0.31	9.71

Toky uhlíku uvolněného z půdy, vypočtené z koncentrací CH₄ naměřených v emisních komorách K1-K6, jsou uvedeny v tabulce 3. Zjištěný medián všech hodnot byl 66,63 μg m⁻² hod⁻¹. Z celkového počtu 156 měření bylo 5 hodnot záporných. Všechny záporné hodnoty byly naměřeny ve shodný den, 24.6.2014. Deset hodnot přesáhlo úroveň 1000 μg m⁻² hod⁻¹, v komoře K2 čtyřikrát, v K4 ve čtyřech případech a v K6 dvakrát. U respiračních komor K1, K3 a K5 byly všechny hodnoty emisí pod 1000 μg m⁻² hod⁻¹. U komory K3 bylo zjištěno ze všech komor nejnižší komorové maximum 288.75 μg m⁻² hod⁻¹, u K2 bylo zaznamenáno nejvyšší a to 5561.66 μg m⁻² hod⁻¹, komora K2 zároveň dosáhla největšího mediánu hodnot 166.66 μg m⁻² hod⁻¹. Nejmenší medián hodnot 26.09 μg m⁻² hod⁻¹ byl zjištěn u komory K1.

Tabulka 3: Emise CH₄-C v [μg m⁻² hod⁻¹].

Datum měření	K1	K2	K3	K4	K5	K6
25.4.2014	50.96	116.90	23.98	200.84	3.00	0.00
15.5.2014	6.15	6.15	27.69	9.23	3.08	3.08
23.5.2014	2.87	28.65	25.79	25.79	106.02	8.60
29.5.2014	0.00	12.10	33.27	36.30	30.25	24.20
10.6.2014	8.63	161.07	43.14	60.40	17.26	14.38
24.6.2014	-8.96	-5.98	-5.98	-8.96	-14.94	-11.95
4.7.2014	26.11	324.93	26.11	11.60	5.80	0.00
11.7.2014	2.99	14.93	8.96	8.96	8.96	11.94
18.7.2014	20.44	55.48	49.64	46.72	11.68	35.04
25.7.2014	26.07	66.63	66.63	34.76	69.52	52.14
7.8.2014	5.81	37.76	49.38	31.95	5.81	75.53
15.8.2014	23.55	85.36	76.53	147.17	8.83	47.09
22.8.2014	20.74	219.25	71.11	601.45	17.78	334.80
28.8.2014	12.50	110.69	56.54	514.77	5.95	113.07
5.9.2014	23.69	977.23	88.84	82.92	44.42	675.18
12.9.2014	227.74	1252.56	35.96	275.68	194.78	3601.85
18.9.2014	38.40	212.66	82.70	1063.29	395.78	85.65
26.9.2014	108.98	299.69	142.28	926.33	248.23	4861.71
3.10.2014	552.92	5561.67	288.75	2657.92	774.17	120.00
10.10.2014	909.49	1192.57	147.57	1382.30	210.81	668.56
16.10.2014	104.30	1388.65	187.74	160.92	175.82	62.58
24.10.2014	127.10	145.70	99.20	89.90	213.89	6.20
31.10.2014	49.35	1946.28	49.35	209.74	197.40	373.22
7.11.2014	103.56	469.06	188.84	368.55	377.68	24.37
14.11.2014	30.58	348.59	45.87	302.73	51.98	617.68
24.11.2014	78.30	172.27	147.21	216.12	87.70	566.92

Grafické znázornění emisí CO₂-C a CH₄-C v průběhu vegetační sezóny roku 2014 uvádí obrázek 15. V první polovině bylo dosaženo největších denních emisí CO₂-C , druhá polovina sezóny byla ve znamení vysokých denních toků CH₄-C.



Obrázek 15. Emise CO₂-C a CH₄-C v průběhu vegetační sezóny roku 2014

Základní popisná statistika emisí u jednotlivých respiračních komor pro CO₂-C je uvedena v tabulce 4, pro CH₄-C v tabulce 5. Nejvyšší toky CO₂-C byly naměřeny 10.6.2014 u respirační komory K3 a to 147,84 mg m⁻² hod⁻¹. Komora K3 také dosáhla nejvyššího mediánu, 43,72 mg m⁻² hod⁻¹ i největšího rozdílu mezi minimálními a maximálními emisemi, 141,02 mg m⁻² hod⁻¹. Nejnižší emise -9,38 mg m⁻² hod⁻¹ byly zaznamenány 26.9.2014 u komory K6, u které byl i nejnižší medián hodnot, a to 29,34 mg m⁻² hod⁻¹. Emise CH₄-C byly nejvyšší 3.10.2014 u respirační komory K2 a to 5561,67 μg m⁻² hod⁻¹. Nejnižší tok byl 24.6.2014, -14,94 μg m⁻² hod⁻¹ u komory K5. 5567,64 μg m⁻² hod⁻¹ byl největší rozdíl mezi maximální a minimální hodnotou emisí CH₄-C u komory K2, u které byl zaznamenán nejvyšší medián, 166,67 μg m⁻² hod⁻¹.

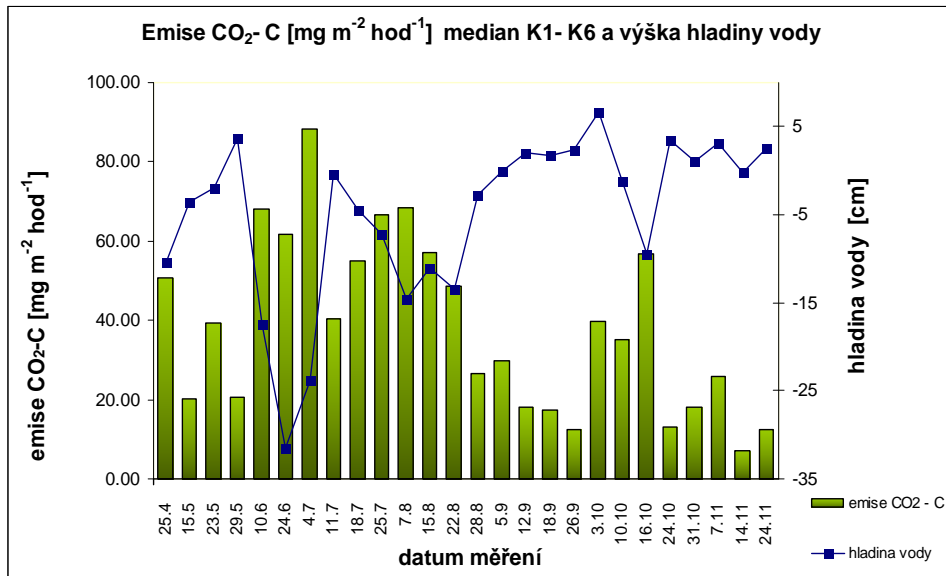
Tabulka 4. Základní popisná statistika emisí CO₂-C u jednotlivých respiračních komor

	KOMORA 1	KOMORA 2	KOMORA 3	KOMORA 4	KOMORA 5	KOMORA 6
	CO ₂ -C [mg m ⁻² hod ⁻¹]	CO ₂ -C [mg m ⁻² hod ⁻¹]	CO ₂ -C [mg m ⁻² hod ⁻¹]	CO ₂ -C [mg m ⁻² hod ⁻¹]	CO ₂ -C [mg m ⁻² hod ⁻¹]	CO ₂ -C [mg m ⁻² hod ⁻¹]
Min	8.56	5.64	6.82	12.40	-0.92	-9.38
Max	96.03	119.53	147.84	109.22	84.59	77.17
Rozdíl max min	87.47	113.89	141.02	96.82	85.51	86.56
Průměr ± S.D.	36.66 ± 19.92	40.22 ± 28.50	51.69 ± 35.58	43.32 ± 24.71	40.23 ± 26.94	32.76 ± 22.38
Medián	30.35	38.39	43.72	35.05	35.90	29.34

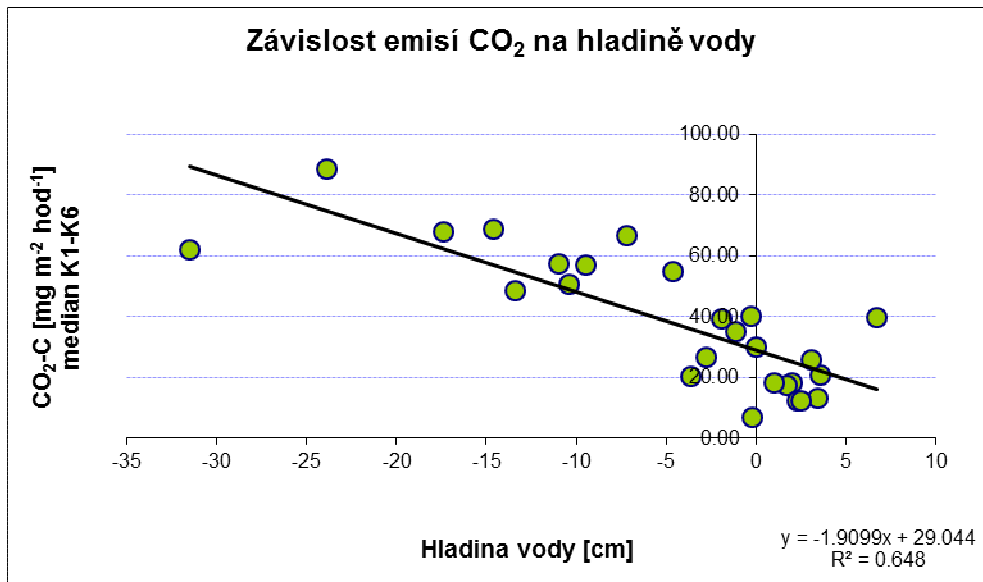
Tabulka 5. Základní popisná statistika emisí CH₄-C u jednotlivých respiračních komor

	KOMORA 1	KOMORA 2	KOMORA 3	KOMORA 4	KOMORA 5	KOMORA 6
	CH ₄ -C [μg m ⁻² hod ⁻¹]	CH ₄ -C [μg m ⁻² hod ⁻¹]	CH ₄ -C [μg m ⁻² hod ⁻¹]	CH ₄ -C [μg m ⁻² hod ⁻¹]	CH ₄ -C [μg m ⁻² hod ⁻¹]	CH ₄ -C [μg m ⁻² hod ⁻¹]
Min	-8.96	-5.98	-5.98	-8.96	-14.94	-11.95
Max	909.49	5561.67	288.75	2657.92	774.17	4861.71
Rozdíl max min	918.45	5567.64	294.73	2666.88	789.11	4873.66
Průměr ± S.D.	98.16 ± 200.11	584.65 ± 1139.44	79.12 ± 67.78	363.74 ± 588.49	125.06 ± 176.88	475.84 ± 1142.48
Medián	26.09	166.67	53.09	154.04	48.20	62.58

Na obrázku 16 jsou graficky zaznamenány emise $\text{CO}_2\text{-C}$ za jednotlivá měření ve vegetační sezóně 2014 a kolísání vodní hladiny. Nejvyšší tok (medián K1-K6) byl naměřen 4.7.2014 a to $88,34 \text{ mg m}^{-2} \text{ hod}^{-1}$, nejnižší emise, $7,03 \text{ mg m}^{-2} \text{ hod}^{-1}$, byly naměřeny dne 14.11.2014. Obrázek 17 ukazuje růst emisí $\text{CO}_2\text{-C}$ v závislosti na hladině vody. Černá úsečka znázorňuje lineární regresi závislosti toku $\text{CO}_2\text{-C}$ na vodní hladině.

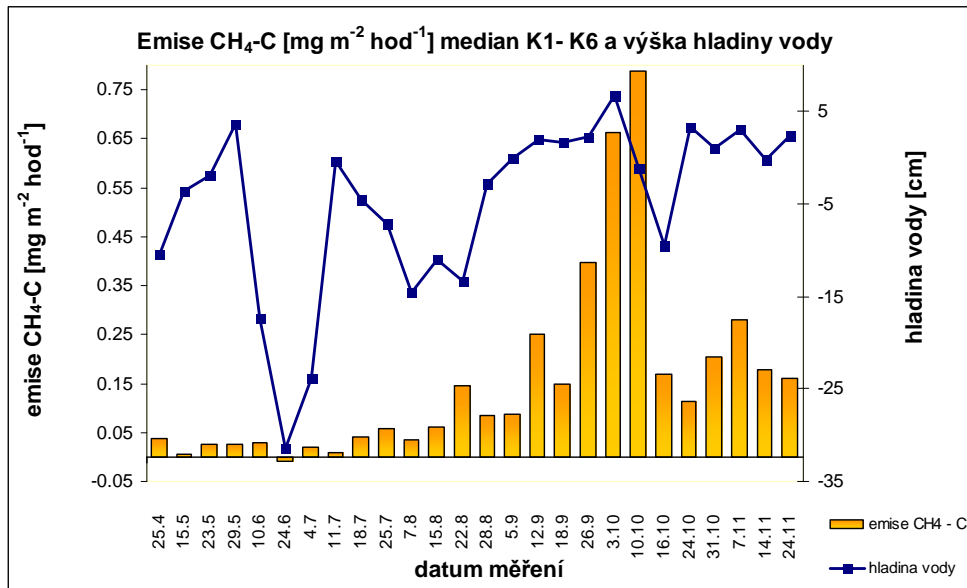


Obrázek 16. Toky $\text{CO}_2\text{-C}$ v jednotlivých dnech měření a kolísání vodní hladiny

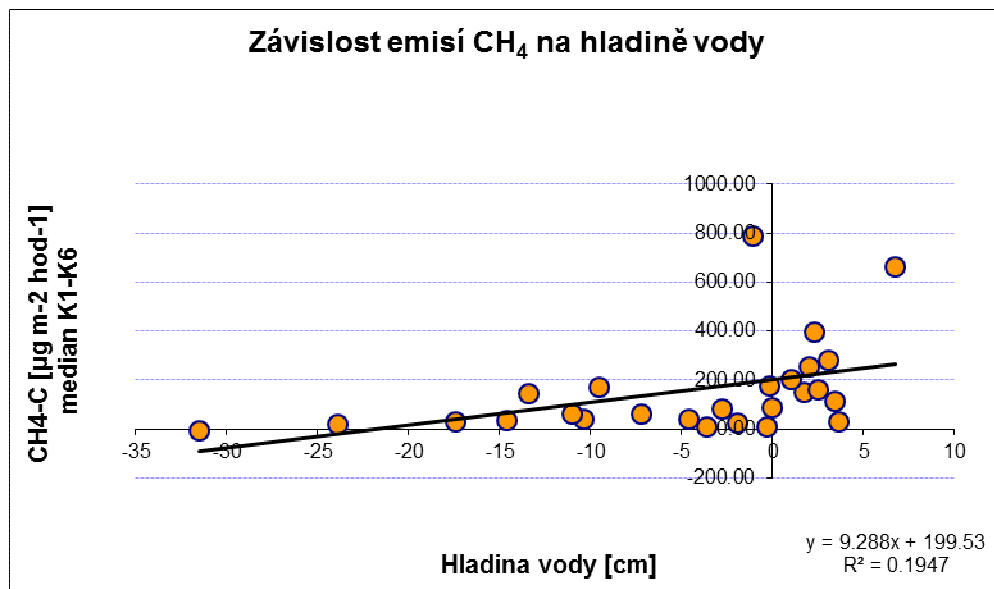


Obrázek 17. Regresní přímka závislosti emisí $\text{CO}_2\text{-C}$ na hladině vody

Obrázek 18 graficky znázorňuje toky $\text{CH}_4\text{-C}$ za jednotlivá měření ve vegetační sezóně 2014 a kolísání vodní hladiny. Nejvyšší emise $789,03 \mu\text{g m}^{-2} \text{ hod}^{-1}$ (medián K1-K6) byly naměřeny 10.10.2014, naopak nejnižší 24.6.2014 a to $-8,96 \mu\text{g m}^{-2} \text{ hod}^{-1}$. V grafu je pro přehlednost použita jednotka $\text{mg m}^{-2} \text{ hod}^{-1}$. Obrázek 19 ukazuje růst emisí $\text{CH}_4\text{-C}$ v závislosti na hladině vody. Černá úsečka znázorňuje lineární regresi závislosti toku $\text{CH}_4\text{-C}$ na vodní hladině.



Obrázek 18. Toky $\text{CH}_4\text{-C}$ v jednotlivých dnech měření a kolísání vodní hladiny



Obrázek 19. Regresní přímka závislosti emisí $\text{CH}_4\text{-C}$ na hladině vody

V tabulce 6 je zaznamenána popisná statistika emisí CO₂-C [mg m⁻² hod⁻¹] jednotlivých dnů měření. Největší rozdíl mezi maximálním a minimálním tokem, 124,25 mg m⁻² hod⁻¹ změřeným v respiračních komorách K1-K6, stejně jako maximální emise, byl zaznamenán 10.6.2014. Nejmenší rozdíl 16,88 mg m⁻² hod⁻¹ a tudíž nejvyrovnanější emise CO₂-C v komorách K1-K6 byly naměřeny 5.9.2014. Nejvyšší medián denních hodnot 88,34 mg m⁻² hod⁻¹ byl zaznamenán 4.7.2014, nejnižší medián denních hodnot 7,03 mg m⁻² hod⁻¹ dne 14.11.2014.

Tabulka 6. Popisná statistika toku CO₂-C [mg m⁻² hod⁻¹] jednotlivých dnů měření

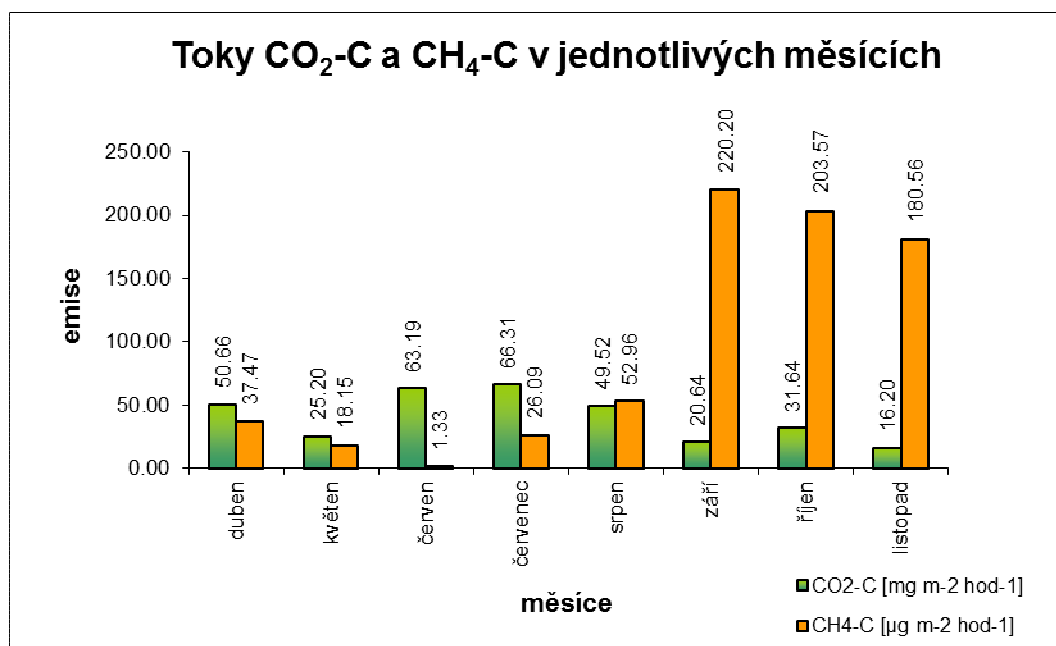
Datum měření	Min	Max	Rozdíl max-min	Průměr ± S.D.	Median
25.4.2014	29.08	65.65	36.57	49.51 ± 13.07	50.66
15.5.2014	10.46	38.46	28.00	21.79 ± 9.56	20.15
23.5.2014	22.64	95.42	72.78	46.37 ± 27.25	39.26
29.5.2014	12.40	41.44	29.04	23.19 ± 11.15	20.57
10.6.2014	23.59	147.84	124.25	79.34 ± 43.16	68.02
24.6.2014	53.49	86.36	32.87	64.59 ± 12.27	61.86
4.7.2014	72.53	119.53	47.00	91.00 ± 17.67	88.34
11.7.2014	21.80	80.03	58.23	43.50 ± 19.95	40.31
18.7.2014	35.62	70.66	35.04	55.14 ± 13.55	55.04
25.7.2014	59.10	90.09	31.00	71.12 ± 13.13	66.63
7.8.2014	44.15	109.22	65.07	73.64 ± 23.69	68.56
15.8.2014	33.26	67.99	34.73	54.26 ± 13.81	57.25
22.8.2014	44.74	80.00	35.26	56.94 ± 15.25	48.74
28.8.2014	20.80	49.86	29.06	29.53 ± 10.28	26.71
5.9.2014	25.47	42.35	16.88	31.29 ± 6.45	29.91
12.9.2014	5.73	44.25	38.52	20.58 ± 13.40	18.12
18.9.2014	12.41	31.54	19.14	19.63 ± 7.93	17.28
26.9.2014	-9.38	22.40	31.79	11.05 ± 10.93	13.17
3.10.2014	28.33	63.33	35.00	44.24 ± 15.32	39.58
10.10.2014	27.41	50.90	23.49	36.69 ± 9.20	35.08
16.10.2014	33.67	73.01	39.34	53.29 ± 15.09	56.77
24.10.2014	6.82	34.72	27.90	15.76 ± 9.96	13.17
31.10.2014	2.78	22.21	19.43	16.09 ± 7.26	18.20
7.11.2014	17.36	43.56	26.19	28.78 ± 11.57	25.89
14.11.2014	-0.92	26.60	27.52	8.87 ± 9.32	7.03
24.11.2014	0.31	34.45	34.14	14.93 ± 12.64	12.37

Popisná statistika emisí CH₄-C [$\mu\text{g m}^{-2} \text{hod}^{-1}$] jednotlivých dnů měření je uvedena v tabulce 7. 24.6.2014 dosáhly minimální i maximální toky CH₄-C záporných hodnot a to -14,94 respektive -5,98 $\mu\text{g m}^{-2} \text{hod}^{-1}$. Tento den byl zaznamenán i nejmenší medián denních hodnot -8,96 $\mu\text{g m}^{-2} \text{hod}^{-1}$. Nejvyšší medián denních hodnot byl 789,03 $\mu\text{g m}^{-2} \text{hod}^{-1}$ dne 10.10.2014.

Tabulka 7. Popisná statistika toku CH₄-C [$\mu\text{g m}^{-2} \text{hod}^{-1}$] jednotlivých dnů měření

Datum měření	Min	Max	Rozdíl max-min	Průměr ± S.D.	Median
25.4.2014	0.00	200.84	200.84	65.95 ± 78.85	37.47
15.5.2014	3.08	27.69	24.61	9.23 ± 9.33	6.15
23.5.2014	2.87	106.02	103.16	32.95 ± 37.31	25.79
29.5.2014	0.00	36.30	36.30	22.69 ± 14.03	27.22
10.6.2014	8.63	161.07	152.44	50.81 ± 57.51	30.20
24.6.2014	-14.94	-5.98	8.96	-9.46 ± 3.49	-8.96
4.7.2014	0.00	324.93	324.93	65.76 ± 127.41	18.86
11.7.2014	2.99	14.93	11.94	9.46 ± 3.97	8.96
18.7.2014	11.68	55.48	43.80	36.50 ± 17.40	40.88
25.7.2014	26.07	69.52	43.45	52.63 ± 18.45	59.39
7.8.2014	5.81	75.53	69.72	34.37 ± 26.71	34.86
15.8.2014	8.83	147.17	138.34	64.75 ± 49.98	61.81
22.8.2014	17.78	601.45	583.67	210.85 ± 228.45	145.18
28.8.2014	5.95	514.77	508.82	135.59 ± 191.37	83.61
5.9.2014	23.69	977.23	953.54	315.38 ± 407.76	85.88
12.9.2014	35.96	3601.85	3565.89	931.43 ± 1378.69	251.71
18.9.2014	38.40	1063.29	1024.89	313.08 ± 389.87	149.16
26.9.2014	108.98	4861.71	4752.73	1097.87 ± 1867.94	273.96
3.10.2014	120.00	5561.67	5441.67	1659.24 ± 2120.43	663.54
10.10.2014	147.57	1382.30	1234.74	751.88 ± 506.24	789.03
16.10.2014	62.58	1388.65	1326.07	346.67 ± 512.67	168.37
24.10.2014	6.20	213.89	207.69	113.66 ± 68.67	113.15
31.10.2014	49.35	1946.28	1896.93	470.89 ± 732.76	203.57
7.11.2014	24.37	469.06	444.69	255.34 ± 175.65	278.69
14.11.2014	30.58	617.68	587.10	232.90 ± 234.51	177.35
24.11.2014	78.30	566.92	488.62	211.42 ± 181.71	159.74

Měsícem s nejvyšším tokem CO₂-C byl červenec. Medián hodnot byl na úrovni 66,31 mg m⁻² hod⁻¹. 16,20 mg m⁻² hod⁻¹ byl nejnižší tok zaznamenaný v listopadu. Emise CH₄-C byly nejvyšší v září a to 220,20 μg m⁻² hod⁻¹, nejnižší medián hodnot toku CH₄-C byl 1,33 μg m⁻² hod⁻¹ v červnu. Na obrázku 20 jsou graficky znázorněny mediány hodnot toků CO₂-C a CH₄-C za jednotlivé měsíce vegetační sezóny 2014.



Obrázek 20. Toky CO₂-C a CH₄-C v jednotlivých měsících

5. DISKUZE

Studovaná lokalita představuje dlouhodobě zemědělsky neobhospodařovanou, podmáčenou louku s převahou ostřice štíhlé, která je pravidelně zaplavována vodou. Se souhrnem ročních srážek 456 mm byl rok 2014 silně podprůměrný. Dlouhodobý průměr ročních srážek je 615 mm (Dušek et al., 2012). V sledovaném roce byla hladina vody nad terénem po dobu 131 dní. To odpovídá pětiletému průměru z let 2008-2012 (Stellner, 2013). Nejnižší úroveň dosáhla hladina vody v červnu (-31,7 cm), nejvýše byla v prosinci (6,6 cm). Ve srovnání s předchozím rokem 2013 nedošlo k tak výrazným výkyvům, kdy nejnižše byla hladina vody 44,45 cm pod úrovní terénu a nejvýše 175 cm nad terénem (Dušek, nepublikováno). I v případě nízké úrovně hladiny vody je půda vodou silně saturována a k jejímu vysušení, zpravidla pouze při povrchu, dochází pouze při extrémním nedostatku srážek. Saturace půdy a její zaplavení, mají zásadní vliv na procesy rozkladu a ukládání organických látek (Vymazal, 2005). Zdrojem organické hmoty je zejména zde rostoucí mokřadní vegetace, která není sklízena ani spásána hospodářskými zvířaty, vyprodukovaná biomasa tak zůstává v místě. Po odumření a opadu se ukládá na povrchu a do půdy je zapravována půdními organizmy. V letech 2006-2008 na lokalitě probíhala studie nadzemní produkce biomasy. Kuncová (2009) na základě odebrané biomasy uvádí hodnoty maximální sezónní produkce biomasy převládající ostřice štíhlé (*Carex acuta*) v rozsahu 414-618 g.m⁻², nejvyšší zjištěnou hodnotu celkové biomasy všech druhů 995 g.m⁻². Dalším případným zdrojem organického materiálu jsou občasné záplavy, kdy přilehlou Prostřední stokou je přinášén organický materiál různých velikostí na lokalitu. Organický materiál má výrazný potenciál vázat v půdě značné množství uhlíku a zároveň má vliv na množství a aktivitu půdních organizmů, jež do procesů vnášení a rozkladu organických látek vstupují (Sabine et al., 2003).

Studii zabývající se variabilitou obsahu uhlíku v půdě z roku 2013, bylo zjištěno průměrné procentuální zastoupení organické hmoty v půdě ve výši 40,26 z čehož uhlík činil průměrných 47,93% (Stellner, 2013).

Půdní respirace v podmínkách mokřadního ekosystému je dána respirací kořenů, půdních mikroorganismů a ostatních zástupců edafonu, z části také chemickou oxidací uhlíkatých sloučenin, teplotou a zejména obsahem vody v půdě. Při zaplavení půdy dochází k zpomalení či zastavení rozkladu půdní organické hmoty (Vymazal, 1995, Tomášek, 2007), při dlouhodobém zaplavení trpí aerobní mikroorganismy nedostatkem kyslíku, vytvářejí klidová stadia nebo odumírají (Šantrůčková, 2001). Z 26 dnů měření byla úroveň vody nad povrchem pouze v deseti případech. V první polovině vegetační sezóny byla hladina vody nad terénem pouze jednou a to 29.5. V druhé polovině v devíti případech. To ovlivnilo toky CO_2 i CH_4 . Nejvyšší mediány denních emisí $\text{CO}_2\text{-C}$ byly zaznamenány 10.6., 4.7. a 7.8., při výrazném zaklesnutí vodní hladiny. Pokles vodní hladiny má za následek okysličení vrstev půdy nad vodou a urychlení dekompozice organické hmoty. Zároveň se zvýší aktivita aerobních mikroorganismů. To se projeví v koloběhu uhlíku především jako únik CO_2 do atmosféry. Lineární regresní koeficient závislosti emisí $\text{CO}_2\text{-C}$ na hladině vody, $R^2 = 0.648$, není zcela průkazný, ale spojnice trendu naznačuje vzrůstající emise při poklesu vodní hladiny a naopak. Korelace mezi metanem a vodní hladinou nebyla prokázána. V případě změny prostředí z anaerobního na aerobní je metan, produkováný metanogenními mikroorganismy, oxidován metanotrofními bakteriemi na CO_2 (Hütsch, 2001).

Respirační komorou s největším mediánem hodnot emisí $\text{CO}_2\text{-C}$ 43,72 $\text{mg m}^{-2} \text{hod}^{-1}$ byla K3, největší medián hodnot emisí $\text{CH}_4\text{-C}$ a to 166,66 $\mu\text{g m}^{-2} \text{hod}^{-1}$ byl zjištěn u respirační komory K2. U této komory byl též zaznamenán nejvýraznější rozdíl mezi minimálním a maximálním tokem $\text{CH}_4\text{-C}$, který činil 5567,64 $\mu\text{g m}^{-2} \text{hod}^{-1}$ a celkově nejvyšší maximální hodnota toku $\text{CH}_4\text{-C}$ 5561,66 $\mu\text{g m}^{-2} \text{hod}^{-1}$. V tomto případě bylo dosaženo jediného toku nad hranicí 5000 $\mu\text{g m}^{-2} \text{hod}^{-1}$. Pouze v devíti případech z celkového počtu 156 měření, byla zjištěna hodnota toku $\text{CH}_4\text{-C}$ nad 1000 $\mu\text{g m}^{-2} \text{hod}^{-1}$. Jednalo se vždy o měření z druhé poloviny vegetační sezóny, ve většině případech byla půda zaplavena vodou a došlo zde patrně k ebulici, uvolnění a vyublání obláčku metanu.

Hodnoty toku $\text{CO}_2\text{-C}$ naměřené na studované lokalitě zaplavované mokřadní louky v rozpětí mediánu z respiračních komor K1-K6, 7,03 – 88,34 $\text{mg m}^{-2} \text{hod}^{-1}$ jsou výrazně nižší, než hodnoty emisí např. z horské louky (po odběru

biomasy) v Moravskoslezských Beskydech v rozpětí 132,19 – 285, 98 mg m⁻² hod⁻¹ (Pavelka, 2009) nebo z půdy smrkového porostu tamtéž, 70,85 – 187, mg m⁻² hod⁻¹ (Akosta, 2004). Nelze však srovnávat tyto lokality kvůli jinému hydrologickému režimu, zastoupení vegetace, prokořenění, složení a aktivitě mikrobiálních společenstev, typu půdy a dalším faktorům, majících vliv na emise CO₂. Hodnoty emisí v rozpětí 8,91 – 12,55 CO₂-C mg m⁻² hod⁻¹, které uvádí Reich and Schlesinger (1992), pro mokřady severských oblastí více odpovídají hodnotám z konce sezóny, kdy lokalita byla ve většině případů zaplavena vodou.

V závislosti na teplotě, která ovlivňuje metanogenní procesy, mají mít emise metanu sezónní charakter. V mém případě byly emise silně ovlivněny absencí záplav v první polovině vegetační sezóny, proto se výrazněji projeví až s trvalejším zaplavením půdy v druhé polovině sezóny. Nejnižší hodnota mediánu denních emisí CH₄-C, -8,96 μg m⁻² hod⁻¹ byla naměřena v době nejnižší úrovně vodní hladiny, která zaklesla 31,5 cm pod úroveň terénu. Nejvyšší hodnota mediánu denních emisí, 789,03 μg m⁻² hod⁻¹, byla sice dosažena při úrovni vodní hladiny 0,2 cm pod terénem, ale za posledních dvacet dnů byla půda trvale zaplavena (od 0,4 do 6,2 cm) a úhrn srážek za toto období činil 53,4 mm. Porovnávat jednotlivé mokřady bez jejich bližších znalostí, úrovně hladiny, srážek, teplot, vegetace, typu substrátu, postrádá vypovídající hodnotu, neboť rozpětí hodnot toku CH₄-C, v mém případě -14,94 - 5561,67 μg m⁻² hod⁻¹, je tak velké, že bez popsání všech procesů, souvisejících s uvolňováním metanu, nelze stanovovat seriózní závěry. Mitsch and Gosseling (2000) uvádějí rozpětí toku uhlíku v emisích metanu pro sladkovodní mokřad 41,67 – 18333 μg m⁻² hod⁻¹, zatímco ve slaných mokřadech 33,33 – 4541,67 μg m⁻² hod⁻¹.

6. ZÁVĚR

Předložená diplomová práce měla za úkol vyhodnotit dynamiku výdeje CO_2 z půdy mokřadního ekosystému na Mokrých Loukách u Třeboně. Oxid uhličitý je považován za nejvýznamnější skleníkový plyn, jenž se podílí z 50% na skleníkovém efektu. Dalších 20% činí příspěvek druhého nejdůležitějšího skleníkové plynu metanu. Ačkoli jeho koncentrace dosahují asi 1,9 ppm, jeho zodpovědnost na skleníkovém efektu spočívá v 32 krát vyšší schopnosti absorbovat infračervené záření než je tomu u oxidu uhličitého. V případě mokřadů a zaplavovaných půd, lze metan označit jako plyn pro mokřady typický. Z těchto důvodů byly sledovány i emise metanu a jejich dynamika.

Pomocí respiračních komor byly odebrány vzorky plynů v 26 měřících kampaních, v průběhu vegetační sezóny 2014. Šest respiračních komor bylo na sledované ploše rozmístěno se záměrem obsáhnout prostorovou heterogenitu zaplavované ostřicové louky s cílem minimalizovat poškození lokality. Pro zjištění emisí CO_2 a CH_4 byly měřeny koncentrace v uzavřených komorách a koncentrace pozadí. Rozdílové hodnoty byly pro možnost srovnání převedeny na hodnoty toku uhlíku z půdy, v práci značené $\text{CO}_2\text{-C}$ a $\text{CH}_4\text{-C}$.

Výsledky prokázaly vliv úrovně vodní hladiny na emise. Při nejnižším stavu vodní hladiny, za vzniku aerobních podmínek, dosáhly emise CO_2 nejvyšších hodnot, kdežto emise CH_4 byly záporné. Za anaerobních podmínek, při dlouhodobém zaplavení půdy, byly emise CO_2 výrazně omezeny, zato emise CH_4 dosáhly nejvyšších hodnot. V souhrnu převažovaly emise CO_2 v první polovině vegetačního období, kdy se hladina vody většinou pohybovala pod úrovní terénu. Druhá polovina sezóny byla charakterizována zaplavením půdy a vysokými emisemi CH_4 .

Průběh měření a zjištěné výsledky prokázaly vhodnost použití respiračních komor při měření emisí CO_2 . U emisí CH_4 byly zjištěny velké rozdíly mezi minimálními a maximálními hodnotami. Použitý systém komorového měření nebyl schopen sledovat vznik gradientů koncentrace CH_4 uvnitř komory, např. při

ebulici, proto se jeví jako vhodnější některá z metod kontinuálního měření (eddy kovarienční technikou).

Již v předchozí práci byl potvrzen předpoklad, že nenarušené organické mokřadní půdy mohou představovat dlouhodobý zásobník uhlíku. Je zřejmé, že mokřady mohou hrát velmi důležitou úlohu v globálním uhlíkovém cyklu. Případným odvodněním mokřadu dochází ke změně anaerobního redukčního půdního prostředí na aerobní a oxidační, ve kterém probíhá rozklad dosud akumulované organické hmoty a uvolňování CO₂ do ovzduší. V mokřadu se stabilním hydrologickým režimem dochází k dlouhodobému uložení uhlíku. Množství uhlíku emitovaného ve formě CH₄ z takového prostředí je o více než o řád nižší než emise CO₂.

Je proto v zájmu společnosti chránit mokřady jako potenciální úložiště uhlíku se schopností redukovat koncentrace CO₂ v atmosféře, jako prostor podporující pestrost v krajině, ale i jako životní prostředí mnohých druhů rostlin a živočichů na mokřadní biotop vázaných.

7. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

Acosta M., Janouš D., Marek M. V.,(2004): Soil surface CO₂ fluxes in a Norway spruce stand. *Journal of Forest Science*, 50:573-578.

Alm J., Saarinio S., Nykänen H., Silvola J., Martikainen P. J. (1999a): Winter CO₂, CH₄ and N₂O fluxes on some natural and drained boreal peatlands. *Biogeochemistry* 44, 163-186.

Armentano T. V., Verhoeven J. T. A. (1991): Biogeochemical cycles: global In: Patten, B.C. (ed.) *Wetlands and Shallow Continental Water Bodies*. SPB Academic Publishing, The Hague, Netherland, 281-311.

Atkin O. K., Tjoelker M. G. (2003): Thermal acclimation and the dynamic response of plant respiration to temperature. *Trends in Plant Science* 8, 343–351.

Baldochi D. D., Meyers T. P. (1991): Trace gas exchange above the floor of a deciduous forest. 1.Evaporation and CO₂ efflux. *J.Geophys. Res.*, 96:7271-7285.

Bardgett R. D., Bowman W. D., Kaufmann R., Schmidt S. K. (2005): A temporal approach to linking aboveground and belowground ecology. *Trends Ecol. Evol.*, 20, 634–641.

Bolin B. (1970): The carbon cycle. *Scientific American* 223(3), 124–130.

Boven G. D., Rovira A. D. (1999): The rhizosphere and its management to improve plant growth. *Adv. Agron.*, 66: 1-102.

Brady N. C., Weil R. R. (2002): *The Nature and Properties of Soils*. 13th ed. Upper Saddle River: Prentice-Hall, New Jersey, 960 s.

Bruce J. P., Frome M., Haites E., Janzen H., Lal R., Paustian K. (1998): Carbon Sequestration in Soils. Soil and Water Conservation Society's, Carbon Sequestration in Soils Workshop, Calgary, Alberta, Canada, 21-22. 5.

Buyanovsky G. A., Wagner G. H. (1983): Annual cycles of carbon dioxide level in soil air. *Soil Science Society of America Journal* 47, 1139–1144.

Bunt J. S., Rovira A. D. (1954): Oxygen Uptake and Carbon Dioxide Evolution of Heat-sterilized Soil *Nature* 173, 1242.

Davidson E. A., Savage K., Verchot L. V., Navarrrro R. (2002): Minimizing artifacts and biases in chamber-based measurements of soil respiration. *Agricultural and Forest Meteorology* 113(1–4), 21–37.

Dušek J., Čížková H., Stellner S., Czerný R., Květ J. (2012): Fluctuating water table affects gross ecosystem production and gross radiation use efficiency in a sedge-grass marsh. *Hydrobiologia* Vol 692 : 57-66.

Erwin K. L. (2009): Wetlands and global climate change: the role of wetland restoration in a changing world. *Wetlands Ecology and Management* 17, 71-84.

Fang C., Moncrieff J. B., Gholz H. L., Clark K. L. (1998): Soil CO₂ efflux and its spatial variation in a Florida slash pine plantation. *Plant Soil*, 205:135-146.

Frouz J. (2010): Půda-živý systém. *Vesmír* 89: 490-492.

Greaves M. P., Darbyshire J. F. (1972): The ultrastructure of the mucilaginous layer on plant roots. *Soil Biology and Biochemistry* 4, 443–449.

Goulden M. L., Wofsy S. C., Harden J. W., Trumbore S. E., Crill P. M., Gower S. T., Fries T., Daube B. C., Fan S. M., Sutton D. J., Bazzaz A. Munger J. W. (1998): Sensitivity of boreal forest carbon balance to soil thaw. *Science* 279: 214–217.

Hanson P. J., Edwards N. T., Garten C. T., Andrews J. A. (2000): Separating root and soil microbial contributions to soil respiration: A review of methods and observations. *Biogeo-chemistry* 48, 115–146.

Hileman B. (2010): Ice Core Record Extended. Chemical & Engineering News,. [cit. 7.2.2015], Dostupné z www <<http://pubs.acs.org/cen/news/83/i48/8348notw1.html>>.

Hirano T., Kim H., Tanaka Y. (2003): Long-term half-hourly measurement of soil CO₂ concentration and soil respiration in a temperate deciduous forest. *J. Geophys. Res.* 108(D20): article 4631.

Holzappel-Pschorn A., Conrad R., Seiler W. (1986): Effect of vegetation on the emission of methane from submerged paddy soil. *Plant and Soil* 92. 223-233.

Hutchinson G. L., Mosier A. R. (1981): Improved soil cover method for field measurement of nitrous oxide fluxes. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45, 311-316.

Hutchinson G. L., Livingston G. P. (2001): Vents and seals in non-steady-state chambers used for measuring gas exchange between soil and the atmosphere. *European Journal of Soil Science* 52. 675-682.

Chapin F. S.III., Matson P. A., Mooney H. A. (2002): Principles of terrestrial ecosystem ecology: Springer Science and Business Media. New York, 436 s.

Chase F. E., Gray P.H.H. (1957): Application of the Warburg respirometer in studying respiratory activity in soil. *Can. J. Microbiol.* 3: 335-349.

Chimner R. A., Cooper D. J. (2003): Influence of water table levels on CO₂ emissions in a Colorado subalpine fen: an in situ microcosm study. *Soil Biology & Biochemistry* 35, 345-351.

Chytrý M. (ed.) (2011): Vegetace České republiky -3. Vodní a mokřadní vegetace. Academia, Praha. 828 s.

Jeník J., Květ J. (1983): Studie zaplavovaných ekosystémů. Academia, Praha. 147 s.

Johnson D. W., Luo Y., Coleman J. S. (2004): Net ecosystem carbon exchange in two experimental grassland ecosystems. *Global Change Biology* 10, 498-508.

Kabata-Pendias A. (2001): Trace elements in Soils and Plants. CRC Press LLC. 413 s.

Kalvová J., Moldan B., (1996): Klima a jeho změna v důsledku emisí skleníkových plynů. Univerzita Karlova, Karolinum, 161 str.

Kayranli B., Scholz M., Mustafa A., Hedmark A. (2010): Carbon Storage and Fluxes within Freshwater Wetlands: a Critical Review. *Wetlands* 30. 111-124.

Kender J. (ed.) (2000): Teoretické a praktické aspekty ekologie krajiny. MŽP a Enigma s.r.o., Praha.

Kimball B. A., Lemon E. R. (1971): Air turbulence effects upon soil gas exchange. *Soil Science Society of America Proceeding* 35, 16–21.

Kirschke S. et al. (2013): Three decades of global methane sources and sinks. *Nature Geoscience* 6, 813-823.

Kumar R., Pandey S., Pandey A. (2006): Plant roots and Carbon sequestration. *Curr Sci* 91, 885-890.

Kuncová Š. (2009): Nadzemní produkce porostu zaplavované louky s dominantní ostřicí štíhlou (*Carex acuta*). [Diplomová práce] České Budějovice. 38 s., Jihočeská univerzita, Zemědělská fakulta.

Kutílek M. (2000): Půda a bilance CO₂ v ovzduší, *Vesmír*, 153.

Květ J., Jeník J., Soukupová L. (2002): Freshwater Wetlands and Their Sustainable Future. A Case Study of the Třeboň Basin Biosphere Reserve, Czech Republic. UNESCO, Paris and Parthenón, Boca Raton.

Laiho R. (2006): Decomposition in peatlands: Reconciling seemingly contrasting results on the impacts of lowered water levels, *Soil Biology & Biochemistry* 38, 2011-2024.

Laine A., Riutta T., Juutinen A., Väliiranta M., Tuittila E-S. (2009): Acknowledging the spatial heterogeneity in modelling/reconstructing carbon dioxide exchange in a northern aapa mire. *Ecological Modelling* 220, 2646-2655.

Lambers H., Chapin F. S.III., Pons T. (1998): Plant physiological ecology. Springer-Verlag, New York.

Ledvina R., Horáček J., Šindelářová M. (2000): Geologie a půdoznalství. Zemědělská fakulta JU, České Budějovice. 203 s.

Lidström M. E. (1992): The genetics and molecular biology of methanol-utilizing bacteria. in Methane and methanol utilizers (J. C. Murrell, and H. Dalton, eds.), , Plenum Press, New York. 183–206.

Lynch J. M., Whipps J. M. (1990): Substrate flow in the rhizosphere. *Plant and Soil* 129,1–10.

Luo Y., Zhou X. (2006): Soil Respiration and the Environment Elsevier 320 s.

Metelka L., Tolasz R. (2009): Klimatické změny: fakta bez mýtů. Praha: Univerzita Karlova. Centrum pro otázky životního prostředí, 40 s.

Mitsch W. J., Gosseling J. G. (2000): Wetlands. 3rd edition. Van Nostrand Reinhold, New York, 892 s.

Mosier A. R. (1990): Gas flux measurement techniques with special reference to techniques suitable for measurements over large ecological uniform areas. In: Bouwman A.F.(ed.), Soils and the Greenhouse Effect. Chichester, John Wiley & Sons Ltd., 289-301.

Nátr L. (2002): Fotosyntetická produkce a výživa lidstva. ISV nakladatelství, ISBN 80-85866-92-7.

Nátr L. (2006): Země jako skleník: Proč se bát CO₂?, Praha, Academia, ISBN 80-200-1362-8.

Pavelka M. (2009): Půdní respirace jako zdroj CO₂ v ekosystému [Disertační práce] Brno. 98 s., Mendelova zemědělská a lesnická univerzita, Agronomická fakulta.

Pechar L. (2000): Intenzifikace hospodaření a ekologická stabilita rybníků – klíčových vodních biotopů Třeboňské pánve. In: Pokorný J., Šulcová J., Hátle M., Hlásek J. (eds.): Třeboňsko 2000. Ekologie a ekonomika po dvaceti letech. ENKI, o. p. s., Správa CHKO Třeboňsko a MaB, s. 109-117.

Pokorný J., Ripl W., Eiseltová M. (1998): Impacts of deforestation and drainage on climate: Landscape management and policy implication – WaterTech Conference Proceedings, Brisbane 26.

Přibáň K., Jeník J., Ondok J. P., Popela P. (1992): Analysis and modeling of wetland microclimate. The case study Třeboň Biosphere Reserve. Studie ČSAV 1992/2. Academia, Praha: 1-168.

Raich J. W., Schlesinger W. H. (1992): The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus* 44B, 81–99.

Raich J. W., Potter C. S. (1995): Global patterns of carbon dioxide emissions from soils. *Global Biogeochemical Cycles* 9, 23–36.

Reddy K. R., Graetz D. A. (1988): Carbon and nitrogen dynamics in wetland soils. In: Hook, D.D. et al. (eds), Vol. 1: The Ecology of Wetlands.. Timber Press, Portland, 307–318.

Ryan M. G., Hubbard R. M., Pongracic S., Raison R. J., McMurtrie R. E. (1996): Foliage, fineroot, woody-tissue and stand respiration in *Pinus radiata* in relation to nutrient status. *Tree Physiol.* 16, 333–343.

Rydin H., Jeglum J. K. (2006): The biology of peatlands. Oxford University Press. 343 s.

Sabine C. S., Hemann M., Artaxo P., Bakker D., Chen C. T. A., Field C. B., Gruber N., Le Quere C., Prinn R. G., Richey J. E., Romero-Lankao P., Sathaye J., Valentini R. (2003): Current status and past trends of the carbon cycle. In *Toward CO₂ stabilization: Issues, strategies, and consequences* (C. B. Field, and M. R. Raupac, eds.), Island Press, Washington, DC.

Samaritani E., Siegenthaler A., Yli-Petäys M., Buttler A., Christin P.-A., Mitchel E. A. D. (2011): Seasonal Net Ecosystem Carbon Exchange of a Regenerating Cutaway Bog: How Long Does it to Restore the C-Sequestration Function? *Restoration Ecology* 19, 440-449.

Šantrůčková H. (2001): Ekologie půdy. Biologická fakulta JU, České Budějovice. 29 s.

Schimel D. S., House J. I., Hibbard K. A., Bousquet P., Ciais P., Peylin P., Braswell B. H., Apps M. J., Baker D., Bondeau A., Canadell J., Churkina G., Cramer W., Denning A. S., Field C. B., Friedlingstein P., Goodale C., Heimann M., Houghton R. A., Melillo J. M., Moore B., Murdiyarso D., Noble I., Pacala S. W., Prentice I. C., Raupach M. R., Rayner P. J., Scholes R. J., Steffen W. L., Wirth C. (2001): Recent patterns and mechanisms of carbon exchange by terrestrial ecosystems. *Nature* 41, 169–172.

Schlesinger W. H. (1997): Biogeochemistry-and analysis of global change. Academic Press, San Diego, Kalifornia. 588 s.

Siegenthaler U., Stocker T. F., Monnin E., Lüthi D., Schwander J., Bernhard Stauffer, Raynaud D., Barnola J.-M., Fischer H., Masson-Delmotte V., Jouzel J. (2005): Stable carbon cycle-climate relationship during the late Pleistocene. *Science* 310, 1313-1317.

Šimek M. (2003): Základy nauky o půdě- 3. Biologické procesy a cykly prvků. Biologická fakulta JU, České Budějovice. 151 s.

Šimek M. (2005): Základy nauky o půdě- 1. Neživé složky půdy. Biologická fakulta JU, České Budějovice. 160 s.

Singh J. S., Gupta S. R. (1977): Plant decomposition and soil respiration in terrestrial ecosystems. *Journal: Botanical Review* 43, 449-528 s., DOI: 10.1007/BF02860844.

Skokanová M., Dercová K. (2008): Humínové kyseliny, původ a struktura. *Chemické listy* 102. 262-268.

Solomon S., Qin D., Manning M., Marquis M., Averyt K., Tignor M. M. B., Miller H. Jr., Chen Z., eds. (2007): *Climate Change 2007 - The Physical Science Basis Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC*, ISBN 978 0521 70596-7, Cambridge University Press, New York, 996 s.

Sparrow E. B., Doxtader K. G. (1973): Adenosine Triphosphate (ATP) in grassland soil: Its relationship to microbial biomass and activity. US/IBP Grassland Biome Tech. Rep. No. 224. Colorado State Univ., Fort Collins. 161s.

Stauffer B., Hofer H., Oeschger H., Schwander J., Siegenthaler U. (1984): Atmospheric CO₂ concentration during the last glaciation. *Annals of Glaciology*, 5, 160-164.

Stellner S. (2013): Variabilita obsahu uhlíku v půdě modelového mokřadu. [Bakalářská práce] České Budějovice. 48 s., Jihočeská univerzita, Zemědělská fakulta.

Swaby R. J., Passey B. I. (1953): A sample macro-respirometer for studies in soil microbiology. *Aust. J. Agric. Res.* 4: 334-339.

Take E. S., Massman W. J., Brandle W. J., Schmidt R. A., Zhou X., Litvina I. V., Garcia R., Doyle G., Rice C. W. (2004): Influence of high-frequency ambient pressure pumping on carbon dioxide efflux from soil. *Agricultural and Forest Meteorology*, 124, 193-206.

Valiela I. (1984): *Marine Ecological Processes*. With 220 figs., New York: Springer-Verlag. 546 s.

Vaněk V., Balík J., Pavlíková D., Tlustoš P. (2009): Racionální použití hnojiv, zaměřené na půdní úrodnost, organickou hmotu v půdě a použití statkových a minerálních hnojiv. ČZU Praha, 151 s.

Vose J. M., Ryan M. G. (2002): Seasonal respiration of foliage, fine roots, and woody tissues in relation to growth, tissue N, and photosynthesis. *Global Change Biol.* 8: 182–193.

Vrba V., Huleš L. (2006): Humus-půda-rostlina (2). Humus půda. Biom.cz – online. [cit. 22.2.2015] Dostupné z < [www: http://biom.cz/cz/odborne-clanky/humus-puda-rostlina-2-puda-humus](http://biom.cz/cz/odborne-clanky/humus-puda-rostlina-2-puda-humus) > ISSN:1801-2655.

Vymazal J. (1995): Čištění odpadních vod v kořenových čistírnách. *Envi.* 147 s.

Walter H., Lieth H. (1967): Kliadiagramm-Weltatlas. Gustav Fischer Verlag. Jena.

Zhang W. J., Ai Xiao H. A., Tong Ch. L., Su Y. R., Xiang W. S., Huang D. Y., Syers J. K., Wu J. (2008): Estimating organic carbon storage in temperate wetland profiles in Northeast China. *Geoderma* 146 : 311–316.

Internetové zdroje

BirdLife International (2015) Important Bird Areas factsheet Trebonsko (Trebou Region), [cit. 7.2.2015], Dostupné z [www< http://www.birdlife.org](http://www.birdlife.org) >

Koncentrace hlavních skleníkových plynů. [cit. 22.2.2015] Dostupné z [www < http://co2now.org/Know-GHGs/All-Greenhouse-Gases](http://co2now.org/Know-GHGs/All-Greenhouse-Gases) >

IPPC(2007): Fourth Assessment Report Climate Change 2007, AR4 [cit. 22.2.2015], Dostupné z [www < http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4_syr_spm.pdf](http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4_syr_spm.pdf) >

IPCC(2013): Fifth Assessment Report Climate Change 2013, AR5. [cit. 22.2.2015], Dostupné z [www < http://www.climatechange2013.org/images/report/WG1AR5_TS_FINAL.pdf >](http://www.climatechange2013.org/images/report/WG1AR5_TS_FINAL.pdf)

Noaa, emise CO₂. [cit. 22.2.2015] Dostupné z [www < http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/co2_data_mlo.html >](http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/co2_data_mlo.html)

Ramsarská úmluva [cit. 7.2.2015], Dostupné z [www < http://mzp.cz/cz/ramsarska_umluva_o_mokradech >](http://mzp.cz/cz/ramsarska_umluva_o_mokradech)

Natura 2000. Nařízení vlády ČR č.680/2004 Sb. [cit. 7.2.2015], Dostupné z [www < www.mzp.cz >](http://www.mzp.cz)

8. PŘÍLOHY

8.1 Přehled zkratk

CO ₂ :	oxid uhličitý
DOC:	rozpuštěný organický uhlík
GPP:	hrubá primární produkce
CH ₄ :	metan
IRGA:	infrared gaz analyzer – infračervený plynový analyzátor
NPP:	čistá primární produkce
Pg:	petagram, 10 ¹⁵
ppb:	parts per billion, 1 miliardtina z celku
ppm:	parts per million, 1 miliontina z celku
Ra:	dýchání nadzemních částí rostlin
Rb:	kořenové dýchání
Re:	celková respirace ekosystému
Rp:	respirace rostlin
SOM:	půdní organická hmota
Tg:	teragram, 10 ¹²

8.2 Obrazová příloha



Obrázek 9. Záplava na studované lokalitě. 6.6.2013, foto autor



Obrázek 10. Prostřední stoka. 22.10.2013, foto autor



Obrázek 14. Respirační komora v porostu ostřice štíhlé. 25.4.2014, foto autor