

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Ústav pro životní prostředí

Studijní program: Ekologie a ochrana prostředí

Studijní obor: Ochrana životního prostředí



Lucie Hübllová

Vliv dominantních druhů stromů na půdní vlastnosti

The effect of tree species on soil properties

Bakalářská práce

Vedoucí práce: **prof. Mgr. Ing. Jan Frouz, CSc**

Červen 2020

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu. Předložená tištěná verze bakalářské práce je totožná s verzí vloženou do Studijního informačního systému.

V Praze dne 5. 6. 2020

Podpis:

Poděkování

V první řadě bych chtěla poděkovat svému školiteli prof. Mgr. Ing. Janu Frouzovi, CSc za jeho cenné rady a pomoc při psaní této práce. Dále bych chtěla poděkovat svojí rodině za podporu při celém mém studiu na vysoké škole. Nakonec bych chtěla poděkovat svým přátelům a spolužákům za to, že mě vždy vyslyšeli a byli mi na celé mojí cestě oporou.

Abstrakt

Kvalitu půdy a její schopnost podporovat růst rostlin a existenci půdních organismů, ovlivňuje především obsah půdního organického uhlíku, který má vliv na řadu půdních vlastností. Největší suchozemské rezervoáry uhlíku (C) představují lesní ekosystémy. Množství C sekvestrovaného v půdě závisí na množství a chemickém složení organické hmoty, která je v lese do půdy dodávána v podobě listového opadu stromů. Jak dlouho a jak pevně bude C v lesní půdě zadrženo závisí na rychlosti dekompozice půdní organické hmoty a stabilizačních mechanismech. Ve své práci jsem porovnála data ze 40 "common garden" experimentů, kde byly jednotlivé druhy stromů vysázeny vedle sebe na homogenní půdě. Množství uloženého C bylo porovnáváno na třech typech zalesněných půd lišících se jejich předchozím využitím. Lesní a bývalé orné půdy reprezentovaly vyvinuté půdy v pozdních fázích pedogeneze. Výsypky reprezentovaly iniciální půdy, kde pedogeneze teprve započala. Bylo zjištěno, že stáří půdy hraje významnou roli v sekvestraci C. Ve vyvinutých půdách se více C ukládalo pod jehličnany, zatímco iniciální půdy ukládaly více C pod listnáči. U výsypek byla dále nalezena negativní závislost množství sekvestrovaného C na C:N poměru listového opadu. Výsledky naznačují, že na iniciálních půdách je sekvestrace C podporována jinými mechanismy než na půdách vyvinutých.

Klíčová slova: půdní organický uhlík, poměr C:N, sekvestrace uhlíku, druhy stromů, common garden

Abstract

Soil quality and its ability to support plant growth and soil organisms is affected by the content of soil organic carbon which can also influence many soil properties. The biggest terrestrial reservoirs of carbon (C) are forests. The amount of C sequestered in soil depends on quantity and quality of organic matter returned to forest floor as leaf litter. For how long and how effectively the C will be stored in soil is largely dependent on the rate of decomposition of organic matter and stabilization mechanisms. In this work I compared data from 40 "common garden" experiments in which different tree species were planted in adjacent plots on homogenous soil. C storage was compared on three types of afforested soils with different previous land use. Forests and former arable soils represented the well-developed soils in late stages of pedogenesis. Post-mining sites represented soils where pedogenesis was in the initial state. I found out that soil age is the controlling factor of carbon sequestration. In well-developed soils more C was stored under conifers. In initial soils on post mining sites on the other hand more C was stored under broadleaves. A negative correlation between sequestered C and C:N ratio in leaf litter was found on post mining sites. The results suggest that different mechanisms of C sequestration are favoured on post mining sites than on well-developed soils.

Keywords: soil organic carbon, C:N ratio, carbon sequestration, tree species, common garden

Obsah

1	Úvod	8
1.1	Cíl práce a výzkumné otázky	10
2	Literární přehled.....	10
2.1	Význam uhlíku v globální změně.....	10
2.1.1	Skleníkový efekt	11
2.1.2	Vliv skleníkového efektu na globální oteplování.....	11
2.1.3	Emise CO ₂ do atmosféry.....	12
2.1.4	Dopady změny klimatu na zásobu C v půdě.....	12
2.1.5	Souvislost s Kjótským protokolem	14
2.2	Globální cyklus uhlíku.....	14
2.2.1	Cyklus C v oceánech	15
2.2.2	Cyklus C na pevnině.....	15
2.2.3	Antropogenní ovlivnění cyklu C.....	16
2.3	Uhlík v půdě	17
2.3.1	Rozklad organické hmoty v půdě	18
2.3.2	Stabilizační mechanismy	22
2.3.3	Sekvestrace C	24
2.3.4	Faktory ovlivňující množství C v půdě	25
2.3.5	Distribuce C v půdě	28
2.4	Uhlík v lesních půdách.....	29
2.4.1	Lesy jako zásobník uhlíku	29
2.4.2	Mechanismy hromadění C v lesních půdách.....	29
2.4.3	Faktory ovlivňující zásobu C v lesních půdách	30
3	Hypotézy	34
4	Metodika	34
5	Výsledky a diskuse.....	36
5.1	Množství C v minerální půdě pod listnatými a jehličnatými stromy.....	36
5.2	Vliv stáří a předchozího vývoje půd na akumulaci C v půdě	37

5.3	Množství C v půdě pod bukem a smrkem.....	39
5.4	Vztah mezi ostatními vlastnostmi půdy a zásobou C v půdě.....	41
5.5	Koncentrace C v půdě pod listnatými a jehličnatými stromy.....	42
5.6	Koncentrace C v půdě pod bukem a smrkem	44
5.7	Poměr C:N v opadu listnatých a jehličnatých stromů.....	46
5.8	Poměr C:N v opadu buku a smrku.....	47
5.9	Množství N v půdě pod listnatými a jehličnatými stromy.....	49
5.10	Množství N v půdě pod bukem a smrkem	51
5.11	Koncentrace N v půdě pod listnatými a jehličnatými stromy	52
5.12	Koncentrace N v půdě pod bukem a smrkem	55
5.13	Porovnání pH půdy pod listnatými a jehličnatými stromy.....	56
5.14	Porovnání pH půdy pod bukem a smrkem.....	58
6	Závěry.....	60
7	Seznam použité literatury	60

Seznam užívaných zkratek

angl. – anglicky

C – uhlík

CO₂ – oxid uhličitý

DIC – rozpuštěný anorganický uhlík (dissolved inorganic carbon)

DOC – rozpuštěný organický uhlík (dissolved organic carbon)

KVK – kationtová výměnná kapacita

N – dusík

O horizont – organický horizont

OM – organická hmota (organic matter)

P – fosfor

POC – partikulovaný organický uhlík (particulated organic carbon)

POH – půdní organická hmota

S – síra

SIC – půdní anorganický uhlík (soil inorganic carbon)

SOC – půdní organický uhlík (soil organic carbon)

Zemědělská p. – zemědělská půda

1 Úvod

Během 20. století došlo v důsledku lidské činnosti k velkému nárůstu oxidu uhličitého (CO₂) a dalších skleníkových plynů (Solomon et al. 2009). To má za následek zesilování skleníkového jevu a globální změnu klimatu (Pooja et al. 2016). Průměrná teplota Země se od doby před průmyslovou revolucí zvýšila o 1,1 °C. Produkce emisí CO₂ se neustále zrychluje, jen za jeden rok mezi lety 2017 a 2018 se celkové antropogenní emise CO₂ zvýšily o 2,1% na hodnotu 36,6 Gt (Jackson et al. 2019). Došlo tedy k nárůstu o 0,5 milionů tun CO₂ (Ritchie a Roser 2019). Pařížská dohoda, která je nejnovější aktualizací Rámcové úmluvy OSN o změně klimatu a navazuje na Kjótský protokol, má za cíl udržet nárůst globální teploty pod hranicí 2 °C oproti hodnotám před průmyslovou revolucí (UNFCCC). Evropská Unie se v rámci Pařížské dohody zavázala, že by do roku 2050 chtěla dosáhnout uhlíkové neutrality. Uhlíkové neutrality není možné dosáhnout jen omezováním emisí, je také potřeba podpořit tzv. propady (angl. sinks), které odebírají CO₂ z atmosféry a ukládají ho v jiných částech ekosystému (European parliament).

Jedním ze způsobů zmírnění dopadů zvýšené koncentrace CO₂ je jeho ukládání v půdě. V půdě je uloženo třikrát více uhlíku (C) než bychom našli v atmosféře nebo rostlinné biomase (Schmidt et al. 2011). C uložený v půdě, jako součást půdní organické hmoty (POH), má vliv na růst rostlin a ovlivňuje téměř všechny půdní vlastnosti. Bez něj by organismy v půdě ztratily zdroj energie a všechny biochemické aktivity probíhající v půdě by se zastavily (Weil a Brady 2016). Globální změna klimatu představuje pro C v půdě velkou hrozbu. V důsledku bakteriálního rozkladu vzniká velké množství CO₂, které se z půdy uvolňuje do atmosféry (Wang a Wang 2018). Půdní organický C (SOC) je velmi citlivý ke změnám klimatu a prostředí (Schmidt et al. 2011). Zvyšování globální teploty společně s nevhodnými způsoby využívání půdy mohou mít zásadní dopad na množství CO₂, které se z půdy uvolňuje (Lal 2004a).

Půda představuje zásadní složku životního prostředí. Kvalita půdy do značné míry ovlivňuje rostlinnou skladbu ekosystému a schopnost půdy podporovat existenci půdních živočichů. Půda nám poskytuje také řadu ekologických služeb. Slouží jako médium pro růst rostlin, recyklační systém živin a odumřelých organismů, poskytuje prostředí pro život půdních organismů, a ovlivňuje složení atmosféry (Weil a Brady 2016). Tvorba půdy je dlouhodobý proces, který je částečně ovlivňován klimatem a vlastnostmi matečné horniny. Tento proces zahrnuje rozklad primárních minerálů a zakomponování organické hmoty (OM) do půdy. Mezi faktory odpovědné za tvorbu půdy patří mimo jiné i přítomnost půdních organismů a rostlin (Blouin et al. 2013).

Typ vegetace společně s dominantními druhy stromů patří mezi důležité faktory ovlivňující vytváření půdy a distribuci živin mezi jednotlivými částmi ekosystému (Alriksson a Eriksson 1998). Současné druhové složení stromů v lesích mírného pásu je často výsledkem dřívějších rozhodnutí v

lesním hospodářství. Druhy jsou vybírány především s cílem získat, co největší objem dřeva a v důsledku poptávky po dřevu konkrétních stromů (Vesterdal et al. 2013). Předpokládá se, že skladba druhů se v důsledku klimatické změny bude měnit (Menyailo et al. 2002). Lesní hospodářství se proto začíná orientovat na využití lesů k adaptaci na změnu klimatu. V tomto ohledu je třeba získat více informací, co se týče vhodného výběru druhů k tomuto účelu (Vesterdal et al. 2013).

Lesní ekosystémy jsou jedním z největších suchozemských rezervoárů C. Jsou schopné zadržovat C v půdě i v biomase stromů (Gurmesa et al. 2013). Množství C uloženého v těchto ekosystémech je závislé na environmentálních a biogeochemických faktorech, a na způsobu obhospodařování půdy (Sevgi et al. 2011). Ukládání C v lesních ekosystémech bylo podle Kyotského protokolu uznáno jako vhodné opatření ke snižování emisí CO₂ (Jandl et al. 2007). Pro praktické využití lesních porostů k sekvestraci C v půdách je důležité vědět, jak je tento proces ovlivněn druhem vysázených stromů a typem půd, které jsou osázeny (Sevgi et al. 2011, Oostra et al. 2006). Tato znalost může vést k praktickému doporučení, jaké typy ploch zalesňovat a kde sázet jaké druhy.

Konkrétní druhy stromů mohou mít různý vliv na půdní vlastnosti a její úrodnost (Sevgi et al. 2011). Stromy mají na půdu přímý i nepřímý vliv. Přímé vlivy jsou důsledkem růstu kořenů, které podporují vznik půdních pórů a půdních agregátů (Frouz et al. 2013). Dalším přímým důsledkem je produkce opadu (Reich et al. 2005). Především jeho chemické složení, které ovlivňuje množství POH dodávané do půdy a rychlost dekompozice opadu (Reich et al. 2005, Frouz et al. 2013). Rychlost dekompozice pak může mít dále vliv na stabilitu POH (Schmidt et al. 2011). Mezi nepřímé vlivy patří působení stromů na množství půdních organismů (Frouz et al. 2013). Rozdílné složení opadu jednotlivých druhů stromů vytváří v půdě specifické podmínky pro život konkrétních organismů a ty se následně také podílejí na vzniku půdy a ovlivňují její vlastnosti (Trum et al. 2011, Oostra et al. 2006).

Na téma vlivu stromů na půdní vlastnosti byla vypracována řada studií, ale žádná z nich nezahrnovala porovnání ukládání C na půdách mladých a zároveň půdách starších. Jen velmi málo studií se zabývalo porovnáním rychlosti sekvestrace C v půdách, které byly před zalesněním využívány jiným způsobem. Například Frouz a Vindušková (2018) ukazují, že hromadění C na zalesněných půdách výsypek je mnohem rychlejší než na zalesněných zemědělských půdách. Nenašla jsem však žádnou studii, která by se zabývala interakcí vlastností dřevin a půd, tedy porovnáním rychlosti sekvestrace C pod různými druhy dřevin na různých půdách. I tyto faktory mohou hrát zásadní roli při ukládání C v půdě a jsou tedy důležité pro lepší pochopení vztahů mezi konkrétními druhy stromů a půdními vlastnostmi. Lepší pochopení těchto vztahů je důležité především z důvodu zmírnění dopadů globální změny klimatu a snížení emisí CO₂ do atmosféry.

1.1 Cíl práce a výzkumné otázky

Cílem mé práce bylo shromáždit studie zabývající se vlivem druhů stromů na množství C v různých typech půd, a to v půdách lesních, zemědělských, a na výsypkách. Vzhledem k tomu že ukládání C v půdě je úzce spojeno s dostupností dusíku (N) a pH půdy, zabývala jsem se i těmito parametry. **Moje hlavní výzkumné otázky byly:** 1) jak se liší množství uloženého C a N pod listnáči a jehličnany na různých typech půd; 2) může stáří a předchozí způsob obhospodařování těchto půd ovlivnit množství C a N, které se v nich ukládá; 3) liší se hlavní mechanismy ukládání těchto živin na mladých půdách a na půdách již dobře vyvinutých; a 4) jak souvisí rychlost ukládání N v půdách s různou historií využívání na vlastnostech listového opadu (především na C:N poměru) rostlin. Pro zodpovězení těchto otázek jsem provedla kvalitativní analýzu literárních údajů z tzv. common garden experimentů, kdy bylo více druhů stromů vysázeno na jednom místě na stejném substrátu.

2 Literární přehled

2.1 Význam uhlíku v globální změně

Od začátku průmyslové revoluce došlo k velkému nárůstu koncentrace CO₂ a dalších skleníkových plynů (Lal 2004a). Emise CO₂ způsobené lidskou činností se v roce 2018 zvýšily o 2,1% na hodnotu 36,6 Gt CO₂. Odhad pro rok 2019 je nárůst o 0,6% na hodnotu 36,8 Gt CO₂ (Jackson et al. 2019). CO₂ je významným skleníkovým plynem, a proto jeho nárůst souvisí se zvyšováním globální teploty (Solomon et al. 2009).

Vzrůst globální povrchové teploty už překročil kritickou hodnotu oteplení o 0,1 °C za desetiletí. Při překročení této hodnoty už se ekosystémy nezládají na rychlé změny adaptovat (Lal 2004a). Celosvětově povedou tyto změny především ke změně klimatu, množství a distribuce srážek, nebo zvýšení hladiny oceánu (Solomon et al. 2009). V půdě povedou především k poklesu množství POH a narušení půdní struktury, zvýšení povrchového odtoku a eroze, narušení koloběhu vody a cyklů důležitých prvků (např. C, N, fosforu [P] či síry [S]). To může mít následně negativní dopady i na produkci biomasy, biodiverzitu a celé životní prostředí (Lal 2004b).

Hromadění C v půdě má naproti tomu značný mitigační i adaptační potenciál. Mitigační potenciál spočívá ve schopnosti půdy odebírat CO₂ z atmosféry a ukládat ho v podobě SOC (Abdullahi et al. 2018). CO₂ může být taktéž odebírán z atmosféry rostlinami a ukládán v jejich biomase (Sedjo a Sohngen 2012). Adaptace půdy na změnu klimatu spočívá ve zvýšení odolnosti půdy vůči stoupající teplotě a extrémním klimatickým událostem, jako jsou sucho, povodně či bouře (FAO/GSP 2017). Ukládáním C v půdě se zvyšuje množství POH, což vede ke zlepšení půdních vlastností a produktivity.

POH zlepšuje půdní strukturu, dostupnost živin, a schopnost půdy zadržovat vodu (Abdullahi et al. 2018).

2.1.1 Skleníkový efekt

Skleníkový efekt vzniká v důsledku interakce energie záření se skleníkovými plyny (Kweku et al. 2018). Skleníkové plyny umožňují průchod krátkovlnnému záření (tj. ultrafialové záření) k zemskému povrchu (Weil a Brady 2016). Energie slunečního záření, která projde vrstvou se skleníkovými plyny je absorbována povrchem Země a ten se díky tomu zahřívá. Země poté vyzařuje dlouhovlnné infračervené záření. Toto záření je zachyceno skleníkovými plyny a následně je jimi opět vyzařeno. Část tohoto záření dorazí zpět k povrchu a zahřeje ho. Tento proces se nazývá "skleníkový efekt" (Pooja et al. 2016).

Hlavními skleníkovými plyny jsou vodní pára (H_2O), oxid uhličitý (CO_2), methan (CH_4), oxid dusný (N_2O) a ozon (O_3). Koncentrace těchto plynů v atmosféře je určena rovnováhou mezi zdroji (těmi jsou především emise přírodními systémy a lidskou aktivitou) a propady (způsoby odstranění těchto plynů z atmosféry změnou na jiné chemické látky) (Pooja et al. 2016). Skleníkové plyny se přirozeně vyskytují v atmosféře Země a tvoří kolem ní jakýsi obal (Kweku et al. 2018).

Skleníkové plyny tedy umožňují zachycovat tepelnou energii v atmosféře a tím zvyšovat teplotu Země (Weil a Brady 2016). Skleníkový efekt je jeden z nejdůležitějších faktorů, který činí Zemi obyvatelnou. Bez něj by se průměrná teplota na Zemi pohybovala kolem $-19\text{ }^{\circ}\text{C}$. Je třeba zdůraznit, že skleníkový efekt je přirozený proces, který udržuje teplotu na Zemi již milióny let (Kweku et al. 2018).

2.1.2 Vliv skleníkového efektu na globální oteplování

Jak již bylo zmíněno výše, skleníkové plyny vznikají v důsledku biologických procesů a v atmosféře se vyskytují v určitém množství přirozeně (Weil a Brady 2016). Další množství jich je však do atmosféry dodáváno lidskou činností a toto množství v posledních letech strmě stoupá (Pooja et al. 2016).

Vzrůst množství skleníkových plynů v atmosféře způsobuje, že vliv skleníkového efektu je umocňován a v atmosféře se tak akumuluje větší množství tepelné energie. Zemské klima se tomuto vlivu musí nějakým způsobem přizpůsobit, aby mohlo změny vyrovnávat. To se projevuje globální změnou klimatu. Hlavním projevem změny klimatu je především globální oteplování, které se projevuje vzrůstem průměrné teploty Země (Pooja et al. 2016). Většina vědců se shoduje na tom, že průměrná teplota Země již vzrostla zhruba o $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ a bude i nadále růst.

2.1.3 Emise CO₂ do atmosféry

Skleníkový plyn, jehož koncentrace se v současné době zvyšuje nejrychleji je CO₂. V době před průmyslovou revolucí byla jeho koncentrace v atmosféře 280 ppm a v současnosti vystoupala až na 400 ppm (Weil a Brady 2016). CO₂ se do atmosféry dostává především spalováním fosilních paliv (např. uhlí, zemní plyn a nafta), pevného odpadu, dřeva, a také jako produkt chemických reakcí (např. výroba cementu) (Pooja et al. 2016). Velmi významné emise CO₂ však vznikají v i důsledku ztráty OM z půdy (Weil a Brady 2016). Ztrátu C z půdy způsobuje především změna využití půdy. Změna využití půdy zahrnuje deforestaci, spalování biomasy, a změnu přirozených ekosystémů na zemědělské (Lal 2004a). Půda má na jednu stranu schopnost C ukládat, ale také ho dokáže vypouštět zpět do atmosféry. Některé zemědělské praktiky, které půdu poškozují mohou způsobit zvýšené emise CO₂ (Muñoz et al. 2010).

Lidská činnosti narušující půdu může zvýšit emise CO₂ do atmosféry. Mezi tyto činnosti patří především deforestace a vypalování lesů, orba, odvodňování, intenzivní zemědělství s malými vstupy OM do půdy, a nevhodné nebo žádné střídání plodin (Lal 2004a). Vypalování odstraňuje listový opad z půdního povrchu a zabraňuje tak návratu C do půdy. Stejně tak dochází v důsledku požárů i ke ztrátě velkého množství živin a půdních organismů (Bot a Benites 2005). V důsledku orby dochází k přenesení opadu hlouběji do půdy, což vede ke zvýšené mineralizaci, protože opad se dostává do vlhkých podmínek příznivých pro dekompozici (Gregorich et al. 1998). Orba také vede k narušení agregátů. C nacházející se uvnitř agregátů se díky tomu stává více dostupný pro mikroorganismy, což vede ke zrychlení dekompozice. Odvodňování půdy vede ke snížení půdní vlhkosti, zvýšení teploty půdy a zrychlení mineralizace SOC. Všechny tyto zemědělské praktiky vedou k postupné degradaci půdy. Degradace vede ke snížení produktivity biomasy, kvality opadu, a množství C vstupujícího do půdy. V důsledku toho se snižuje i množství POH. Hlavním degradačním procesem způsobujícím uvolňování CO₂ z půdy je eroze. Eroze je proces přenášení půdy, ke kterému dochází v zemědělsky využívaných ekosystémech především pomocí vody nebo v důsledku intenzivní orby (Lal 2004a).

2.1.4 Dopady změny klimatu na zásobu C v půdě

Změna klimatu bude mít přímý dopad na zásobu C v půdě a také na kvalitu půdy. Předpokládá se, že dojde ke změnám teplotního režimu a množství vody v půdě. Tyto změny mohou následně ovlivnit druhové složení ekosystémů, velikost rezervoáru C a fyzikální vlastnosti půdy (Lal 2004a). Půda je všeobecně velmi citlivá na změny klimatu i okolního prostředí. V současnosti se ukazuje, že i POH vykazuje citlivost vůči zvýšené teplotě (Schmidt et al. 2011).

Stabilita POH není dlouhodobě ovlivněna pouze molekulární strukturou. Ukázalo se, že vyšší měrou se na udržení stability podílejí environmentální a biologické faktory. Bylo zjištěno, že POH je schopná vytrvat v půdě i tisíce let, nikoliv díky vnitřním vlastnostem, ale díky fyzikálně-chemickým a biologickým vlivům z okolního prostředí, které snižují pravděpodobnost dekompozice a tím umožňují POH zůstat v půdě (Schmidt et al. 2011). Trvalá zásoba SOC v půdě je důsledkem rovnováhy mezi vstupy a výstupy C. Zvýšení teploty v důsledku oteplování by mohlo mít vliv především na dekompozici. Ta se se vzrůstající teplotou zrychluje z důvodu vyšší mikrobiální aktivity (Bradford et al. 2016). Vyšší dekompozice by pak následně vedla ke zvýšenému úniku C z půdy do atmosféry v podobě CO₂ (Davidson a Janssens 2006). Rápidní uvolňování CO₂ do atmosféry v důsledku globálního oteplování může vyvolat pozitivní zpětný efekt (Smith et al. 2012). To znamená, že změny v půdě vyvolané oteplením klimatu by mohly mít následně vliv na vyšší emise CO₂ z půdy, které by zpětně zvýšily sílu skleníkového efektu a vedly by tak k dalšímu oteplení (Davidson a Janssens 2006).

To je zvláště významné v půdách, kde jsou hlavní příčinou hromadění C nízká teplota a anaerobní podmínky. Takovými půdami jsou permafrost, rašelinné půdy a mokřady. Permafrost a mokřady se navíc vyskytují ve vyšších nadmořských výškách, kde je očekáván nejvyšší nárůst teploty (Davidson a Janssens 2006). V permafrostu jsou dekompoziční procesy zpomaleny z důvodu nedostatku vody a nízké teploty, která omezuje činnost mikroorganismů (Bradford et al. 2016). Odtávání permafrostu by mohlo vést k vystavení doposud stabilizované POH rychlé mineralizaci (Schmidt et al. 2011). V mokřadech a rašelinných půdách se C ukládá v důsledku dlouhodobě anaerobních podmínek, které zpomalují rozklad organické hmoty (FAO/GSP 2017, Davidson a Janssens 2006). Dlouhodobé zvyšování teploty povede k vysušování těchto půd a zániku anaerobních podmínek, což se projeví zvýšenou rychlostí dekompozice. Velkou hrozbou pro C uložený v těchto typech půd jsou i požáry, které by mohly být v důsledku vysušování a vysoké teploty častější a intenzivnější (Davidson a Janssens 2006).

Oteplení by nemuselo mít vliv pouze na rychlost dekompozice, ale i na jiné chemické reakce či faktory prostředí (Davidson a Janssens 2006). Některé z těchto faktorů prostředí nebo procesů, které v něm probíhají, mají vliv na stabilizaci SOC. Jejich citlivost na zvýšení teploty by tudíž mohla mít následky i na stabilitu C v půdě a jeho odolnost vůči rozkladu (Schmidt et al. 2011). Snížení množství půdního C by následně mohlo mít nepříznivý vliv na půdní strukturu a vést k vyšší náchylnosti půdy k erozi a zhutnění (Lal 2004a).

2.1.5 Souvislost s Kjótským protokolem

Kjótský protokol je mezinárodní smlouva k Rámcové úmluvě OSN o klimatických změnách. Jejím cílem je snížení emisí skleníkových plynů, a to především CO₂ vznikajícího lidskou činností. Industrializované země se v tomto protokolu zavázaly snížit emise skleníkových plynů o 5% oproti množství z roku 1990 a to během období od roku 2008 do roku 2012 (Dumanski 2004). K prodloužení Kjótského protokolu došlo v roce 2012 v Kataru, kde se některé státy (včetně členských zemí EU) zavázaly snížit emise skleníkových plynů o 18% oproti stavu z roku 1990 v období od roku 2013 do roku 2020 (UNFCCC).

Součástí tohoto protokolu jsou i metody, jakými lze emise CO₂ snižovat (Lal 2004a). Jednou ze zmíněných metod je i možnost ukládání C do půdy (Dumanski 2004). Kromě snižování využívání fosilních paliv, mohou státy snižovat emise i zvyšováním sekvence C do půdy, a to pomocí zalesňování a uplatňování šetrných praktik při hospodaření s půdami (Smith 1999, Dumanski 2004). Státy poté mohou ze svých industriálních emisí CO₂ odečítat množství C, které se uložilo do půdy (Lal 2004a). Snaha o vyšší sekvestraci C na celosvětové úrovni by mohla zvýšit zemědělskou produktivitu a zároveň zmírnit změnu klimatu (Lal 2004b). Kjótský protokol tudíž představuje významný mezinárodní nástroj, který zvyšuje povědomí o globální změně klimatu a podporuje ochranu půdy a sekvestraci C (Dumanski 2004).

2.2 Globální cyklus uhlíku

C je základní složkou všech forem života na Zemi. Cyklus C nám napomáhá pochopit jakým způsobem probíhá přenos energie na Zemi. Tento cyklus je ovlivňován metabolismem přírodních ekosystémů, lidskou činností, a také průmyslem. C je neustále absorbován, vypouštěn, a recyklován řadou přirozených i člověkem vyvolaných procesů. Tento cyklus tedy představuje výměnu C mezi jeho jednotlivými rezervoáry, které jsou propojeny sítí fyzikálních, chemických a biologických procesů (Ussiri a Lal 2017). Rozlišujeme celkem 5 velkých rezervoárů C. Největší z nich je oceán, následují litosféra, půda, biota (rostliny a živočichové) a atmosféra. Všechny tyto rezervoáry jsou mezi sebou vzájemně propojeny výměnnými toky C (Lal 2004b).

Základní formy C nacházející se v atmosféře jsou oxid uhličitý (CO₂) a methan (CH₄). CH₄ představuje část cyklu odehrávající se v anaerobním prostředí. Vzniká během bakteriálního metabolismu a uvolňováním z OM uložené v horninách a sedimentech. CO₂ představuje základní formu C účastnící se procesu fotosyntézy, metabolismu a rozkladu OM (Ussiri a Lal 2017). I přesto, že CO₂ zaujímá pouze malou část atmosféry, co se týče jeho koncentrace, hraje klíčovou roli v celoplanetárním cyklu C (Post et al. 1990). C se pohybuje mezi třemi svými aktivními rezervoáry a během této výměny dochází i ke změnám jeho chemické formy (Falkowski et al. 2000). Těmito rezervoáry jsou

atmosféra, oceány a pevnina. Z těchto rezervoárů je největší oceán, následuje pevnina a nejméně C pojímá atmosféra. Atmosféra je sice nejmenší rezervoár, ale představuje zásadní propojení mezi zbývajícími dvěma rezervoáry (Post et al. 1990).

2.2.1 Cyklus C v oceánech

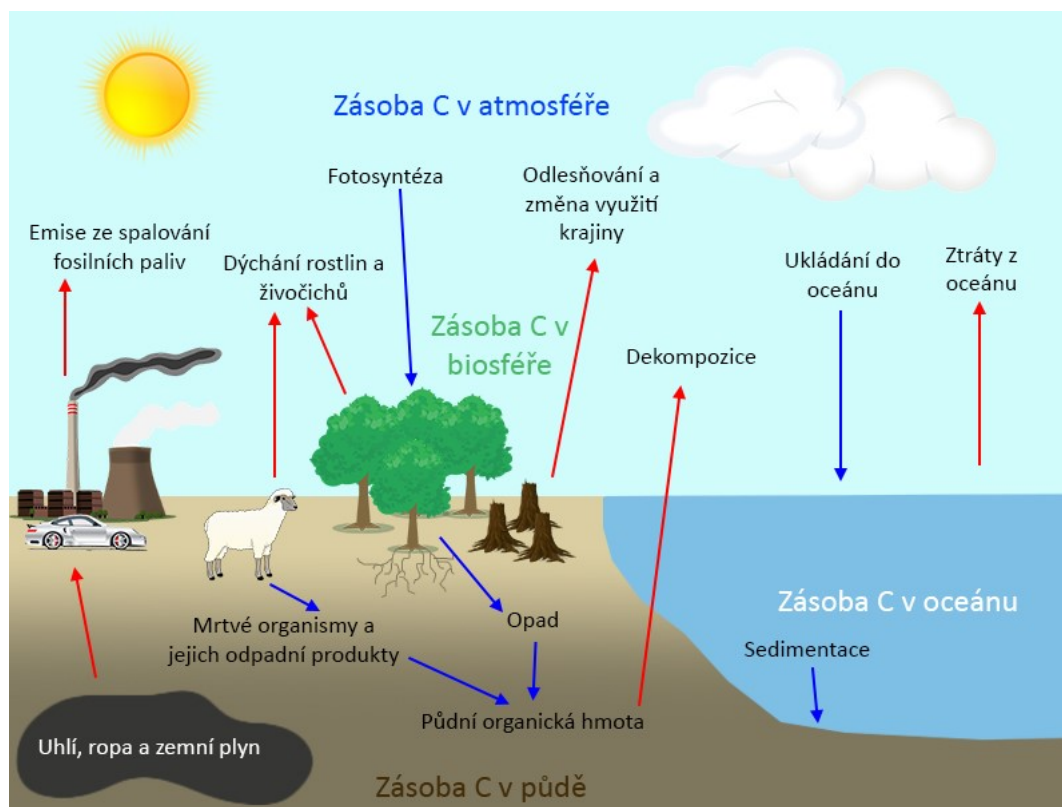
Množství rozpuštěného anorganického uhlíku (DIC) v oceánech je 50x vyšší než v atmosféře. Vzdušný CO_2 se v oceánu rozpouští a reaguje s vodou (H_2O) za vzniku slabé kyseliny uhličitě (H_2CO_3). Reakcí H_2CO_3 s uhličitanovými anionty (CO_3^{2-}) pak dále vznikají hydrogenuhličitany (HCO_3^-) (Falkowski et al. 2000). V oceánech se uhlík vyskytuje ve 3 hlavních formách. První z nich je DIC, který se skládá z rozpuštěného CO_2 , HCO_3^- a CO_3^{2-} . Další formou je rozpuštěný organický uhlík (DOC), který je zastoupen v podobě malých i velkých organických molekul. Poslední formou je partikulovaný organický uhlík (POC) skládající se z živých organismů nebo částí jejich mrtvých těl (Post et al. 1990). Ukládání C v oceánech je určováno 2 zásadními procesy. Prvním z nich je cirkulace mořské vody. CO_2 je nejvíce rozpustný ve studených slaných vodách, které se vytvářejí ve vyšších zeměpisných šířkách. Studená voda s vysokou hustotou se v teplejších oblastech oceánu podsouvá pod lehčí teplou vodu a CO_2 je tak efektivně zadrženo na dně, kde může být uloženo desítky až stovky let. Druhým procesem je funkce tzv. "biologických pump". Dochází k tomu, že fytoplankton absorbuje CO_2 při fotosyntéze (Falkowski et al. 2000). Organismy tímto způsobem vytváří jak anorganický C, tak i organickou hmotu (Post et al. 1990). Zhruba 25% takto fixovaného C klesá k oceánskému dnu, kde dochází k jeho dekompozici bakteriemi (Falkowski et al. 2000).

2.2.2 Cyklus C na pevnině

Na pevnině dochází k výměně C, opět především ve formě CO_2 , mezi atmosférou, půdou a vegetací. Půdní rezervoár se skládá ze dvou hlavních druhů C, a to půdního organického (SOC) a anorganického uhlíku (SIC) (Lal 2004a). Velikost celého půdního rezervoáru je 2500 Gt. Z toho tvoří SOC 1550 Gt a SIC 950 Gt. Tento rezervoár je zhruba třikrát větší než atmosférický rezervoár a čtyřikrát větší než biotický rezervoár (Lal 2004b).

Rostliny čerpají CO_2 z atmosféry a s pomocí sluneční energie z něj v procesu fotosyntézy vytvářejí organické molekuly. Některé z těchto molekul rostliny využijí k dýchání (slouží jim jako zdroj energie) a C se tak vrací zpět do atmosféry v podobě CO_2 . Zbytek molekul rostliny využijí k tvorbě vlastních těl (biomasy) (Weil a Brady 2016). Zvířata a lidé pak takto vytvořenou biomasu využívají jako zdroj potravy. Zhruba polovina zkonsumovaného C se vrací zpět do atmosféry dýcháním. Uhlík, který se nevrací zpět do atmosféry se nakonec dostává do půdy, a to v podobě výměšků a tělesných tkání. Tělesné tkáně rostlin a živočichů jsou ve chvíli, kdy se dostanou do půdy metabolizovány

půdními organismy (Weil a Brady 2016). Pomocí mikrobiálního rozkladu v půdě je C navrácen zpět do atmosféry jako CO_2 dýcháním těchto organismů. Dalším z faktorů, který také může způsobit návrat C do atmosféry jsou požáry (Falkowski et al. 2000).



Obrázek 1: Schéma globálního cyklu uhlíku (upraveno podle Post et al. 1990)

2.2.3 Antropogenní ovlivnění cyklu C

Mezi zdroje CO_2 v atmosféře patří také lidská aktivita. Hlavním zdrojem C, který je emitován lidskou činností do atmosféry je CO_2 , které vzniká v důsledku spalování fosilních paliv. Rychlost oxidace OM při tomto procesu je mnohonásobně vyšší než u přirozených procesů (Berner 2003). Zdrojem souvisejícím s lidskou aktivitou je také změna využití půdy, a to především přeměna přírodních lesů a pastvin na zemědělskou půdu (Ussiri a Lal 2017). Dalšími zdroji jsou například deforestace, spalování biomasy, vysušování mokřadů, výroba cementu a jiné průmyslové procesy (Crichton 2012, Ussiri a Lal 2017). Koncentrace CO_2 narůstá paralelně se zvyšující se lidskou populací (Crichton 2012). Mnohé výzkumy zároveň potvrzují fakt, že lidé svou činností značně narušily dlouhodobý cyklus C (Berner 2003).

2.3 Uhlík v půdě

POH se skládá z velkého množství organických (uhlíkatých) látek, včetně živých organismů (rostlin i živočichů), zbytků jejich těl, a organických látek, které jsou těmito organismy vytvářeny. OM je postupně rozložena činností mikroorganismů a C z ní se uvolňuje do atmosféry jako CO₂ (Weil a Brady 2016). POH lze rozdělit na dvě hlavní frakce podle toho, jak dlouho trvá jejich obrat, a to frakci aktivní (obrat trvá měsíce až roky) a frakci pasivní (obrat trvá stovky let), které se také říká humus (Bot a Benites 2005, FAO/GSP 2017). POH vzniká z rostlinných a živočišných zbytků, které jsou před úplným rozkladem chráněny různými faktory půdního prostředí (Weil a Brady 2016).

Podle toho, kde se POH nachází ji můžeme rozdělit na nadzemní a podzemní. Nadzemní se skládá ze zbytků mrtvých těl rostlin a živočichů. Podzemní je tvořena živou půdní faunou a mikroflórou, částečně rozloženými rostlinnými a živočišnými zbytky, a huminovými látkami. Zásoba OM v půdě je ovlivněna půdními vlastnostmi a množstvím vstupujících rostlinných a živočišných zbytků (Bot a Benites 2005). Aby byl cyklus živin v rovnováze, vstupní množství OM musí být rovno rychlosti dekompozice (FAO/GSP 2017). Ve chvíli, kdy jsou vstupy OM nižší než rychlost dekompozice, množství OM klesá a naopak. Stav, ve kterém jsou si rychlost dekompozice a množství OM vstupující do půdy rovny, se nazývá stabilní stav (angl. steady state) (Bot a Benites 2005). Půda obsahuje v průměru asi 1 až 6% POH. I přes malý obsah v půdě má na ní POH velký vliv. POH stmeluje minerální částice půdy do granulární půdní struktury a je zodpovědná za lehkou a snadno obdělávatelnou strukturu produktivních půd (Weil a Brady 2016).

C je hlavní prvek tvořící POH. Je všeobecně uznáváno, že SOC tvoří 58% POH (Stockmann 2013). Proto se také někdy termíny půdní organická hmota a půdní organický uhlík používají záměnně (Allison 1965). Mrtvá OM je zapracována do půdy půdní faunou. C se do půdy z OM dostává skrze její přetváření heterotrofními mikroorganismy. Výsledkem tohoto procesu přetváření organického materiálu je komplexní směs látek vznikajících z rozkladu rostlinného opadu a produktů vznikajících bakteriálním rozkladem. Tyto produkty mohou být různými způsoby prostředí ochráněny před úplným rozkladem, což umožňuje SOC přetrvávat v půdě desetiletí až tisíciletí. SOC lze stejně jako POH rozdělit na několik skupin podle fyzikální a chemické stability, a to na: (1) zásobu s rychlým obratem (tzv. labilní či aktivní SOC), která se rozloží během 1 až 2 let; (2) zásobu se střední rychlostí obratu, která je tvořena C vznikajícím jako produkt činnosti mikroorganismů, a který je částečně stabilizován na povrchu minerálů nebo uvnitř agregátů; a (3) zásobu s pomalou rychlostí obratu (tzv. stabilní SOC), která může v půdě zůstat až tisíce let (FAO/GSP 2017).

2.3.1 Rozklad organické hmoty v půdě

Dekompozice je rozklad organických látek nacházející se v půdě nebo na jejím povrchu (McClaugherty 2001). Dekompozice může probíhat fyzikálně-chemickými nebo biologickými procesy. Zbytky rostlin, které se dostávají na povrch půdy nebo do půdy, se označují jako rostlinný opad. Rozklad opadu doprovází proces tvorby stabilních látek, které se nazývají humus. Čerstvý opad se nachází ve své nejjednodušší podobě. Dále se jeho složení mění. Některé složky opadu mizí rychle, některé pomaleji, a jiné začínají mizet až po delší časové prodlevě. Živiny z rostlinného opadu se přesouvají do rozkládajícího se substrátu, kde jsou z nich v průběhu dekompozice mikroorganismy vytvářeny nové organické látky (Berg a McLaugherty 2008). Rozkládající se organická hmota může být zároveň zkonsumována jinými organismy, které pak samy mohou uhynout a části jejich těl odolné rozkladu se mohou hromadit v půdě (Robertson a Paul 2000). V pozdějších stádiích dekompozice dochází k akumulaci látek odolných vůči rozkladu a rychlost dekompozice se významně zpomalí (Berg a McLaugherty 2008). Živočišné zbytky se od rostlinných kvalitativně liší a představují pouze malou část OM vstupující do půdy (McClaugherty 2001).

2.3.1.1 *Význam dekompozice pro cyklus C*

Hlavním významem dekompozice je, že ovlivňuje cyklus C v suchozemských ekosystémech (Zhang et al. 2008). Během dekompozice se do půdy uvolňuje CO₂, energie, voda, rostlinné živiny a nově vytvořené organické látky. Postupnou dekompozicí mrtvé hmoty a modifikované OM dochází k tvorbě humusu, který je více komplexní formou OM. Dekompozice OM jsou schopné i půdní organismy, které konzumují OM, rozkládají ji a vylučují přebytečné živiny (především N, P a S). Tyto živiny jsou využívány rostlinami, které je potřebují pro svůj růst. Bez dekompozice by se živiny uložené v tělech organismů a rostlin nemohly navracet zpět do půdy a cyklus C by tím byl přerušen (Bot a Benites 2005).

2.3.1.2 *Složení rostlinného materiálu a rychlost jeho rozkladu*

Zelené části rostlin obsahují 60 až 90% (hmotnostních) vody. Zbytek tvoří tzv. sušina, která představuje zhruba 25% z rostlinné tkáně. Sušina je z 90 až 95% tvořena C, kyslíkem (O) a vodíkem (H). Tyto prvky jsou získávány z CO₂ a vody během fotosyntézy. 5 až 10 % ze sušiny tvoří popeloviny, které se během spalování rostlinné tkáně vytváří (Weil a Brady 2016). Rostlinný opad se mezi jednotlivými rostlinami liší, avšak všechny rostlinné tkáně se skládají ze stejných základních skupin organických látek (McClaugherty 2001).

První skupinou, která je v opadu zastoupena v nejvíce, jsou karbohydráty. Rozpustné karbohydráty jsou zastoupeny převážně mono- a oligosacharidy, které jsou velmi rychle rozkládány. Polymerní karbohydráty jsou zastoupeny hemicelulózou a celulózą. Celulóza tvoří základní strukturu

rostlinného těla a hemicelulóza přispívá k pevnosti buněčných stěn (McClagherty 2001). Celulóza tvoří zhruba 10 až 50% hmotnosti opadu a hemicelulóza 30 až 40% (Berg a McClagherty 2008).

Druhá skupina je tvořena ligninem. Lignin je velmi komplexní a proměnlivá makromolekula, která se vyskytuje v dřevěných částech rostlin. Základními stavebními jednotkami ligninu jsou deriváty fenylpropanu. Lignin přispívá k pevnosti rostlin a odolnosti vůči rozkladu. Z důvodu velké odolnosti se koncentrace ligninu během rozkladu zvyšuje (McClagherty 2001). Lignin tvoří 15 až 40% hmotnosti opadu (Berg a McClagherty 2008). Dalšími polyfenoly, které se v rostlinách vyskytují ve větším množství jsou například taniny, které mohou tvořit až 6 nebo 7% hmotnosti listů, kořenů či kůry některých rostlin (Weil a Brady 2016).

Rostlinný opad dále obsahuje také látky s nízkou molekulární hmotností, jako jsou aminokyseliny, jednoduché cukry, mastné kyseliny, a nízkomolekulární fenolové látky (Berg a McClagherty 2008). Tyto látky se v půdě rozkládají nejrychleji a jsou organismy okamžitě využívány (Weil a Brady 2016).

2.3.1.3 Abiotické mechanismy dekompozice

Abiotické mechanismy dominují v počátečních fázích dekompozice organické hmoty (McClagherty 2001). Hlavním z abiotických procesů degradace je vyluhování rozpustných látek, kterým dochází ke ztrátě zhruba 25% hmotnosti opadu (McClagherty 2001). Procesem vyluhování je myšlena ztráta živin a částečně rozložených organických látek, které jsou pomocí vody transportovány z rozkládajícího se opadu do půdy (Berg a McClagherty 2008). Vyluhovány mohou být anorganické i organické látky. Látky jsou vyluhovány z organického horizontu do minerální půdy (Currie a Aber 1997). Vyloužené živiny mohou být následně imobilizovány v půdních strukturách nebo mineralizovány na původní anorganické látky (McClagherty 2001).

Dalším z abiotických efektů, jehož vliv na rozklad opadu začal být vnímán jako významný teprve nedávno, je působení UV záření (Lin a King 2014). UV záření má na půdu vliv přímý i nepřímý. Přímým efektem je rozklad OM pomocí fotodegradace. Tímto způsobem se rozkládají hůře rozložitelné látky jako lignin. UV záření má také přímý vliv na složení společenstva dekompozitorů, kdy při zvýšeném množství UV záření může dojít k inhibici mikrobiální degradace (Paul a Gwynn-Jones 2003). Fotodegradace má vliv především na opad vyskytující se na povrchu půdy. Pomocí nepřímých efektů však může dojít i k ovlivnění spodnějších vrstev. Mezi nepřímé působení patří vliv na jiné faktory, jako jsou teplota nebo vlhkost, které pak mohou ovlivnit mikrobiální společenstva (Lin a King 2014).

2.3.1.4 Biotické mechanismy dekompozice

Většina rozkladných procesů je zprostředkovávána pomocí mikroorganismů (McClagherty 2001). V půdě jsou hlavními rozkladači z řad mikroorganismů bakterie a houby, které jsou zodpovědné za

95% biotického rozkladu (McClaugherty 2001, Weil a Brady 2016). Nejprve jsou jimi asimilovány rozpustné látky jako cukry nebo nízkomolekulární fenoly (McClaugherty 2001). Dále mikroorganismy provádí dva hlavní typy rozkladných reakcí. První reakcí je oxidace C a druhou rozklad komplexních molekul na jednodušší látky (Weil a Brady 2016).

Pro dekompozitory v půdě je velmi důležitá voda, která slouží jako médium k přenosu substrátu. Aby mohly mikroorganismy rozkládat makromolekuly na menší části, které jsou pak schopny konzumovat, musí vytvářet exoenzymy, které skrze vodu difundují k substrátu. Pro rozklad různých typů látek jsou potřeba specifické enzymy (Wetterstedt 2010). Mezi vysokomolekulární polymery patří látky jako celulóza, lignin nebo suberin. V případě celulózy dochází k její hydrolyze na mono- a oligosacharidy, které mohou být přímo konzumovány organismy. Lignin a další fenolové látky prochází rozkladem pomocí enzymů a výsledné produkty jsou využívány k tvorbě nových látek. Mikroorganismy se s postupem času stávají součástí rozkládající se organické hmoty a vytvářejí s ní komplex (McClaugherty 2001).

Mikroorganismy rozkládají opad, aby získaly C, živiny a energii k růstu a rozmnožování. V čerstvém opadu bývá hodně C a energie, ale živin je v něm poměrně málo. Aby mohly mikroorganismy tvořit příslušné enzymy musí začít akumulovat N, P, S a další esenciální živiny. Tomuto procesu hromadění živin se říká imobilizace. Během rozkladu je postupně vypouštěn C v podobě CO₂ a poměr mezi C a ostatními živinami se snižuje. S nižším obsahem C už organismy nepotřebují tvořit tolik enzymů a živiny jsou tudíž vypuštěny z komplexu mikroorganismů s rozkládající se OM. Tento proces se označuje jako mineralizace (McClaugherty 2001). Rozkladu organické hmoty je kromě mikroorganismů schopná také půdní fauna, která tvoří jen malou část půdní biomasy (10 až 20%). I přesto má půdní fauna velký vliv na regulaci půdních funkcí, predaci, diverzitu a množství mikroorganismů (Cotrufo 2010). Mezi hlavní zástupce půdní fauny patří žížaly, termiti, chvostoskoci, roztoči, stonožky, mnohonožky, svinky a různé larvy brouků (Bot a Benites 2005).

2.3.1.5 Hlavní faktory ovlivňující rychlost dekompozice

Jednou z významných vlastností opadu je variabilita v rychlosti jeho dekompozice. Hlavními skupinami faktorů ovlivňující rychlost dekompozice jsou: (1) kvalita opadu (např. obsah N, poměr C:N, obsah ligninu); (2) klimatické faktory (především teplota, srážky a evapotranspirace); (3) typ vegetace; (4) geografické faktory. Dost často faktory nepůsobí samostatně, ale ve vzájemné kombinaci (Zhang et al. 2008). V následující části jsou detailněji popsány faktory, které mají na dekompozici opadu největší vliv.

Poměr C:N opadu

Poměr C:N v rostlinném opadu se pohybuje mezi 8:1 až 60:1. Jak rostliny stárnou množství proteinů v jejich tkáních klesá, zatímco obsah ligninu a celulózy, a poměr C:N roste. Opad tedy obsahuje větší množství C a poměrně malé množství N (Weil a Brady 2016). Mikroorganismy využívají N obsažený v OM ke tvorbě buněčných struktur. Zbytek N, který nevyužijí vypouštějí do půdy v anorganické podobě. Pokud má rozkládaná hmota nízký obsah N oproti C, tak získané množství N nemusí být pro mikroby dostatečné. Pokud dojde k této situaci, mikroorganismy začnou brát anorganický N z okolního prostředí (např. z půdního roztoku) (Janssen 1996). Kvůli tomu dochází ke snížení celkové zásoby rozpustného N v půdě, což se podepisuje především na stavu rostlin, které trpí deficitem N (Weil a Brady 2016). Aby mohly mikroorganismy opad konzumovat vyžadují, aby poměr C:N v opadu byl stejný jako poměr C:N jejich těla. Ve chvíli, kdy k tomu dojde, přestanou organismy brát anorganický N z půdy a začnou opad asimilovat (Janssen 1996). Poměr C:N opadu v průběhu dekompozice postupně klesá, protože C je spotřebováván dýcháním mikroorganismů a N se stává součástí jejich buněčných stěn. Naopak čerstvý opad s nízkým poměrem C:N obsahuje dostatek N k uspokojení potřeb organismů. Materiál s nízkým C:N se díky tomu rozkládá rychleji (Weil a Brady 2016).

Obsah ligninu

Obsah ligninu v opadu se pohybuje od 4 do 50% (Krishna a Mohan 2017). Opad s vysokým obsahem ligninu se rozkládá velmi pomalu (Zhang et al. 2008). Polyfenoly v opadu mohou zároveň způsobit inhibici dekompozice. Nízká kvalita opadu znamená, že opad obsahuje velké množství ligninu nebo fenolů. Pokud má opad vysoký obsah ligninu a zároveň nízký poměr C:N, rozklad tohoto opadu bude malý a N se z něj bude uvolňovat velmi pomalu. V některých ekosystémech to nemusí být pro rostliny příznivé, ale například v lesích může tímto způsobem docházet k menším ztrátám N (Weil a Brady 2016).

Klima

Klima je hlavním faktorem ovlivňujícím dekompozici, protože reguluje metabolismus bakterií a hub (Aerts 1997). Vliv klimatu je významný především v počátečních fázích dekompozice (Coûteaux et al. 1995). Hlavními projevy klimatu, které se podílejí na rychlosti dekompozice jsou teplota a vlhkost (McClaugherty 2001). Dekompoziční procesy se zvyšují s narůstající teplotou a vlhkostí (Cotrufo et al. 2010). V suboptimálních podmínkách je mobilita látek limitována a mikrobiální aktivita se kvůli tomu snižuje. Pokud je vody v ekosystému naopak příliš, je limitována difúze kyslíku. V důsledku toho se snižuje rychlost dekompozice (McClaugherty 2001). Pokud je vody v půdě hodně, může dojít k rychlé ztrátě rozpustných látek vyluhováním z čerstvého opadu. Vlivy teploty a vlhkosti jsou vzájemně propojeny (McClaugherty 2001). Klima ovlivňuje distribuci půdních typů. Půdní typ pak

může nepřímo ovlivnit dekompozici složením společenstva dekompozitorů a kvalitou vstupujícího opadu rostlin (Aerts 1997).

pH

Půdní pH je mírou alkality či acidity půdy. Ovlivňuje především rozpustnost a dostupnost živin v půdě. pH ovlivňuje dostupnost živin, které jsou rostliny schopné absorbovat. Především dostupnost kationtů (živiny jako Ca^{2+} nebo K^+) je často omezována jejich sníženou rozpustností v alkalických půdách. Naopak v kyselém prostředí jsou kationty ohroženy vyluhováním a ztrátou v důsledku eroze. Pro anionty (živiny jako NO_3^- nebo SO_4^{2-}) je situace opačná. Pro tyto živiny je optimální pH kolem 7 (McCauley et al. 2009). V případě dekompozice je důležitý také vliv pH na půdní mikroorganismy. Mikroorganismům všeobecně vyhovuje pH hodně blízké neutrálním hodnotám. Při pH rovném 6,2 a vyšším se zvyšuje rychlost dekompozice a mikrobiální aktivita. Naopak při hodnotě pH nižší než 6,2 se mikrobiální dekompozice snižuje (Malik et al. 2018).

2.3.2 Stabilizační mechanismy

Je známo mnoho mechanismů, kterými může docházet ke stabilizaci SOC. Dělí se na fyzikální a chemické (FAO/GSP 2017). Hlavními fyzikálními mechanismy jsou vazba na minerální koloidní částice a tvorba agregátů (Swift 2001). Fyzikální ochrana činí SOC prostorově nepřístupným pro mikroorganismy, zatímco fyzikálně-chemické mechanismy brání rozkladu SOC skrze interakci s půdními minerály a ionty kovů (Jagadamma 2009). Dalšími mechanismy jsou také ochrana chladem či vlhkem. Mráz nebo anaerobní podmínky (v důsledku zamokření) mohou předcházet úplné oxidaci a OM nemůže být zcela rozložena (Weil a Brady 2016). Chemické faktory pak zahrnují tvorbu nových uhlíkatých molekul s komplexní strukturou, které jsou odolné vůči dekompozici (FAO/GSP 2017). Chemické faktory byly ještě nedávno považovány za nejdůležitější ze stabilizačních mechanismů. Předpokládalo se, že komplexní a těžko rozložitelné látky (např. lignin) jsou schopny v půdě přetrvávat právě díky jejich chemickému složení. Novější výzkumy však ukazují, že i tyto komplexní látky mohou být nakonec rozloženy, a naopak jednoduché látky (např. cukry) mohou v půdě setrvávat déle, než se předpokládalo (Schmidt et al. 2011). V současnosti jsou proto za významnější pokládány fyzikální mechanismy, které jsou podrobněji rozebrány v následujícím textu.

2.3.2.1 Půdní agregáty

Fyzikální ochrana SOC může být zprostředkována pomocí mikro- či makroagregátů (Six et al. 2002). Agregáty jsou základní strukturní jednotky půdy, které vznikají shlukováním půdních částic (McCauley et al. 2005). Jednotlivé částice mohou být dohromady vázány kořeny rostlin, hyfami hub, polysacharidy, rostlinnými a mikrobiálními zbytky, a jílovými či koloidními částicemi. Podle velikosti

můžeme agregáty dělit na makroagregáty (průměr 0,25 - 5 mm) a mikroagregáty (průměr 2 - 250 μm) (Brady a Weil 2016). Mikroagregáty mohou existovat samy o sobě, nebo mohou být součástí makroagregátů (Six et al. 2002). Mikroagregáty jsou přitom o něco stabilnější než makroagregáty (Brady a Weil 2016). Většina organického C se nachází uvnitř agregátů a ten je díky tomu fyzicky oddělen od mikrobiálních organismů, které se do nitra agregátů nemohou dostat. Dále je do centra agregátů také omezen přístup kyslíku, což zabraňuje rozkladu OM mikroorganismy, které jsou dost malé na to, aby se do vnitřních meziprostorů agregátů dostaly. Pokud není OM uložena v centru agregátu ale v některém z meziprostorů, může být taktéž chráněna před rozkladem, protože mikrobiální enzymy se do těchto prostorů nemohou dostat (Six et al. 2002). Stabilita agregátů je velmi citlivá vůči změně využívání půdy (Jagadamma 2009). Kultivace půdy vede k rozbití agregátů a C, který byl uvnitř nich vázán je pak ohrožen dekompozicí (Six et al. 2002).

2.3.2.2 Vazba na minerální částice

Velmi důležitou vlastností půdy, která souvisí s vazbou SOC na minerální částice je výměnná kapacita půdy (McCauley et al. 2005). Tato vlastnost úzce souvisí s koloidními půdními částicemi. Koloidy jsou částice jejichž velikost je menší než 1 μm a mají specifické chemické i fyzikální vlastnosti. Nejdůležitějšími z těchto vlastností je jejich velký vnější povrch a povrchový náboj (Weil a Brady 2016). Díky těmto vlastnostem jsou koloidy schopny sorbovat nebo přitahovat ionty (tj. nabité částice) uvnitř půdy. V závislosti na velikosti a orientaci náboje mohou být ionty drženy na povrchu koloidních částic, nebo mohou být vyměněny s jinými ionty a uvolněny do půdního roztoku. Schopnost půdy sorbovat a vyměňovat ionty se nazývá výměnná kapacita (McCauley et al. 2005).

Mezi nejdůležitější minerální částice, které jsou schopny na svůj povrch vázat organický C patří jílovité minerály (především silikáty) a oxidy Al^{3+} a Fe^{3+} (Sarkar et al. 2018). Stabilizace organického C na minerálních částicích spočívá v interakci mezi organickými a anorganickými molekulami, během které se mezi nimi vytváří různé druhy vazeb. V důsledku této interakce dochází k tvorbě komplexů a změnám molekulárních struktur (Guggenberger a Kaiser 2003). Organickými látkami, které se této interakce účastní jsou huminové látky a polysacharidy (Jagadamma 2009). Silnější vazba se vytváří, pokud je na minerální částice vázáno menší množství POH, protože se může vytvářet více vazeb (Guggenberger a Kaiser 2003). Pokud je SOC navázán na povrch minerálů, nemůže být mikroorganismy rozložen bez toho, aniž by byl nejprve desorbován z minerálního povrchu. Schopnost vázat SOC mají i ionty kovů (především Al^{3+} a Fe^{3+}). V důsledku interakce organických molekul s ionty kovů dochází ke vzniku komplexů, které snižují dostupnost SOC pro mikroorganismy (Lutzow et al. 2006).

2.3.2.3 Teplota a vlhkost

Dostupnost vody v půdě a teplota patří mezi hlavní faktory ovlivňující mikrobiální dekompozici SOC. Pokud je půda dlouhodobě zatopena vodou, dochází ke vzniku anaerobních podmínek, které snižují mikrobiální aktivitu, a tudíž i intenzitu rozkladu (Krull et al. 2003). Stejně tak snižuje mikrobiální aktivitu i nízká teplota, která je také schopna ochránit SOC před mikrobiálním rozkladem (Weil a Brady 2016).

2.3.2.4 Char

Dalším z procesů stabilizace C je tvorba dřevěného uhlí (angl. char) (Lutzow et al. 2006). Char vzniká během procesu pyrolýzy, kdy je organický materiál spálen za nízkého přístupu kyslíku při teplotách kolem 280 - 500 °C. Takové podmínky mohou vznikat u přirozených požárů, které se v přírodě běžně vyskytují. Obsah C v charu je mnohem vyšší než v běžné OM. Char má schopnost poutat na sebe nabité částice a také má velký specifický povrch. Jeho chemická struktura je navíc tvořena aromatickými kruhy, které jsou velmi odolné vůči rozkladu (Weil a Brady 2016).

2.3.3 Sekvestrace C

Sekvestrace C je proces, během kterého dochází k odebrání C z atmosféry a jeho ukládání do půdy. Místa, kde dochází k sekvestraci C se označují jako propady. Největšími suchozemskými propady C jsou lesy, půdy a mokřady (Abdullahi et al. 2018). C je z atmosféry odebrán v podobě CO₂ pomocí fotosyntézy rostlin. Tímto procesem je C využíván k tvorbě rostlinné biomasy (FAO/GSP 2017). Ve chvíli, kdy rostlinná biomasa odumírá a stává se opadem, započne proces dekompozice v rámci, kterého dochází k tvorbě POH (Swift 2001). Vzniklá POH se často dělí na dvě základní skupiny podle rychlosti rozkladu. Aktivní a pasivní organickou hmotu (Abdullahi et al. 2018). Aktivní OM se také říká labilní, což znamená, že se skládá z lehce rozložitelných materiálů (Weil a Brady 2016). Doba jejího setrvání v půdě se pohybuje v rozmezí dnů až týdnů. Tvoří ji čerstvý rostlinný opad, který je rychle rozkládán půdní faunou. Výsledkem rozkladu labilní OM je nejčastěji emise CO₂ zpět do atmosféry (FAO/GSP 2017). Pasivní OM je tvořena humusovými látkami a je velmi odolná vůči rozkladu (Weil a Brady 2016). Pasivní OM se také označuje jako stabilní nebo rekalitrantní (Jandl et al. 2007). Doba setrvání této OM se pohybuje v řádu stovek až tisíců let. Pasivní OM tvoří 60 až 90% veškeré OM (Weil a Brady 2016).

Většina OM vstupující do půdy je nejprve součástí aktivní zásoby POH. C, který je součástí POH může být různými mechanismy v půdě stabilizován a stát se součástí zásoby pasivní (FAO/GSP 2017). Akumulace OM v půdě je ovlivněna specifickým půdním prostředím a aktivitou půdních mikroorganismů. C se v půdě vyskytuje ve dvou formách, a to jako rozpuštěný organický uhlík (DOC) a partikulovaný organický uhlík (POC). DOC vzniká rozkladem opadu mikroorganismy, které ho pak

využívají jako zdroj energie. POC je tvořen zbytky rostlinných pletiv a buněčných stěn mikroorganismů. Právě POC může být faktory prostředí ochráněn proti rozkladu (Weil a Brady 2016).

Půdní uhlík, který je odolný nebo chráněný proti rozkladu se označuje jako humus. Procesu vzniku humusu se říká humifikace (Sedjo a Sohngen 2012). Humus tvoří 35-50% veškeré POH. Vyznačuje se tmavě hnědou barvou a je tvořen směsí organických látek vzniklých přeměnou z původních organických tkání rostlin a živočichů. K této přeměně dochází působením půdních organismů a vznikající hmota je díky tomu odolná vůči dalšímu rozkladu (McCauley et al. 2009). Příkladem takových látek mohou být polysacharidy, polymery se strukturou podobnou cukrům, nebo houbové glykoproteiny. Dále jsou součástí i jednodušší látky, které jsou zastoupeny v menším množství (Weil a Brady 2016). Malou část humusu tvoří i huminové látky, kterými jsou fulvokyseliny, huminové kyseliny, a huminy (Bot a Bennites 2005, Weil a Brady 2016). Dříve se předpokládalo, že huminové látky jsou tvořeny velkými komplexními makromolekulami a byly považovány za nejstabilnější složku POH. Ukázalo se ale, že tyto látky tvoří jen malou složku OM a skládají se pouze z malých jednodušších molekul (Schmidt et al. 2011). Humus je tvořen také koloidními látkami. Díky této složce má humus schopnost vázat vodu a podporovat tvorbu agregátů. Agregáty pak humusu poskytují ochranu proti rozkladu (Weil a Brady 2016).

2.3.4 Faktory ovlivňující množství C v půdě

Míra akumulace POH v půdě závisí na rovnováze mezi vstupy a ztrátami půdního C (Brady a Weil 2016). Množství C uloženého v půdě je ovlivňováno řadou různých faktorů. Lze je rozdělit na dvě skupiny: faktory environmentální a faktory související s lidskou činností (Bot a Benites 2005). Mezi základní environmentální faktory patří klima, reliéf, půdní vlastnosti, činnost půdních organismů a vegetace. Mezi faktory související s lidskou činností patří využití půdy a způsob hospodaření s půdou. Tyto faktory jsou podrobněji vysvětleny v následujícím textu.

2.3.4.1 *Klima*

Klimatické faktory patří mezi nejdůležitější faktory ovlivňující množství SOC. Hlavními klimatickými faktory ovlivňujícími množství C v půdě jsou teplota a srážky. Klima má vliv především na množství a chemické složení opadu, který vstupuje do půdy a na rychlost mineralizace a dekompozice (Liu et al. 2011). Teplota má přímý efekt na dekompozici SOC. Se zvyšující se teplotou se zásoba SOC snižuje. Důvodem je, že s teplotou se zvyšuje mikrobiální aktivita a v důsledku toho se zvyšuje i rychlost dekompozice (Xiao 2015). Všeobecně se udává, že při každém nárůstu teploty o 10 °C se mikrobiální aktivita, a s ní i dekompozice, zdvojnásobí (Weil a Brady 2016). Naopak pokud jsou teploty nízké, dochází k akumulaci C v půdě (Xiao 2015). Srážky stejně jako teplota ovlivňují

mikrobiální aktivitu a produkci biomasy. Vyšší srážky vedou ke zvýšené dekompozici a produkci biomasy rostlin. Mikroorganismy však vyžadují ke svému životu i kyslík, tudíž optimální množství vody se pohybuje kolem polní vodní kapacity (tj. situace, kdy je asi 60% půdních pórů nasyceno vodou). Pokud dochází k dlouhodobému přísunu vody do půdy a není zde dostatek kyslíku, může se dekompozice velmi zpomalit. Zpomalení dekompozice v anaerobních podmínkách vede ke zvýšené akumulaci SOC (Bot a Benites 2005). Srážky a teplota spolu úzce souvisí. Pokud jsou srážky nízké, snižuje se zároveň i vliv teploty na rychlost dekompozice (Weil a Brady 2016). Teplé a suché klima vede k rychlejší dekompozici, a tudíž nižší zásobě SOC. Naopak vlhké a chladné klima je pro akumulaci C v půdě ideální (Willaarts et al. 2016, Stockmann et al. 2013).

2.3.4.2 *Reliéf*

Základními vlastnostmi reliéfu, které ovlivňují zásobu C v půdě jsou poloha na svahu, orientace svahu a nadmořská výška (Zhu et al. 2019). SOC se nejlépe akumuluje na úpatí svahů (Fernández-Romero et al. 2014, Fissore et al. 2017). Důvodem je, že zde jsou často vlhčí podmínky než v polohách středních či vyšších (Bot a Benites 2005). Dalším důvodem je, že OM je v důsledku eroze a povrchového odtoku transportována vždy do nejnižší položeného místa (Fernández-Romero et al. 2014). Nadmořská výška ovlivňuje teplotu a množství srážek, které mají poté přímý účinek na množství uloženého C. Nejvíce C se ukládá ve vysokých (>1500 m) a nízkých (<1000 m) nadmořských výškách. Se zvyšující se nadmořskou výškou se snižuje teplota i srážky. Nízké teploty mohou vést ke snížení rychlosti dekompozice a díky tomu se zde může akumulovat více C. Naopak v nízkých polohách jsou teploty i srážky vyšší, což vede k rychlejší tvorbě biomasy (Liu et al. 2011). Větší množství SOC se na severní polokouli ukládá na severně orientovaných svazích, a to z toho důvodu, že zde jsou nižší teploty (Bot a Benites 2005). Více slunečního světla dopadá na jižně orientované svahy a teplota je zde obvykle vyšší (Zhu et al. 2019).

2.3.4.3 *Půdní vlastnosti*

Půdní textura vyjadřuje množství zastoupení tří základních velikostních tříd minerálních částic půdy. První a také velikostně největší je písek (0,05 až 2 mm), následuje hlína (0,002 až 0,05 mm), a nejjemnější je jíla (menší než 0,002 mm). Textura půdy vzniká v důsledku zvětvávání a chemického rozkladu hornin a minerálů (McCauley et al. 2005, McClaugherty 2001). Množství SOC se zvyšuje s množstvím jílu. K tomu dochází z důvodu tvorby vazby mezi povrchem jílových částic a organickou hmotou, což zpomaluje proces dekompozice. Také může docházet ke tvorbě agregátů, protože jíla podporuje jejich vznik. V písčitéch půdách dochází k rychlejší dekompozici a SOC je zde z toho důvodu méně (Xiao 2015). Další z důležitých půdních vlastností je půdní struktura, která vzniká uspořádáním a spojováním půdních částic ve větší celky tzv. agregáty. Agregace je významný proces, který zvyšuje odolnost půdy vůči erozi, zajišťuje poréznost a pohyb vody v půdě. Půdy, které

mají dobrou strukturu a obsahují hodně agregátů, ukládají větší množství C (McCauley et al. 2005). Poslední z půdních vlastností s významným vlivem na zásobu C je půdní pH, která odráží půdní aciditu nebo alkalitu. Je dáno množstvím vodíkových iontů (H^+) v půdě. Vysoké množství H^+ odpovídá nižší hodnotě pH a naopak. pH nabývá hodnot od 0 do 14. Hodnota 7 je neutrální pH, hodnota menší než 7 reprezentuje kyselé pH, a hodnota vyšší než 7 představuje pH zásadité (McCauley et al. 2005). Půdní pH ovlivňuje účinnost bakteriálních enzymů. Mineralizace POH je nejrychlejší při pH pohybujícím se kolem hodnoty 6,7 (Xiao 2015). Extrémně kyselé nebo zásadité podmínky vedou ke snížené mikrobiální aktivitě a snížené dekompozice SOM. V půdě se tudíž může akumulovat více C. Tyto extrémní hodnoty mají negativní vliv na rostliny, které C do půdy dodávají (Bot a Benites 2005).

2.3.4.4 Půdní organismy

Půdní mikroorganismy jsou největší a nejvíce diverzifikovanou skupinou půdních organismů. Mikroorganismy ovlivňují půdní strukturu. Jsou schopny obklopovat půdní částice a slepovat je dohromady sekrecí organických látek. Mezi nejvýznamnější půdní mikroby patří bakterie, prvoci, řasy, houby a aktinomycety. Bakterie mají hlavní vliv na dekompozici POH, transformaci živin a tvorbu mikroagregátů. Houby mohou vytvářet hyfy nebo mycelia, což jsou dlouhá vlákna, která jsou schopná poutat půdní částice do makroagregátů. Významu roli ve zlepšování půdních vlastností má také půdní makrofauna. Nejdůležitějším zástupcem půdní makrofauny jsou žížaly (McCauley et al. 2005). Velké organismy většinu pohlčené OM nejsou schopny využít a pouze ji přetransformují a vylučují v podobě svých exkrementů. Právě toto zpracování a vyloučení OM má vliv na následný rychlý nárůst množství mikroorganismů. Tento počáteční nárůst vede k rychlému poklesu dekompozice, která je poté často nižší než rychlost dekompozice původního opadu, než byl organismem zkonsumován (Frouz 2010). Makrofauna je také schopná napomáhat agregaci půdy, a to především obalováním OM ve svém žaludku částicemi jílu, což značně zvyšuje rezistenci OM vůči rozkladu (Blouin et al. 2013).

2.3.4.5 Vegetace

Míra akumulace POH závisí především na kvalitě a množství vstupující OM. Vyšší množství srážek vede k vyšší produkci biomasy a ta může následně sloužit jako vstup C do půdy. Opad s nízkým C:N poměrem podporuje dekompozici a vede tedy k rozkladu SOC. Naopak opad s vysokým poměrem C:N a vysokým obsahem ligninu povede k pomalejší dekompozici, akumulaci C, a tvorbě humusu (Bot a Benites 2005). Dominantní druh vegetace může zároveň kvalitou svého opadu ovlivňovat složení mikrobiálního společenstva, což může mít následně vliv na rychlost dekompozice OM (Prescott a Grayson 2013). Rostliny mohou ovlivnit akumulaci C i pomocí svých kořenů (Stockmann et al. 2013). Rhizosféra, což je označení pro část půdy nacházející se v blízkosti kořenů rostlin, je

částí půdy s nejvyšší biologickou aktivitou (McCauley et al. 2005). Kořeny jsou více odolné vůči dekompozici než opad a C se po jejich odumření může v půdě akumulovat. Kořeny se také mohou stávat součástí agregátů a napomáhat tak stabilizaci C. Kořeny jsou schopny vylučovat tzv. exsudáty (výměšky). Tyto vyměšované látky mohou být snadno rozložitelné nebo naopak velmi komplexní (Stockmann et al. 2013).

2.3.4.6 Využití půdy

Nejméně organického C bychom našli v zemědělské půdě (Weil a Brady 2016). Zemědělské půdy obsahují 1-3% SOC. Travní porosty a lesy běžně obsahují C více (Stockmann et al. 2013). Narozdíl od půdy s trvalým porostem vegetace zde není způsob, jakým by se C mohl navracet zpět do půdy, protože téměř všechna vegetace je sklizena (Xiao 2015). U zemědělské půdy navíc dochází k narušování půdy orbou. Během orby dochází k rozbíjení půdních agregátů a provzdušnění půdy (Weil a Brady 2016). Díky tomu se se mohou mikroorganismy dostat k čerstvému humusu, který je následně velmi rychle rozložen (Xiao 2015). S orbou se často pojí i aplikace hnojiv, která má ale v kombinaci s disturbancemi nepříznivé účinky na akumulaci C. Zemědělské půdy jsou také často vápněny z důvodu zmírnění acidifikace. Tato metoda však vede k degradaci C a jeho uvolnění z půdy. Změna využívání půdy může mít na ukládání C do půdy vliv pozitivní i negativní. Změna přirozených ekosystémů (např. les, pastva) na zemědělské (např. plantáž, pole) snižuje množství C. Naopak přeměna zemědělské půdy na les nebo pastvu vede k nárůstu množství C uloženého v půdě (Stockmann et al. 2013).

2.3.5 Distribuce C v půdě

Více C lze obecně najít v minerálních horizontech než v horizontech organických (Robertson a Paul 2000, Jobbágy a Jackson 2000). To je především proto, že v nadložních horizontech (tzv. O horizontech) lze najít velké množství aktivního C (FAO/GSP 2017). Nejvíce C v O horizontu se ukládá na plochách, které byly druhotně zalesněny nebo na zemědělských půdách (Binkley 1996). Naopak více C stabilního lze najít v hlubších půdních horizontech (FAO/GSP 2017). Množství C je běžně měřeno zhruba do hloubky 1 m. Bylo ale zjištěno, že zásoby nacházející se pod hloubkou 1 m jsou mnohem větší. Předpokládá se, že by se zde mohla nacházet polovina celkové globální zásoby C. Vstupy C do těchto horizontů jsou zprostředkovávány DOC, kořenovými exsudáty a partikulovaným materiálem přeneseným z povrchu. Z důvodu snižování mikrobiální aktivity s hloubkou je tato zásoba C velmi dobře chráněna (Schmidt et al. 2011). Lorenz a Lal (2005) ve své práci uvádí, že hluboké půdní horizonty mají potenciál ukládat 760 – 1520 Pg C.

2.4 Uhlík v lesních půdách

2.4.1 Lesy jako zásobník uhlíku

Lesy pokrývají 4,1 bilionu hektarů zemského povrchu (Abdullahi et al. 2018). V lesích je C ukládán do biomasy rostlin a do půdy. Veškerá zásoba C v lesních ekosystémech se nachází v dynamické rovnováze s okolním prostředím (Lal 2005). Celkově je v lesních ekosystémech uloženo 47% veškerého C nacházejícího se na souši. C v lesích lze najít v nadzemní i podzemní biomase, mrtvém dřevě, opadu, a v půdě jako SOC (Sedjo a Sohngen 2012). Lesní ekosystémy obsahují celkově zhruba 1240 Pg C. Z tohoto množství je 536 Pg uloženo v biomase rostlin a 704 Pg v půdě (Abdullahi et al. 2018). Lesy tedy představují pro suchozemské ekosystémy významnou zásobárnu C a hrají důležitou roli v jeho cyklu (Lal 2005).

Nově vznikající lesy často začínají úplně od nuly a musí si vystačit s C naakumulovaným v půdě, jehož množství závisí na faktorech prostředí a historii předchozího využití půdy. Rychlost růstu rostlinné biomasy se postupně zvyšuje a ve starších lesích následně opět klesá. Dlouhodobá akumulace opadu a odumřelých kořenů stromů v půdě přispívá ke tvorbě humusu, který je odolný vůči dalšímu rozkladu. Ukazuje se tedy, že dlouhodobé stárnutí lesních porostů má na akumulaci C v půdě příznivý vliv (Oulehle a Hruška 2009). Obsah C sekvestrovaného v lesích se neustále mění s růstem, odumíráním a rozkladem vegetace. Zatímco biomasa bylin odumírá každoročně a okamžitě se rozkládá, dřeviny akumulují C delší dobu a jejich rozklad je složitější a delší. C se kromě stromů ukládá také v přízemní vegetaci, která je tvořena křovinami, bylinami a trávami. K odumření stromů může dojít různými způsoby. Mohou být skáceny, spáleny v důsledku požáru, zlomeny či vyvráceny větrem, nebo napadeny nemocí či hmyzem (Gorte 2009). Každá taková událost je ale zároveň zdrojem stability pro lesní ekosystémy a jejich cyklus C. Díky tomu se totiž velká část biomasy stává přístupnou rozkladu (Oulehle a Hruška 2009). Rychlost dekompozice je v lesích nižší než například u zemědělské půdy. Je to z toho důvodu, že v lese není půda mechanicky narušována a opad většinou zůstává na povrchu půdy. Samotný opad má na rozklad také vliv. Jak již bylo zmíněno v části týkající se rozkladných procesů v půdě, chemické složení opadu může rychlost dekompozice značně ovlivnit. V lesních ekosystémech hraje významnou roli také vyluhování. 5 - 40% celkového C může být v lesních půdách ztraceno v důsledku vyluhování (Weil a Brady 2016).

2.4.2 Mechanismy hromadění C v lesních půdách

Mechanismy stabilizace C jsou v lesních půdách více méně stejné jako ty, co už byly zmíněny výše v kapitole týkající se sekvestrace C v půdě. V lesních ekosystémech se však hlavním faktorem, který má vliv na hromadění C stává rychlost dekompozice a s ní související aktivita půdních mikroorganismů, které jsou schopny rozkládat OM (Prescott 2010).

Druhy mikroorganismů, které mají na dekompozici v lesní půdě největší vliv jsou bakterie a houby. Tyto dvě skupiny rozkladačů se od sebe ale liší, a to především tím, že mají jiné nároky na okolní prostředí (Prescott 2010). Bakterie upřednostňují OM obsahující větší množství N (s nízkým C:N poměrem) a menším podílem ligninu. Houby jsou naopak dominantními rozkladači komplexních organických látek, jako je například právě lignin. Houbám vyhovuje nižší pH půdy, které je pro bakterie naopak inhibující (Hackl et al. 2005). Bakterie i houby podporují akumulaci C v půdě. Houby mají vyšší účinnost při akumulaci C než bakterie. Houby jsou také schopny ve svých tělech vázat více C, který je po jejich odumření méně náchylný k rozkladu. Houbová biomasa se tedy rozkládá hůře než bakteriální a může se v půdě více akumulovat (Gougoulis et al. 2013). Protože houby upřednostňují hůře rozložitelný opad, jsou často asociovány s jehličnatými stromy. Bakteriím naopak vyhovuje spíše opad stromů listnatých. Houby hromadí C především v O horizontu a v blízkosti kořenů rostlin, se kterými si vytváří symbiotický vztah, kterému se nazývá mykorhiza. Bakterie naopak propagují akumulaci C v minerální půdě (Prescott a Grayson 2013, Baldrian et al. 2012). Tyto dva mechanismy akumulace C v lesních půdách se nazývají houbový a bakteriální kanál přenosu energie (Moore et al. 2003).

Práce Frouz et al. (2013) a Józefowska et al. (2017) naznačují, že během vývoje lesa se mohou dominantní mechanismy ukládání C měnit. Obě tyto studie byly provedeny na výsypkových půdách, které jsou významné tím, že zde půda vzniká úplně na novo. V těchto pracích bylo zjištěno, že v iniciálních půdách převažuje bakteriální kanál, který je silně spjat s činností půdních makroorganismů. Tyto studie také ukazují, že činnost žížal je schopná vytvořit vhodné podmínky pro bakterie v hlubších částech půdy. Ve spojení s dobře rozložitelným opadem s vyšším obsahem N (nízkým C:N poměrem), pak může tento systém v iniciálních půdách podporovat sekvestraci C. Vliv stromů na půdu tedy nemusí být přímý, ale může být zprostředkováván pomocí půdních mikro- a makroorganismů. Zároveň nejspíš hraje významnou roli i stáří a předchozí využití půdy. Moje hypotéza tedy je, že na iniciálních (výsypkových) půdách bude množství ukládaného C vyšší pod listnatými stromy z důvodu vyššího obsahu N v jejich opadu a celkově nižšího poměru C:N a vyššího pH, které vytvoří lepší podmínky pro činnost makrofauny a bakterií. Další z mých hypotéz pak je, že naopak na starších (lesních a zemědělských) půdách bude více C ukládáno pod jehličnatými stromy, a to z důvodu vyššího C:N poměru a nižšího pH, které budou spíše podporovat činnost hub.

2.4.3 Faktory ovlivňující zásobu C v lesních půdách

Zásoba C v lesních půdách je ovlivňována faktory uvedenými již výše v této práci. V této kapitole jsou zmíněny pouze specifické faktory ovlivňující ukládání C v lesních ekosystémech.

2.4.3.1 Zalesňování

Zalesňování spočívá v sázení stromů na místech, kde se předtím určitou dobu nevyskytovaly. Typickým místem, kde se zalesňování provádí jsou nevyužívané zemědělské pozemky (Gorte 2009). Zalesňování, jak už zde bylo zmíněno dříve, je důležitým opatřením, co se týče zmírňování dopadů změny klimatu (Mayer et al. 2020). Především zalesňování zemědělské půdy může vést k nárůstu zásoby C v půdě (Lal 2005). K akumulaci C v nově zalesněném území dochází ve chvíli, kdy půda dosáhne nové rovnováhy mezi vstupy a ztrátami C. Než ekosystém této rovnováhy dosáhne může docházet k menším ztrátám C. Výsadba stromů může vést k narušení půdy, což se projeví urychlením mineralizace POH. C se v prvních několika letech po zalesnění akumuluje především v biomase vegetace (asi 80%) a jen malá část se akumuluje v půdě (Jandl et al. 2007). Na počátku vývoje se C v půdě akumuluje v organických horizontech (Mayer et al. 2020). Postupem času však začínají zalesněné půdy ukládat větší množství C v minerálních horizontech (Jandl et al. 2007). Akumulace C v zalesněné půdě je tedy ovlivněna i stářím porostu. Čím je porost starší, tím více C se začíná ukládat v půdě spíše než v biomase, a také se zvyšuje množství stabilního C (Lal 2005). Zalesnění půdy může mít tedy pozitivní vliv na množství C uloženého v půdě (Mayer et al. 2020).

2.4.3.2 Přeměna lesa

Pomocí odlesňování mohou být lesy přeměněny na pastviny nebo zemědělskou půdu. Takovéto zásahy vedou k velkým ztrátám C, a to především v tropických oblastech (Gorte 2009). Dále může docházet k přeměně primárních lesů na lesy sekundární nebo na plantáže (Mayer et al. 2020). Primární lesy jsou lesy, které nejsou poznamenány lidskou činností a ekologické procesy v nich probíhající nejsou významným způsobem narušeny (Bernier et al. 2017). Tento typ přeměny lesů je častý především v tropech. Přeměna lesů na lesy sekundární, což jsou lesy intenzivně obhospodařované, vede ke ztrátám C z půdy. Tato přeměna má však na zásobu C menší dopad než přímá přeměna lesa na zemědělskou půdu (Mayer et al. 2020). Pokud jsou sekundární lesy dobře obhospodařované mohou mít i vyšší produktivitu než lesy primární a tím pádem mohou i ukládat více C (Turner et al. 2017). Pokud například porovnáme těžbu dřeva v primárních lesích a lesích sekundárních, menší dopad na zásobu C bude mít těžba v lesích sekundárních, které jsou už na větší disturbance přizpůsobeny (Nave et al. 2019). Přeměna primárních lesů na sekundární má spíše význam ekonomický, protože půdy jsou o dost produktivnější než primární lesy a zároveň jsou schopny zadržet o něco vyšší množství C než zemědělské půdy (Mayer et al. 2020).

2.4.3.3 Těžba dřeva a probírky stromů

Holosečný způsob těžby dřeva, kdy jsou pokáceny všechny stromy v určité oblasti, má velmi negativní dopad na množství C v půdě. Celkově dochází holosečí ke ztrátě asi 8% veškerého půdního C uloženého v lesním ekosystému (Nave et al. 2010). Ztráta C při holoseči je přisuzována především

vyššímu oslunění území a vytvoření příznivých mikroklimatických podmínek pro rychlejší dekompozici (Lal 2005). Taktéž dochází ke zrychlení eroze a vyluhování, které mohou vést ke zmenšení zásoby C. Ztráta C spojená s těžbou je většinou pouze krátkodobá a po několika letech se opět vrací do stabilního stavu (Knoepp a Swank 1997). Důvodem rychlého poklesu zásoby těsně po holoseči je promíchání nadložních horizontů s minerálními. Rychlost dekompozice později ustává z důvodu poklesu mikrobiální aktivity a snížení množství vody v půdě (Lal 2005). Důsledky těžby na ztrátu půdního C mohou být zmírněny využitím šetrných těžebních metod, ponecháním zbytků po těžbě na lesní půdě, a omezením narušování půdy. Zbytky po těžbě stromů jsou směsí částí stromů, které nejsou ekonomicky využitelné. Jsou to především listy (či jehlice), větve, menší kmeny, kůra, mrtvé dřevo a kořeny. Odstraňování zbytků po těžbě má negativní dopad na množství C v půdě (Mayer et al. 2020). Odstranění zbytků z lesní půdy může vést ke ztrátě 10 až 45% C z nadložních horizontů a až 10% z horizontů minerálních (Achat et al. 2015).

Mezi hlavní zásahy týkající se lesního managementu patří probírky. Probírka stromů se v lesnictví využívá k odstraňování jednotlivých stromů v lese, a to z důvodu snížení kompetice stromů o prostor, světlo a živiny (Gorte 2009). Odstranění stromů při probírce vede k vytvoření mikroklimatu, pro které jsou typické vyšší teploty půdy, a to z důvodu vyššího oslunění. Vyšší teplota půdy spolu s vyšší vlhkostí vede ke zvýšení dekompozice. V důsledku toho dochází ke ztrátě C. Mikroklima se po krátké době vrací zase do normálu a dlouhodobě nemá na zásobu C velký vliv. Pokud jsou intervaly mezi jednotlivými probírkami velmi krátké a intenzivní, může docházet ke ztrátám C z půdy (Jandl et al. 2007). Probírky tedy mohou mít pozitivní vliv na sekvestraci C, ale i negativní. Záleží na konkrétních podmínkách (Gorte 2009).

2.4.3.4 Narušování půdního povrchu

K záměrnému narušování půdního povrchu dochází především z důvodu přípravy půdy při sázení nových stromů. Příprava půdy pomocí disturbancí vede k lepšímu růstu a k přežití většího množství semenáčků. Metody využívané k přípravě dané plochy mohou být manuální, mechanické či chemické. V důsledku využití těchto metod dochází k odstranění nežádoucí vegetace a nadložních horizontů. To vede ke vzniku mikroklimatu a zvýšení dekompozice POH (Jandl et al. 2007). Tyto přípravy půdy před sázením semenáčků mohou způsobovat značné ztráty C z půdy. Čím jsou disturbance silnější, tím více C se ztrácí (Mayer et al. 2020). Více náchylné ke ztrátě C v důsledku narušení jsou půdy písčité (Carlyle 1993). Disturbance jsou nejvíce výrazné v nadložních horizontech (Mayer et al. 2020). C však může být v důsledku prokypření půdy přesunut do hlubších částí půdy, kde je lépe chráněn před ztrátou (Swain et al. 2010). Z dlouhodobého hlediska záměrné narušování půdy nezpůsobuje ztrátu C, protože zůstává zachován C uložený v hlubších vrstvách minerální půdy (Mayer et al. 2020).

2.4.3.5 Hnojení dusíkem

Hnojení je využíváno v intenzivně obhospodařovaných lesích. Mnoho lesů je N limitováno a jeho zvýšené dodávání do půdy může urychlit růst vegetace a zvětšení zásoby SOC (Lal 2005). Přidávání N do půdy snižuje poměr C:N a tím zlepšuje dekompozici čerstvého opadu. Zároveň je ale N schopen zpomalovat rozklad humusu v pozdějších fázích rozkladu (Jandl et al. 2007). N je schopen potlačit aktivitu enzymů rozkládajících lignin (Mayer et al. 2020). K nárůstu zásoby C dochází především v minerálních vrstvách půdy (Jandl et al. 2007).

2.4.3.6 Výběr druhů stromů

Výběr druhů stromů, které budou v lese pěstovány je jedním z dlouho využívaných způsobů lesního managementu. V poslední době bývá však spojován především s potenciálem na sekvestraci C v půdě. Jehličnany a listnáče se od sebe liší především rychlostí akumulace C, distribucí C mezi organickými a minerálními horizonty, a ve stabilitě půdního C (Mayer et al. 2020). Zásoba C v nadložních horizontech je obvykle vyšší pod jehličnany než pod listnáči. Naopak zásoba C v minerální půdě je vyšší pod listnatými druhy stromů (Vesterdal et al. 2013). Zároveň je C ukládaný v minerální půdě pod listnáči více stabilní (Mayer et al. 2020). Stabilita půdního C se značně liší mezi jednotlivými druhy stromů. Nejvíce stabilní C lze najít u druhů s vysokou koncentrací N v kořenech. Nejméně stabilní C se nachází pod druhy s vysokým obsahem vápníku (Ca) v opadu (Angst et al. 2019a). Jehličnany mají poměrně mělký kořenový systém a C se pod nimi proto akumuluje především v O horizontu (Jandl et al. 2020). Jejich opad je zároveň hůře rozložitelný, což vede ke zpomalení dekompozice (Mayer et al. 2020).

2.4.3.7 Požáry

Požáry jsou v lesních ekosystémech velmi běžné a mají velký vliv na cyklus C. Oheň způsobuje velmi rychlou mineralizaci OM. Při požárech na jednu stranu dochází ke ztrátě OM, na stranu druhou však dochází ke vzniku nových forem C. Tento pyrogenní C (také nazývaný black carbon, dřevěné uhlí nebo char) je pak v půdě velmi stabilní (viz výše). Požáry jsou zároveň zdrojem emisí CO₂ (Gorte 2009). O tom, jak velký vliv na zásobu C bude požár mít rozhoduje jeho teplota a intenzita (Lal 2005). Během velkých požárů může docházet k masivnímu úniku C do atmosféry. Řada experimentů však potvrdila, že pokud jde o požáry přirozené, může být vliv na zásobu C pozitivní. Důvodem je inkorporace dřevěného uhlí (vznikajícího během požáru) do půdy a také zvýšená fixace N po požáru (Jandl et al. 2007). Jedním ze způsobů regulace požárů je odstraňování co nejvíce biomasy z lesní půdy (Gorte 2009). Tento typ regulace může požáry na nějakou dobu potlačit, ale nemůže je zastavit dlouhodobě (Jandl et al. 2007). Jako lepší volba se jeví menší kontrolované požáry, díky kterým lze předcházet velkým a intenzivním požárům (Gorte 2009).

3 Hypotézy

Na základě informací z literárních pramenů jsem formulovala následující pracovní hypotézy: **1)** Stáří půdy bude mít vliv na hlavní mechanismy ukládání C, proto bude na výsypkách převažovat biomasa bakterií, které budou podporovat ukládání C pod listnatými stromy; **2)** Naopak u půd dobře vyvinutých bude převažovat biomasa hub, které budou podporovat ukládání C spíše pod jehličnatými stromy; **3)** Na velikost zásoby C bude mít zároveň vliv i chemické složení listového opadu stromů, a to především poměr C:N. Opad s nižším C:N poměrem, který je typický především pro listnáče, bude pro mikroorganismy snadněji rozložitelný a bude podporovat dekompozici POH; **4)** Naopak opad s vysokým C:N poměrem, který je typický pro jehličnany, bude pro mikroorganismy hůře rozložitelný a povede k akumulaci POH.

4 Metodika

Ke kvantitativní analýze byly použity data z celkem 40 studií. Studie byly vyhledávány pomocí databáze Web of Science a portálu Google Scholar. Původním vyhledáváním pomocí širokých hesel (např. tree species, soil, common garden, carbon atd.) bylo na Web of science nalezeno 813 výsledků. Google Scholar poskytl při prvotním vyhledávání 18 000 výsledků. Následně jsem z nalezených výsledků vybírala články odpovídající požadovaným kritériím, která jsou popsána níže. Tyto články jsem podrobila detailnější analýze, abych zjistila, zda obsahují všechny potřebné parametry. Zároveň jsem hledala další literární prameny i v seznamech literatury nalezených článků. Celkem jsem tímto způsobem detailně prohledala zhruba 1 000 článků z obou portálů. Z těchto článků jsem pak vybrala 39 článků, které obsahovaly požadované parametry a odpovídaly daným kritériím. V analýze byla dále použita i nepublikovaná data naměřená na výsypkách v okolí Kolína nad Rýnem. Těchto 40 studií obsahovalo 48 common garden experimentů, na nichž bylo vysázeno celkem 270 nezávislých kombinací druhů stromů, substrátu a klimatu.

Hlavním kritériem pro výběr článku bylo, že se muselo jednat o common garden experiment, tedy že muselo být více různých druhů stromů vysázeno na stejném substrátu za stejných klimatických podmínek. Článek musel dále obsahovat popis půdních vlastností, a to konkrétně půdní druh nebo alespoň základní charakteristiku zrnitosti dané půdy, a pH. Dalšími informacemi, které musel článek obsahovat byly: předchozí využití půdy, na které bylo měření prováděno, průměrná teplota a množství srážek nebo alespoň přesná lokace, podle které bylo možné tyto informace dohledat. Při detailnějším prohledávání prací bylo hlavním kritériem, zda výsledky obsahují alespoň jeden z následujících parametrů: (1) zásobu C v půdě na jednotku plochy; (2) koncentraci C v půdě jako váhu C na váhu dané půdy; (3) poměr C:N v listovém opadu; (4) zásobu N v půdě na jednotku plochy; (5)

koncentraci N v půdě jako váhu N na váhu dané půdy; (6) hodnotu pH dané půdy. Všechny tyto parametry přitom musely být měřeny pod každým stromem zvlášť. V poslední fázi jsem vybírala články, které ve výběru druhů zahrnovaly minimálně jeden listnatý a zároveň alespoň jeden jehličnatý strom.

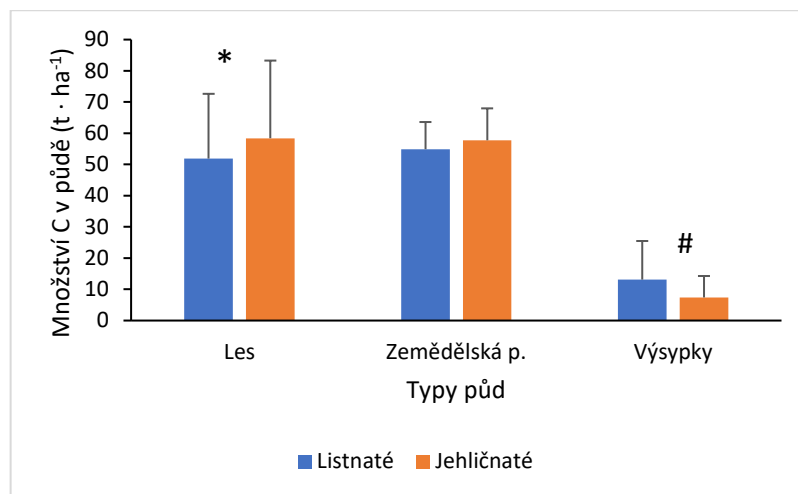
Při analýze dat nemohla být provedena klasická metaanalýza, protože v člancích často nebyly uvedeny směrodatné odchylky. Rozdíly mezi jednotlivými skupinami byly tedy testovány pomocí párového t-testu v programu Excel. Soustředila jsem se na porovnání parametrů popsaných výše (1-6) mezi listnáči a jehličnany, a pak mezi smrkem a bukem. Vypsala jsem si všechny druhy stromů uvedené ve studiích a rozdělila jsem je na listnaté a jehličnaté. Ke každému druhu, který se ve vybrané studii objevoval, jsem vypsala hodnotu parametru. Tato data byla soustředěna do tabulky v Excelu. Poté jsem pomocí programu vypočítala průměrné hodnoty daného parametru pro všechny jehličnany a listnáče použité v dané studii. Byl-li ve studii zahrnut buk a smrk byla za každou studii použita průměrná hodnota ze všech opakování. Data jsem rozdělila na tři základní soubory podle předchozího využití půdy před zalesněním. Následně byl pro každý typ půdy vypočítán párový t-test porovnávací rozdíly mezi průměrem jehličnanů a listnáčů, a párový t-test porovnávací rozdíly mezi průměrem buku a smrku. Z průměrných hodnot byly pro každý parametr v programu Excel sestaveny sloupcové grafy, ve kterých byly vyznačeny signifikantní výsledky t-testu (zejména $p < 0,1$, $0,05$ a $0,01$).

Dále mě zajímalo, jak rychlost sekvestrace souvisí s C:N poměrem opadu. Pro toto porovnání nebylo možné použít přímo hodnoty nahromaděného C, protože výsadby se lišily stářím a studie se mezi sebou lišily metodicky. Proto jsem při porovnání závislosti zásoby C na poměru C:N nejprve údaje o zásobě C standardizovala, což bylo provedeno vydělením zásoby C, získané z dané studie pro daný druh dřeviny, průměrem zásoby C všech dřevin, které se v dané studii vyskytovaly. Následně byly takto získané standardizované hodnoty zásoby C a poměr C:N pro každou studii v programu Excel převedeny do grafu a proloženy regresní přímkou. Ta byla vypočtena pro jednotlivé skupiny ploch vysázených na půdách s různou historií (lesní, polní, výsyvky).

Abych zjistila, jaké faktory zvyhodňují hromadění C pod listnáči a jehličnany byl pro každou studii v Excelu vypočten poměr mezi průměrnou zásobou C pod listnáči a jehličnany (hodnoty větší než 1 značili větší hromadění C pod listnáči, a naopak hodnoty menší než 1 větší hromadění C pod jehličnany). Tento poměr byl korelován s pH půdy, zrnitostí, průměrnou měsíční teplotou, ročním úhrnem srážek a typem předchozího využití půdy pomocí korelačního koeficientu. Environmentální veličiny byly vypsány z příslušných studií, případně u chybějících klimatických hodnot dohledány podle lokace. U pH a zrnitosti řada studií neuváděla přesné hodnoty, proto byly studie rozděleny na graduální škále na půdy, kyselé (pod 6) blízké neutrálnímu pH (6-7,5) a alkalické (nad 7,5). Podle zrnitosti byly půdy rozděleny na písčité, hlinité a jílovité.

5 Výsledky a diskuse

5.1 Množství C v minerální půdě pod listnatými a jehličnatými stromy



Obrázek 2: Průměrné množství uhlíku v tunách na hektar uloženého pod různými typy dřevin na třech typech půd. Úsečky značí směrodatnou odchylku. Hodnoty v grafu byly získány jako průměr z 23 studií, pro les $n = 12$, pro zemědělskou půdu $n = 4$ a pro výsypky $n = 7$. Průměry jednotlivých typů půd pod jehličnatými a listnatými stromy byly mezi sebou porovnány pomocí párového t-testu. Symbol „*“ označuje $p < 0,05$ a „#“ $p < 0,1$.

Množstvím C v půdě zde rozumíme zásobu C v půdě na jednotku plochy tedy např. v $t \cdot ha^{-1}$. Z grafu je patrné, že pod porosty založenými na lesní půdě je více C v minerální vrstvě uloženo pod jehličnatými stromy ($58,4 t \cdot ha^{-1}$) než pod stromy listnatými ($51,9 t \cdot ha^{-1}$). Stejně tak u experimentů založených na bývalé zemědělské půdě je o něco více C uloženo pod jehličnany ($57,7 t \cdot ha^{-1}$) než pod listnáči ($54,9 t \cdot ha^{-1}$). Opačný trend se ukázal u půdy výsypkové, kde bylo nejvíce C nahromaděno pod listnáči ($13,1 t \cdot ha^{-1}$) a méně pod jehličnany ($7,4 t \cdot ha^{-1}$). Výsledky porovnání pomocí t-testu byly následující: lesní půda měla $p < 0,05$ (v grafu je tato hodnota označena symbolem "*"), na zemědělské půdě bylo $p = 0,40$, a na výsypkách byla hodnota $p < 0,1$ (v grafu je tato hodnota označena symbolem "#").

Moje výsledky ukazují, že u experimentů založených na lesní a bývalé zemědělské půdě je nejvíce C uloženo pod jehličnany, což podporuje i řada jiných studií (Christiansen et al. 2010, Gurmese et al. 2013, Vesterdal et al. 2008, Mueller et al. 2012). U výsypek jsem naopak našla více C uloženého pod listnáči (Frouz et al. 2013, Józefowska et al. 2017, Frouz et al. 2009). Tato výrazně vyšší zásoba C pod jehličnany je ve studiích, které podporují mé výsledky vysvětlována různě. Gurmese et al. (2013) si tento rozdíl vysvětlují širším gradientem půdní textury na testovaných plochách, protože v této studii se ukázalo, že zásoba C v minerální půdě byla menší na plochách s vyšším obsahem jílovitých částic a vyšším pH. Podle Vesterdal et al. (2008) může být tento efekt ovlivněn složením opadu konkrétní dřeviny. Smrk má nízkou koncentraci N v opadu, což snižuje rychlost rozkladu opadu a vede k celkovému zpomalení obratu C. C se poté může hromadit v nadložních horizontech, nebo může být činností žížal či vyluhováním přesunut do minerální půdy. Dalšími efekty, které jsou

v literatuře poměrně často uváděny jako důvod vyšší akumulace C pod jehličnany jsou kvalita opadu a vliv mikroklimatu vytvořeného konkrétní dřevinou na dekompozici a rychlost mineralizace (Vesterdal et al. 2012, Sevgi et al. 2011, Hansson et al. 2011).

Řada studií se shoduje na tom, že důvodem, proč výsyvky ukládají více C právě pod listnáči je chemické složení jejich opadu, a to především množství N. Listnáče mají poměrně nízký poměr C:N a vysoký obsah N ve svém opadu. C je pro organismy v půdě jeden z nejméně limitujících prvků. Během dekompozice opadu se však stává více limitujícím N. Stromy, které mají vyšší obsah N ve svém opadu budou podporovat dekompozici a vytvářet příznivější podmínky pro půdní makrofaunu (především žížaly). Žížaly jsou schopné přesouvat opad z nadložních horizontů do minerální půdy, kde se díky jejich činnosti stává součástí půdních agregátů. V půdních agregátech je C velmi pevně vázán a dobře se akumuluje (Frouz et al. 2013, Józefowska et al. 2017, Frouz et al. 2009).

Z mých výsledků je patrné, že u experimentů na lesní a zemědělské půdě bylo pod listnatými a jehličnatými dřevinami uloženo podobné množství C (Gurmesa et al. 2013, Hagen-Thorn et al. 2004, Sevgi et al. 2011, Finzi et al. 1998). U výsypek bylo naopak množství C uloženého pod jehličnany a listnáči v porovnání s lesní a zemědělskou půdou velmi nízké. Důvodem je, že dobře vyvinuté půdy, které jsou reprezentovány sekundárními lesy a zalesněnou zemědělskou půdou mají za sebou o dost delší vývoj než půdy vznikající na výsypkách.

5.2 Vliv stáří a předchozího vývoje půd na akumulaci C v půdě

Celkově je obsah C na plochách založených na zemědělské a lesní půdě větší než na plochách výsypek. Zde je nutno podotknout, že studie z výsypek často ve své bilanci odečítají fosilní C ve formě uhlí nebo kerogenu, a počítají pouze s nově akumulovaným C. Započtení fosilního C by v řadě případů celkovou zásobu C významně zvýšilo (Frouz et al., 2009). Uvažujeme-li pouze C naakumulovaný od začátku pedogeneze, pak je logické že na plochách výsypek, kde jsou půdy mnohem mladší, je C méně, než u experimentálních ploch založených na lesních či polních půdách, kde je celková zásoba C tvořena nejen C nahromaděným stávající generací stromů ale i C nahromaděným v předchozí historii pedogeneze. Akumulace C v půdě ale nemá v závislosti na věku půdy zcela lineární dynamiku během celého vývoje. Jednou z nejčastěji zmiňovaných teorií je, že půdy mohou během svého vývoje dosáhnout určité maximální hodnoty saturace C a další přidávání C do půdy už poté nevede ke zvětšování jeho zásoby (Vindušková et al. 2019). Vindušková et al. (2019) ve své studii zkoumala velikost zásoby C v půdě na půdních sesuvech v mírném klimatu vznikajících na sedimentárních horninách. Půdní sesuvy se velmi podobají výsypkám a to tím, že půda se dostává do kontaktu s novými horninami a není poznamenána předchozím vývojem ekosystému. V této studii bylo zjištěno, že zásoba C ve svrchních 30 cm minerální půdy během

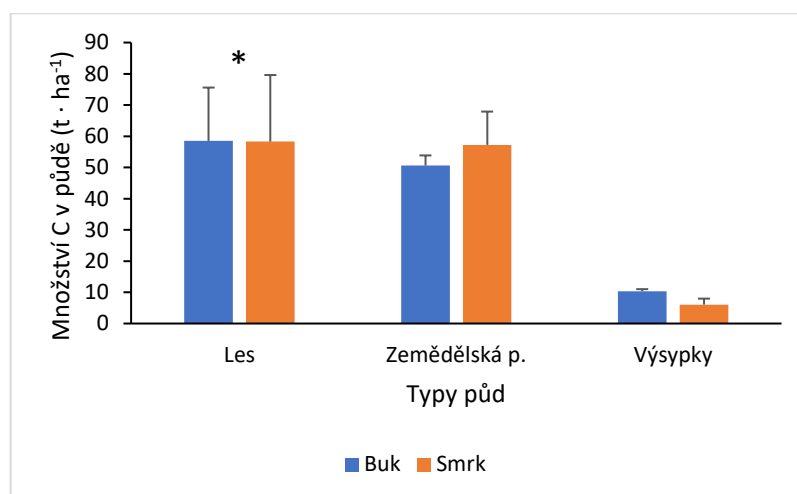
prvních 100 let vývoje na půdních sesuvech rapidně vzrostla. Dále docházelo pouze k pomalému vzestupu, po kterém následovalo ustálení na jedné hodnotě. Stáří sesuvů se pohybovalo od 4 do 13000 let. V mladých sesuvech (< 100 let) narůstal C s časem pomaleji než u sesuvů starších. Tato pomalejší akumulace byla nejspíše způsobena interakcí C s jílem. Méně jílovité půdy akumulovaly C rychleji. U půd starších byl C zase rychleji akumulován, pokud bylo v půdě méně skeletu a vyšší obsah jílu a prachu. Během prvních 70 - 150 let dochází k "vyplnění" kapacity půdy na stabilizaci POH. Tím je myšleno, že POH už se například nemůže navázat na povrch minerálních částic, protože volná místa na navázání jsou již vyčerpána. V jiných půdách pak může být tako kapacita zvýšena erozí během které vznikají nové minerály a díky tomu, pak může saturace půdy C trvat déle (Vindušková et al. 2019).

Výsledkem tohoto porovnání je, že na mladých půdách, jako jsou výsypky, je pro akumulaci C lepší pěstovat listnaté stromy. Tento výsledek souhlasí s metaanalýzou akumulace C na výsypkových plochách (Vindušková a Frouz 2013), která také poukazuje na to, že rychlost hromadění C na mladých výsypkách je největší pod výsadbami listnáčů. Výše uvedená práce také ukazuje, že rychlost hromadění C pod listnáči je vysoká zejména v iniciálních stádiích vývoje a s časem klesá. Naproti tomu u jehličnanů je trend opačný což je konsistentní s mými poznatky, že hromadění C ve starších půdách je větší pod jehličnany.

Během těžby dochází k odstranění horní vrstvy půdy a půda na výsypkách se tak stává méně úrodnou a více citlivou k narušení (Buta et al. 2019). Proto vysazení jehličnanů, které mají vysoké nároky na množství vody (Vesterdal et al. 2012, Schelfhout et al. 2017) a acidifikují půdu skrze svůj opad (Hagen-Thorn et al. 2004, Buta et al. 2019) nemusí být u tohoto typu půdy nejlepší volbou. Mnoho autorů se domnívá, že hlavním důvodem je chemické složení opadu listnáčů. Poměr C:N v opadu je u listnatých dřevin nižší než u jehličnatých (Hansson et al. 2011, Christiansen et al. 2010, Angst et al. 2019b). Chemické složení opadu neovlivňuje velikost zásoby C přímo, ale spíše dochází k propojení několika na sobě závislých procesů, které ve výsledku mohou ovlivnit velikost zásoby C a také její umístění v půdě (Frouz et al. 2009). Nízký poměr C:N v opadu listnatých stromů má pozitivní vliv na dekompozici a opad se díky tomu rychleji rozkládá (Vesterdal et al. 2008, Angst et al. 2019b, Frouz et al. 2013). U jehličnanů je to naopak. Jejich opad má vysoký poměr C:N a rozkládá se pomaleji (Thomas a Prescott 2000, Šnajdr et al. 2013). Hlavním důvodem pomalého rozkladu opadu jehličnanů přitom není jenom vysoká hodnota C:N v opadu, ale i vysoký obsah ligninu a vosků v jehlicích (Angst et al. 2019b). Rychlá dekompozice u listnáčů poté vede k rychlejšímu obratu C (Trum et al. 2011, Melvin a Goodale 2013). U jehličnanů je dekompozice pomalá, což vede k pomalejšímu obratu živin a hromadění C v nadložních horizontech (Vesterdal et al. 2012, Gurmessa et al. 2013). Pod jehličnany se na starších plochách hromadí více C, ale většina se ho nachází v O horizontu (Vesterdal et al. 2008). Rychlejší rozklad u listnáčů vede k vyššímu zakomponování C z

organického horizontu do minerální půdy (Frouz et al. 2009). V minerální půdě je přitom C vázán pevněji a je méně náchylný ke ztrátám (Vesterdal et al. 2008). Velké množství C v organickém horizontu může být snadno ztraceno například požárem, erozí nebo dekompozicí (Oostra et al. 2006, Vesterdal et al. 2008). Vliv na transport C z organického horizontu do minerální půdy má půdní makrofauna, a to především žížaly (Šnajdr et al. 2012, Melvin a Goodale 2013, Vesterdal et al. 2012, Lorenz a Thiele-Bruhn 2019). Listnáče mají dobře rozložitelný opad, který žížaly upřednostňují. Žížaly svojí činností míchají opad s minerální půdou a opad se tak stává snadněji přístupným pro mikroorganismy. Žížaly jsou také schopné zakomponovat tento opad do půdních agregátů, čímž způsobují zpomalení rozkladu OM a podporují ukládání C v minerální půdě. Jelikož výsypkové půdy jsou velmi náchylné k jakékoliv disturbanci je pro jejich zalesnění lepší volit listnaté dřeviny, které jsou schopné v tomto typu půd vytvořit větší a kvalitnější zásobu C.

5.3 Množství C v půdě pod bukem a smrkem



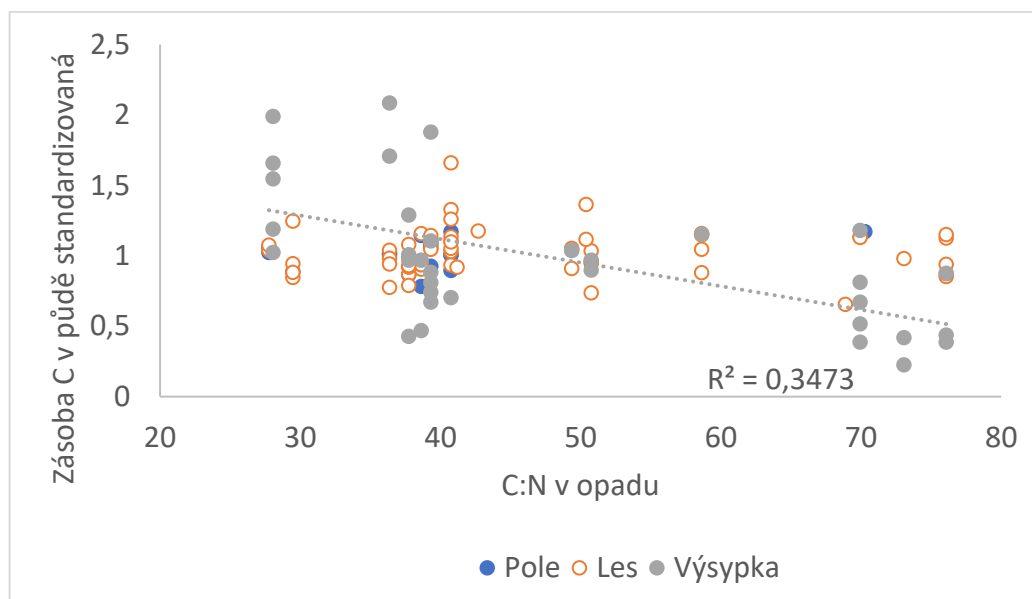
Obrázek 3: Průměrné množství uhlíku v tunách na hektar pod dvěma typy dřevin na různých typech půd. Úsečky značí směrodatnou odchylku. Hodnoty v grafu byly získány jako průměr z 15 studií, pro les $n = 9$, pro zemědělskou půdu $n = 4$ a pro výsypky $n = 2$. Průměry jednotlivých typů půd pod bukem a smrkem byly mezi sebou porovnány pomocí t-testu. Symbol „*“ označuje $p < 0,05$.

Následující graf porovnává naše dva nejhojnější zástupce listnatých a jehličnatých dřevin buk a smrk. Z grafu lze vyčíst, že trend je zde podobný jako u výše popsaného porovnání listnáčů a jehličnanů. Pod porosty založenými na lesní půdě bylo množství C v minerální půdě pod bukem i smrkem dost podobné. Pod bukem bylo ale o trochu více C ($58,5 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$) než pod smrkem ($58,3 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$). U experimentů založených na bývalé zemědělské půdě je výsledek opačný. Více C bylo uloženo pod smrkem ($57,2 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$) než pod bukem ($50,6 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$). U výsypek bylo více C nalezeno pod bukem ($10,4 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$) než pod smrkem ($6,1 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$). Pro lesní půdu byla výsledná hodnota $p < 0,05$, což naznačuje, že výsledek tohoto porovnání není náhodný. U zemědělské půdy bylo $p = 0,38$. Pro výsypkové půdy nebylo z důvodu nedostatku dat možné provést porovnání pomocí t-testu.

Moje výsledky ukazují, že u experimentů založených na bývalé zemědělské půdě bylo více C uloženo v půdě pod smrkem. Tento trend podporuje i několik dalších studií (Christiansen et al. 2010, Gurmesa et al. 2013). Jedním z důvodů, proč se C na těchto plochách hromadí více pod smrkem by mohl být fakt, že smrk má oproti buku jinou stavbu koruny, a tudíž se pod ním vytváří jiné mikroklima. Jehlice smrku jsou přítomny celoročně, kdežto buk na zimu opadá. C je tak do půdy smrku dodáván z listového opadu celoročně. Dalším z faktorů, který je udáván dle studie Christiansen et al. (2010) je využití půdy. Jedna z ploch ve zmíněné studii byla využívána jako zemědělská plocha a má za sebou historii používání dusíkatých hnojiv a vápnění. Tato půda má celkově vyšší obsah N a opad se zde rozkládá rychleji (Christiansen et al. 2010). Gurmesa et al. (2013), kteří ve své studii zkoumali množství C na několika bývalých zemědělských plochách s různou strukturou a úrodností, přikládají větší vliv půdním vlastnostem spíše než vlastnostem opadu. Mezi významné půdní vlastnosti patří podle autorů textura půdy, její vlhkost a pH. V této studii se zásoba C a N zmenšovala s větším množstvím jílu a vyšším pH. Zároveň bylo ve výše zmíněné studii zjištěno, že půdy s dobrými vlastnostmi bohaté na živiny zabraňovaly akumulaci v nadložních horizontech a více C se tak akumulovalo v minerální půdě (Gurmesa et al. 2013)

U výsypek a porostů založených na lesní půdě jsem našla opačný trend. Více C se u těchto typů půd akumulovalo pod bukem. Pro výsypky bohužel nebylo nalezeno dost studií, které by zahrnovaly jak buk, tak i smrk. Jediná získaná data, kde byl k experimentu použit buk i smrk jsou nepublikovaná data z Kolína nad Rýnem, která potvrzují, že pod bukem bylo uloženo více C než pod smrkem (Frouz, pers. com.). U experimentů na lesní půdě jsem našla podobný trend jako u výsypek. Rozdíl mezi množstvím C pod smrkem a pod bukem sice není tak výrazný, ale je statisticky významný. Ani u experimentálních ploch na lesní půdě nebylo nalezeno mnoho studií, které by zahrnovaly oba druhy dřevin. Byly ale nalezeny studie, které mnou zjištěné výsledky podporují (Mueller et al. 2012, Christiansen et al. 2010). Mueller et al. (2012) se domnívají, že velikost zásoby půdního C je propojena s aciditou půdy. Acidita půdy podle autorů může ovlivnit množství C, které se v půdě může uložit. Zároveň je ve studii uvedeno, že akumulace C v O horizontu probíhá rychleji a ve větším množství než v minerální půdě.

5.4 Vztah mezi ostatními vlastnostmi půdy a zásobou C v půdě



Obrázek 4: Závislost mezi standardizovaným množstvím uhlíku v půdě a C:N poměrem v opadu. Vzhledem k velkým rozdílům mezi studii byly hodnoty zásoby uhlíku (v $t \cdot ha^{-1}$) standardizovány vydělením průměrnými hodnotami jednotlivých studií. Lineární trendy byly proloženy pro jednotlivé skupiny pokusných ploch založených v různých podmínkách (na poli, na lesní půdě a na výsypce). Jsou ukázány pouze ty trendy, kleté měli $p < 0,05$.

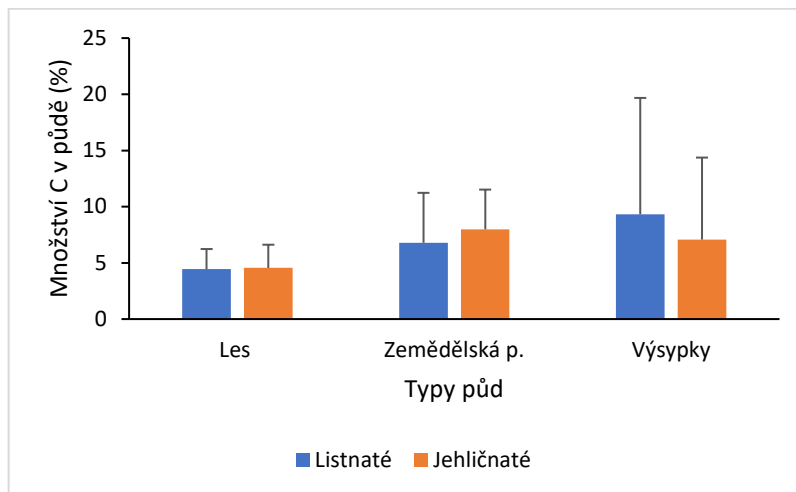
Z následujícího grafu je patrné, že mezi poměrem C:N v opadu a velikostí zásoby C v půdě je u výsypek výrazná závislost. Čím je poměr C:N menší, tím větší je zásoba C v půdě na výsypkách. U experimentů založených na lesní a zemědělské půdě žádný výrazný trend není a zásoba C zůstává více méně stejně velká při různém poměru C:N.

Tabulka 1: Korelační koeficient mezi vlastnostmi jednotlivých studovaných lokalit a poměrem C pod listnáči a jehličnany (čísla menší než 1 značí převahu jehličnanů, čísla větší než 1 převahu listnáčů). Pozitivní korelační koeficient znamená, že daný parametr podporuje větší hromadění uhlíku pod listnáči, negativní znamená že daný parametr podporuje větší hromadění uhlíku pod jehličnany.

Parametr	r	p
pH substrátu	0.624	<0.01
Půdní druh	0.513	<0.05
Srážky (mm)	-0.275	
Teplota (°C)	-0.063	
Pole	-0.152	
Les	-0.445	<0.05
Výsypka	0.608	<0.01

Výše uvedená tabulka ukazuje, že hromadění C pod listnáči je podporováno vyšším pH a půdním druhem. Zároveň z tabulky vyplývá, že více C se bude pod listnáči hromadit na výsypkách, což je v souladu s výše uvedenými výsledky. Také lze z tabulky zjistit, že hromadění C pod jehličnany je podpořeno množstvím srážek a teplotou. Tabulka ukazuje, že na zemědělské a lesní půdě se bude více C hromadit pod jehličnany.

5.5 Koncentrace C v půdě pod listnatými a jehličnatými stromy



Obrázek 5: Průměrné množství uhlíku v procentech pod různými typy dřevin na třech typech půd. Úsečky značí směrodatnou odchylku. Hodnoty v grafu byly získány jako průměr z 25 studií, pro les $n = 12$, pro zemědělskou půdu $n = 4$ a pro výsypky $n = 9$. Průměry jednotlivých typů půd pod jehličnatými a listnatými stromy byly mezi sebou porovnány pomocí t-testu.

Koncentrací se zde rozumí hmotnostní koncentrace, tedy váha C v dané váze půdy. Pod porosty založenými na lesní půdě byla vyšší koncentrace C v půdě pod jehličnany (4,55 %) než pod listnáči (4,44 %). U experimentálních ploch založených na zemědělské půdě je také vyšší koncentrace C pod jehličnany (7,98 %) než pod listnáči (6,79 %). Na výsypkách je koncentrace C naopak vyšší pod listnáči (9,32 %) než pod jehličnany (7,07 %). Získané výsledky jsou velmi podobné výsledkům porovnání C v $t \cdot \text{ha}^{-1}$ uvedeným výše. U lesní půdy bylo $p = 0,80$, u zemědělské půdy se $p = 0,45$ a na výsypkách bylo $p = 0,25$.

Můj výsledek, že koncentrace C u experimentálních ploch založených na lesní a bývalé zemědělské půdě je vyšší pod jehličnany, souhlasí s výsledky mnoha studií (Melvin & Goodale 2013, Hagen-Thorn et al. 2004, Menyailo et al. 2002, Ribbons et al. 2018, Sevgi et al. 2011, Trocha et al. 2012, Vesterdal et al. 2008). Stromy, které mají mohutnější korunu mohou vyprodukovat více opadu a díky tomu pod nimi může vznikat vyšší koncentrace C. Zároveň zvýšení koncentrace C podporuje zpomalení rychlosti dekompozice (Sevgi et al. 2011). Podle studie Sevgi et al. (2011) dochází ke změnám v koncentraci C v důsledku rozdílného množství opadu, kvality C v opadu a množství C v kořenech stromů. Vesterdal et al. (2008) ve své studii opět uvádí souvislost s C:N poměrem opadu vstupujícího do půdy a jeho vlivu na rychlost dekompozice. Podle Menyailo et al. (2002) má modřín nejlepší schopnost akumulovat a zadržet v půdě C. Důvodem je, že modřín je jehličnan, který opadá. Jeho opad má vysoký poměr C:N a ve spojení s každoročním opadáním je u něj dekompozice zpomalována více než u ostatních jehličnanů. Ve zmíněné studii je tedy jako hlavní důvod většího množství C pod jehličnany uvedena opět rychlost dekompozice. Ribbons et al. (2018) se stejně jako Vesterdal et al. (2008) přiklání k teorii, že koncentraci C v půdě ovlivňuje především kvalita opadu a rychlost jeho rozkladu. S výsledky mé práce nesouhlasí studie Mareschal et al. (2010). Podle této

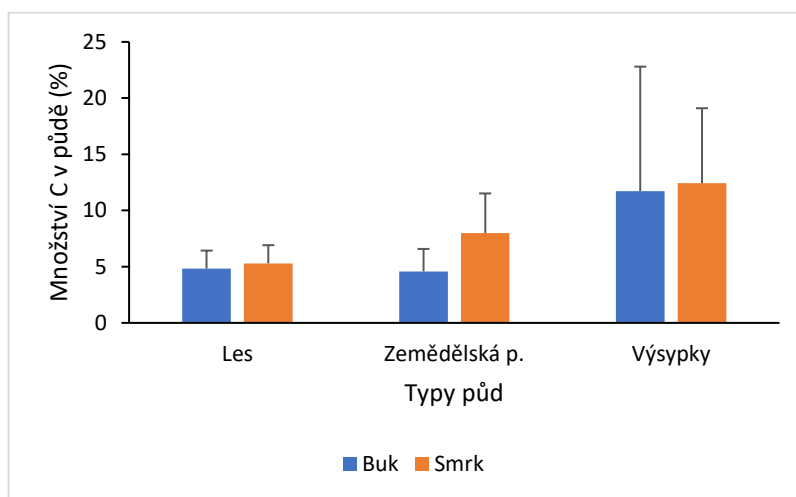
studie se více C akumuluje v minerální půdě pod listnáči. Důvodem, který autoři uvádí, je pomalá mineralizace, která brání vmíchávání C do minerální půdy. V případě zmíněné studie byly porovnávány hodnoty naměřené ve vrstvě 0 - 5 cm minerální půdy. Je možné, že v takto tenké vrstvě blízko povrchu je vyšší koncentrace C u listnatých stromů. Částečně s mými výsledky nesouhlasí také Priha a Smolander (1999). V jejich studii byla na jedné ploše koncentrace C vyšší u jehličnanů a na ploše druhé naopak u listnáčů. Důvodem v tomto případě mohou být rozdílné podmínky na těchto dvou plochách. Plocha číslo 1, kde bylo více C naměřeno pod jehličnany byla více úrodná. Zatímco plocha číslo 2 byla úrodná o něco méně a více C zde bylo naměřeno pod listnáči. Vliv by v tomto případě mohla mít i půdní textura, jelikož na první ploše byla půda spíše kamenitá a na ploše druhé byla půda písčitá. Také je v této studii uvedeno, že na ploše 1 bylo více organické hmoty v minerální půdě než u plochy 2. Na ploše 2 byly rozdíly mezi druhy výrazné pouze v O horizontu a v minerální půdě už byly hodnoty skoro stejné.

Co se týče porostů založených na zemědělské půdě, tak zde je vyšší koncentrace C pod jehličnany. Moje výsledky podporuje studie Melvin a Goodale (2013), která jako důvod tohoto trendu uvádí pomalejší dekompozici a tím pádem vyšší akumulaci živin v půdě. Zároveň si ale autoři této studie myslí, že spíše, než druhy stromů je tato závislost ovlivněna abiotickými faktory jako je např. topografie nebo půdní vlhkost. Odlišné výsledky od těch mých, nelezli ve své studii Oostrá et al. (2006). V této studii vychází vyšší koncentrace na zemědělské půdě pod listnáči. Důvodem těchto výsledků v je podle autorů malé zastoupení v rámci jehličnanů. Jediným zástupcem jehličnanů je smrk a zástupců listnáčů je v této studii více. Zároveň je v této studii koncentrace C měřena do větší hloubky minerální půdy než u studie předchozí. I tento fakt by tedy mohl vysvětlovat, proč vychází ve výše zmíněné studii koncentrace C vyšší pod listnáči.

V půdě na výsypkách byla zjištěna vyšší koncentrace C pod listnatými dřevinami. Moje výsledky jsou v souladu s daty z několika studií (Józefowska et al. (2017), Frouz et al. (2009), Woś & Pietrzykowski (2019), Frouz pers. com.). Studie Józefowska et al. (2017) s výsledkem, který jsem v této práci našla, více méně souhlasí. Pouze na jedné ploše byl ve zmíněné studii nalezen výsledek opačný. Na této ploše byla půda písčitá a stromy byly starší než na ostatních plochách. Menší podíl C v půdě může být způsoben menším množstvím jílu, který má schopnost stabilizovat OM v půdě a napomáhat tak jejímu ukládání (Józefowska et al. 2017, Vesterdal et al. 2008). Studie Frouz et al. (2009) také podporuje moje výsledky. Podle autorů je velké množství C uloženo pod listnáči v minerální půdě, a protože ve většině porovnání byla v případě koncentrace C v půdě vybírána ze studií data pro nejsvrchnější vrstvu minerální půdy, vychází u výsypek větší koncentrace C pod listnáči. V případě výše zmíněné studie, ale nebyla nalezena korelace mezi množstvím C v opadu a koncentrací C v půdě. Efekt opadu tedy není přímý, ale odehrává se skrze vliv žížal, které půdu promíchávají a přesouvají C do minerální půdy (Frouz et al. 2009). Několik studií s mými výsledky

však nesouhlasí (Šnajdr et al. 2012, Buta et al. 2019, Lorenz a Thiele-Bruhn 2019). U těchto studií vychází vyšší procentuální zastoupení C v půdě u jehličnanů. Autoři těchto studií se shodují na tom, že důvodem je nejspíše pomalá dekompozice opadu jehličnanů s vysokým obsahem C. Jehličnany ukládají velké množství C i ve své biomase, a tak mohlo dojít k tomu, že větší množství C se do minerální půdy dostalo odumíráním a pomalým rozkladem kořenů těchto dřevin (Lorenz a Thiele-Bruhn 2019).

5.6 Koncentrace C v půdě pod bukem a smrkem



Obrázek 6: Průměrné množství uhlíku v procentech pod dvěma typy dřevin na různých typech půd. Úsečky značí směrodatnou odchylku. Hodnoty v grafu byly získány jako průměr z 16 studií, pro les $n = 9$, pro zemědělskou půdu $n = 4$ a pro výsypky $n = 3$. Průměry jednotlivých typů půd pod bukem a smrkem byly mezi sebou porovnány pomocí t-testu.

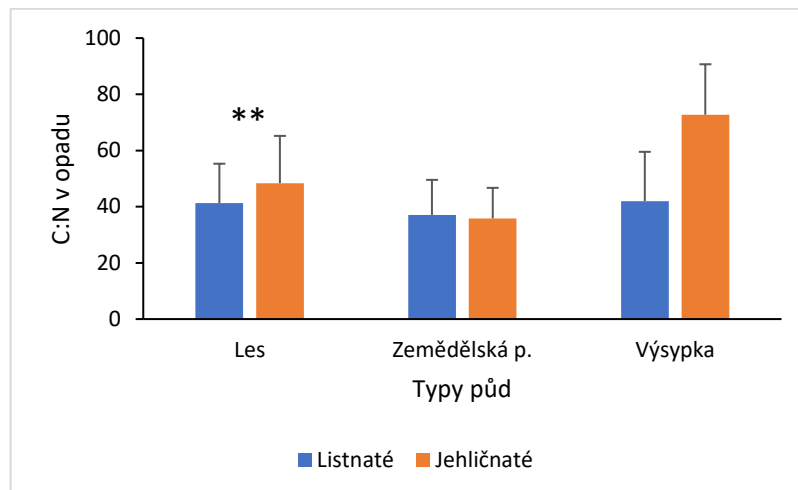
Pod podrosty založenými na lesní půdě bylo vyšší procentuální zastoupení C pod smrkem (5,30 %) než pod bukem (4,84 %). U experimentů na zemědělské půdě je taktéž více C v půdě pod smrkem (7,98 %) a pod bukem (4,59 %) je ho méně. U výsypek bylo vyšší procentuální zastoupení C nalezeno pod smrkem (12,42 %) než pod bukem (11,73 %). Výsledky pro porosty založené na lesní a bývalé zemědělské půdě se shodují s předchozími výsledky. U výsypek vychází v předchozím porovnání vyšší zásoba C pod listnáči, zde se však objevuje větší zásoba pod smrkem. Na lesní půdě bylo $p = 0,60$ a na zemědělské půdě vyšlo $p = 0,55$. U výsypek nebylo z důvodu nedostatku dat možné provést porovnání pomocí t-testu.

S mými výsledky, že je na experimentálních plochách založených na lesní a zemědělské půdě vyšší koncentrace C pod smrkem, souhlasí několik studií (Oostrá et al. 2006, Ribbons et al. 2018, Vesterdal et al. 2008). Ve studii Oostrá et al. (2006) byla zjištěna vyšší koncentrace C pod smrkem v O horizontu i v minerální půdě. Zároveň měl smrk v celém profilu (O horizont + 0 - 20 cm minerální půdy) nejvyšší koncentraci C ze všech zkoumaných dřevin. Smrk má vysoké C:N opadu a nejspíš u něj nedochází k velkým ztrátám C skrze respiraci a vyluhování z půdy. Jako jeden z hlavních důvodů

je ve studii Oostrá et al. (2006) uvedena distribuce kořenů a kořenového opadu v půdě. Smrk měl v půdě celkově více kořenů než buk. Skoro polovina kořenů smrku se nacházela v O horizontu. U buku se v O horizontu nacházelo asi 30 % jeho kořenů. I přes tento rozdíl mohl pomalý rozklad kořenového opadu smrku, který obsahuje velké množství C, ve spojení s pomalým rozkladem způsobit vyšší procentuální zastoupení C v minerální půdě na bývalé zemědělské půdě (Oostrá et al. 2006). Ribbons et al. (2018), kteří zkoumali množství C na lesní půdě, také naměřili vyšší koncentraci C pod smrkem. Podle uvedené studie však nejspíš došlo k nedokonalému oddělení O horizontu od minerální půdy, což výsledky experimentu značně zkreslilo. Vesterdal et al. (2008) nenašli v nejsvrchnější vrstvě minerální půdy mezi smrkem a bukem signifikantní rozdíl v koncentraci C. V hlubších vrstvách už ale výraznější rozdíly byly. Jedním z důvodů, jak by mohlo dojít k vyšší koncentraci C pod jehličnany, je podle výše uvedené studie tok rozpuštěného organického C z O horizontu v důsledku vyluhování. Tento tok je nejvyšší ve vrstvě těsně pod organickým horizontem a je často asociován s vyšší mikrobiální aktivitou. V tomto případě byl však tok nejspíš slabý a nezvládl vytvořit tak výrazný rozdíl mezi druhy. Autoři studie se přiklání k úvaze, že by rozdíl v koncentraci C mezi smrkem a bukem mohla způsobovat distribuce kořenů (Vesterdal et al. 2008). Několik studií se svými výsledky od těch mých liší. V těchto studiích vyšla koncentrace C pod porosty založenými na lesní a bývalé zemědělské půdě vyšší pod bukem (Hagen-Thorn et al. 2004, Mareschal et al. 2010, Andrianarisoa et al. 2010, Ovington 1956). Ve většině uvedených studií ale nebyl rozdíl signifikantní nebo nebylo podáno vysvětlení, proč dochází k tomuto opačnému trendu. Hagen-Thorn et al. (2004) nenalezli ve své studii rozdíly mezi jednotlivými druhy stromů. Podle autorů k menším rozdílům dochází v důsledku interakce stromu s podmínkami na konkrétní testovací ploše. Taktéž Andrianarisoa et al. (2010) ve své studii nenašli mezi bukem a smrkem výrazný rozdíl. Ve studii Mareschal et al. (2010) byla sice pod smrkem nižší koncentraci C než pod listnáči, ale podle autorů je taková situace neobvyklá. Nejspíše za to mohlo vytvoření velmi silného humusového horizontu a pomalá mineralizace, která způsobila, že nejvíce C se akumulovalo v O horizontu.

Pro výsyvky nebyly nalezeny konkrétní studie, které by měly mezi zkoumanými dřevinami buk a smrk. Nebylo tak možné najít žádné studie, které by podporovaly můj výsledek, že na tomto typu půdy je vyšší koncentrace C pod smrkem.

5.7 Poměr C:N v opadu listnatých a jehličnatých stromů



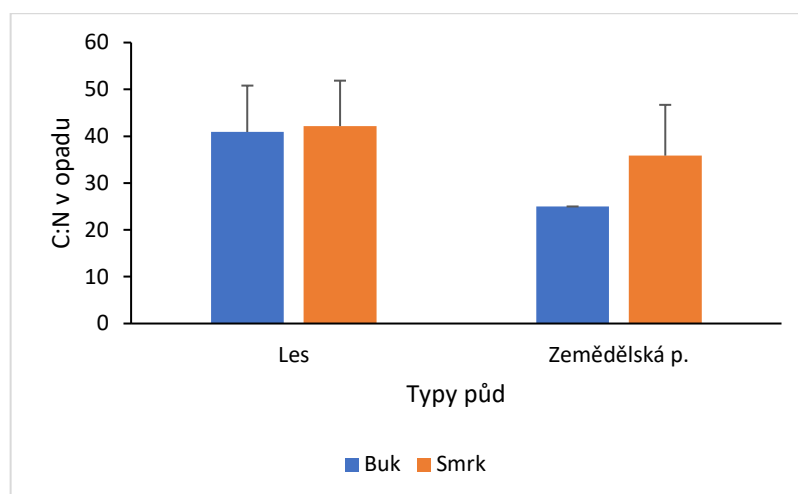
Graf 7: Průměrný poměr C:N v opadu různých typů dřevin. Úsečky značí směrodatnou odchylku. Hodnoty v grafu byly získány jako průměr ze 13 studií, pro les $n = 8$, pro zemědělskou půdu $n = 2$ a pro výsypky $n = 3$. Průměry jednotlivých typů půd pod jehličnatými a listnatými stromy byly mezi sebou porovnány pomocí t-testu. Symbol „**“ označuje $p < 0,01$.

Jehličnany (48,4) měly na experimentálních plochách založených na lesní půdě vyšší poměr C:N v opadu než listnáče (41,3). U experimentů založených na zemědělské půdě byl vyšší poměr C:N v opadu listnatých stromů (37,1). Jehličnany (35,9) rostoucí na těchto plochách měly v průměru poměr C:N nižší. U výsypky byl výsledek stejný jako u ploch na lesní půdě. Jehličnany (72,7) zde měly výrazně vyšší poměr C:N než listnáče (42,0). Výsledky porovnání pomocí t-testu byly následující: u lesní půdy bylo $p < 0,01$ (tato hodnota je v grafu označena symbolem "**"), zemědělská půda měla $p = 0,59$ a výsypky $p = 0,26$.

Moje výsledky ukazují, že pod porosty založenými na lesní půdě a výsypkách je poměr C:N celkově vyšší u jehličnanů než u listnáčů, což je v souladu s řadou dalších studií (Schelfhout et al. 2017, Thomes a Prescott 2000, Andrianarisoa et al. 2010, Angst et al. 2019b, Frouz et al. 2013). Je všeobecně známo, že opad listnáčů se rozkládá snadněji a rychleji než opad jehličnanů. Opad jehličnanů se rozkládá hůře z důvodu vyššího obsahu vosků na povrchu jehlic, který funguje jako bariéra pro rozkladače a také z důvodu vysokého obsahu ligninu, který je pro většinu mikroorganismů hůře zpracovatelný (Angst et al. 2019b, Melvin a Goodale 2013). Taktéž je známo, že listnáče obsahují v listovém opadu o něco více N než jehličnany, a proto mají poměr C:N v opadu nižší (Frouz et al. 2013). Dalším z faktorů, který může ovlivnit poměr C:N pod jednotlivými druhy stromů je přízemní vegetace. Opad vegetace, která roste pod stromy může ovlivňovat celkové složení opadu. Pod listnatými stromy tvoří přízemní vegetaci například různé druhy trav, zatímco s jehličnany jsou nejčastěji asociovány mechy (Hansson et al. 2011). U olše je zase vyšší koncentrace N v opadu způsobena asociací s bakteriemi fixujícími N (Šnajdr et al. 2012).

U experimentů založených na bývalé zemědělské půdě jsem našla trend opačný než u předchozích dvou typů ploch. O něco vyšší C:N bylo zaznamenáno pod listnáči. Výsledky studie Melvin a Goodale (2013) souhlasí s mými výsledky. Na druhé straně ve studii Christiansen et al. (2010) vychází trend opačný, než jsem zjistila já a jehličnany mají v tomto případě C:N o něco vyšší než listnáče. Důvodem proč tedy C:N vychází v případě zemědělské půdy vyšší u listnáčů je, že bylo porovnáváno malé množství studií a také, že zástupcem jehličnanů byl v obou studiích pouze smrk, zatímco listnáče byly zastoupeny několika různými druhy. Melvin a Goodale (2013) naměřili v opadu smrku C:N poměr nižší než u listnáčů. Podle nich je důvodem tohoto neobvyklého výsledku nejspíše vstup živin do opadu podkorunovými srážkami z atmosférické depozice. Dalším z důvodů může být také, že sběr opadu byl v případě této studie prováděn pouze jeden rok a jelikož smrk je neopadavý strom, tak za rok vyprodukoval výrazně méně opadu než listnaté druhy (Melvin a Goodale 2013).

5.8 Poměr C:N v opadu buku a smrku



Obrázek 8: Průměrný poměr C:N v opadu dvou typů dřevin. Úsečky značí směrodatnou odchylku. Hodnoty v grafu byly získány zprůměrováním hodnot z 9 studií, pro les $n = 7$ a pro zemědělskou půdu $n = 2$. Průměry jednotlivých typů půd bukem a smrkem byly mezi sebou porovnány pomocí t-testu.

Jak už se potvrdilo u předchozího grafu, tak smrk jako zástupce jehličnanů má vyšší poměr C:N v opadu. V tomto případě má smrk vyšší poměr C:N na experimentálních plochách založených na lesní (42,2) i bývalé zemědělské půdě (35,9). U porostů založených na lesní půdě je rozdíl mezi bukem a smrkem velmi malý (buk - 41). U experimentů na zemědělské půdě je naopak tento rozdíl velmi výrazný (buk - 25). U výsypek nebyla nalezena žádná data k buku ani smrku, takže tento typ půdy není v grafu zahrnut. Výsledná p-hodnota u lesní půdy byla rovna 0,83. U půdy zemědělské nemohl být t-test proveden, protože bylo k dispozici málo dat. T-testem nemohla být vyhodnocena ani výsypková půda, protože k daným typům dřevin nebyla nalezena žádná data.

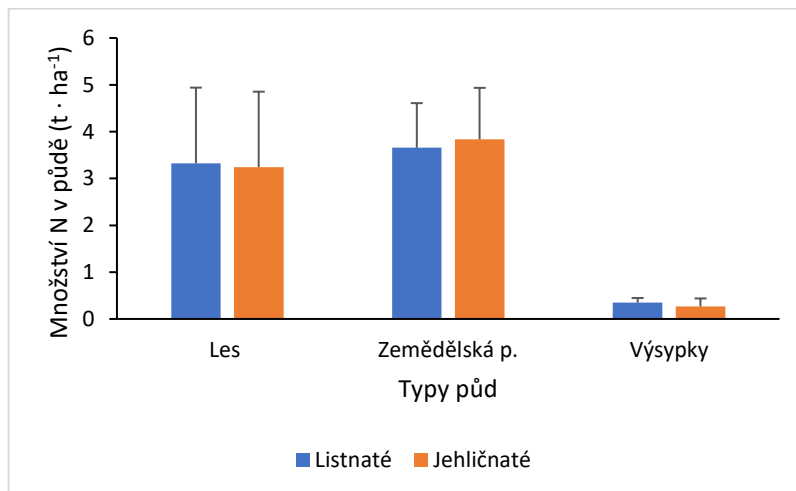
Výsledek získaný z experimentů na lesní půdě se shoduje s předchozím srovnáním C:N poměru u jehličnanů a listnáčů. V předchozím srovnání bylo C:N vyšší u jehličnanů, i zde je hodnota vyšší u smrku. Můj výsledek podporuje řada studií (Christiansen et al. 2010, Trum et al. 2011, Andrianarisoa et al. 2010), ale ne všechny studie s ním souhlasí (Vesterdal et al. 2008, Hobbie et al. 2006, Schelfhout et al. 2017). Podle Trum et al. (2011) byl vstup C z opadu u všech druhů dřevin víceméně stejný. Rozdíl byl tedy především v množství N. V této studii byla pod smrkem nalezena vysoká hodnota C:N v opadu, což nejspíše vedlo ke snížené nitrifikaci. Andrianarisoa et al. (2010) mají taktéž ve své studii vyšší C:N v opadu smrku a nízkou nitrifikaci přisuzují organickým sloučeninám vyplavovaným z jehlic. Dále se také autoři zmíněné studie domnívají, že vysoké C:N opadu může zpomalovat celkovou dekompozici. Obě studie, které podporují opačný trend, tedy vyšší C:N pod bukem než pod smrkem, nenabízejí jasný důvod, proč k tomuto jevu dochází. Příčinou by ale mohla být rozdílná suchá atmosférická depozice N. Jelikož mají jehlice jehličnatých dřevin větší povrch než listy listnatých dřevin, jsou schopny na sebe navázat více látek. Konkrétně emise N se v dnešní době rapidně zvyšují a mohou být tedy důvodem, proč opad smrku na některých lokalitách obsahuje N více (Hansson et al. 2011). Podle Vesterdal et al. (2008) mají druhy s vyšším C:N v opadu pomalejší cyklus C a N v půdě a ukládají více C a N v nadložních horizontech. Druhy, které mají C:N naopak nízké ukládají více C a N v minerální půdě.

Pod porosty založenými na zemědělské půdě bylo C:N vyšší u smrku, což je v rozporu s výsledkem z předchozího grafu. Při předchozím porovnání bylo C:N v opadu vyšší u listnatých dřevin. Důvodem může být v tomto případě malý počet porovnávaných studií. Studie, které zkoumaly poměr C:N na bývalé zemědělské půdě byly nalezeny dvě. Pouze jedna ze studií měla mezi zkoumanými dřevinami buk i smrk a poměr C:N v případě této studie vyšel stejný pro oba druhy dřevin (Christiansen et al. 2010). U studie druhé nebyl do experimentu zahrnut buk, takže porovnání zde nelze provést (Melvin a Goodale 2013).

Množství C:N v půdě je důležité především z toho důvodu, že může ovlivňovat mnoho dalších procesů. Řada autorů se shoduje na tom, že nízká hodnota C:N v opadu je indikátorem rychlé dekompozice (Vesterdal et al. 2008, Hansson et al. 2011, Frouz et al. 2013). Podle Vesterdal et al. (2008) vede nízký poměr C:N v opadu k nižší akumulaci C v nadložních horizontech. Frouz et al. (2013) ve své studii zjistili, že opad s nižším poměrem C:N podporuje existenci větší populace žížal v půdě. Žížaly zakomponovávají C z nadložních horizontů do minerální půdy a dávají tak vzniknout velmi pevně vázané zásobě C. Několik studií také uvádí, že vysoké C:N opadu může způsobovat pomalejší nitrifikaci (Trum et al. 2011, Hansson et al. 2011). Hobbie et al. (2006) uvádí, že opad s vysokým C:N může způsobovat imobilizaci N v půdě. Některé studie však vyvracejí vliv poměru C:N v opadu na půdu (Šnajdr et al. 2012, Melvin a Goodale 2013). Například Šnajdr et al. (2012) nenalezli žádnou korelaci mezi vstupem C z opadu a zásobou C v půdě. Melvin a Goodale (2013) si myslí, že

rozdíly v akumulaci živin jsou spíše ovlivněny rychlostí obratu organické hmoty v půdě, nikoliv vstupy z opadu.

5.9 Množství N v půdě pod listnatými a jehličnatými stromy



Obrázek 9: Průměrné množství dusíku v tunách na hektar pod různými typy dřevin na třech typech půd. Úsečky značí směrodatnou odchylku. Hodnoty v grafu byly získány jako průměr z 21 studií, pro les $n = 13$, pro zemědělskou půdu $n = 4$ a pro výsypky $n = 4$. Průměry jednotlivých typů půd pod jehličnatými a listnatými stromy byly mezi sebou porovnány pomocí t -testu.

Data z následujícího grafu potvrzují již výše uvedené výsledky z předchozích dvou grafů. Pod porosty na lesní půdě se o trochu více N ukládá pod listnáči ($3,32 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$) než pod jehličnany ($3,24 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$). Celkově je však rozdíl mezi listnáči a jehličnany na tomto typu půdy velmi malý. U experimentů založených na zemědělské půdě už je rozdíl o něco výraznější. Zde je více N ukládáno pod jehličnany ($3,84 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$) než pod listnáči ($3,66 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$). U výsypek se větší zásoba N utváří pod listnáči ($0,35 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$) a naopak menší zásoba N je pod jehličnany ($0,27 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$). U lesní půdy bylo $p = 0,54$, u zemědělské půdy se $p = 0,61$ a na výsypkách bylo $p = 0,28$.

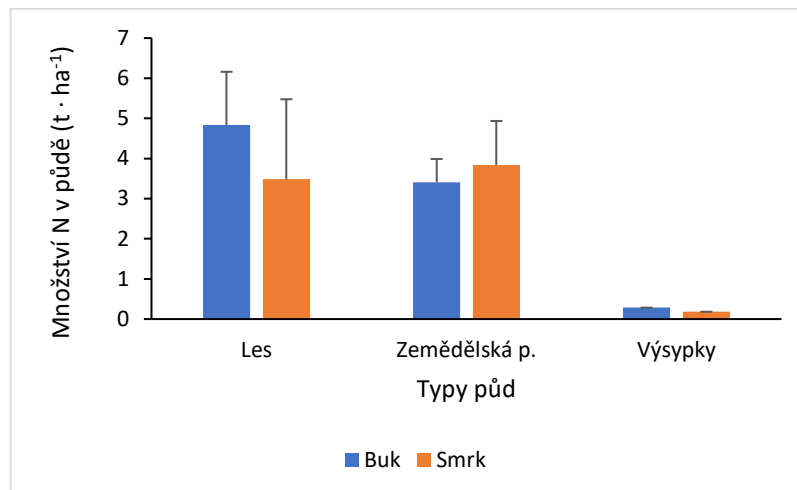
Z mých výsledků je patrné, že u experimentálních ploch založených na lesní půdě se ukládá více N pod listnáči a s tímto výsledkem souhlasí také řada studií (Christiansen et al. 2010, Vesterdal et al. 2008, Nadelhoffer et al. 1983, Hansson et al. 2011, Ovington 1956, Olsson et al. 2012, Finzi et al. 1998). Důvodem, proč je pod porosty založenými na lesní půdě uloženo více N pod listnáči může být podle Vesterdal et al. (2008) rychlost obratu N. Zástupci listnatých dřevin měli v této studii hodně N v opadu a z toho vyplývající vyšší rychlost obratu C i N. V nadložních horizontech se u nich akumulovalo málo C a N, ale naopak v minerální půdě se N akumuloval ve velkém množství. Jehličnaté stromy měli v této studii naopak málo N v opadu a pomalejší obrat C a N, což vedlo k akumulaci C a N v nadložních horizontech. Ale i přesto bylo množství N u jehličnanů malé v porovnání s listnáči. Podle této studie je množství N v půdě ovlivněno nejenom druhem stromu, ale i vlastnostmi půdy, protože více jílu v půdě způsobuje lepší stabilizaci OM a může tak v minerální

půdě vytvářet kvalitnější zásobárnu N. Finzi et al. (1998) se ve své studii také přiklání k názoru, že rozdíly v kvalitě mají vliv na obsah C a N v půdě. Nadelhoffer et al. (1983) si zase rychlost mineralizace spojují s množstvím půdní OM a její dostupností. Autoři studie se přiklání k tomu, že kvalita opadu může mít vliv na velikost zásoby N v půdě. Podle nich jsou všechny tyto faktory vzájemně provázány. U jehličnanů podle autorů zmíněné studie platí, že zásoba N je u nich větší, pokud je mineralizace N pomalá. U listnáčů však může dojít k tomu, že i přes rychlou mineralizaci se pod nimi hromadí velké množství N. Zde by mohla hrát roli bioturbace, která podporuje sekvestraci POH a tím i hromadění N v půdě (Frouz et al., 2013). Podle studie Alban (1982) je však rozdíl mezi jednotlivými druhy dřevin tak malý, že nelze říct, že pod listnáči se ukládá více N než pod jehličnany. U výsledků akumulace N je velmi těžká jejich interpretace, protože mimo vstupy a výstupy N z půdy zde hraje roli i fixace N a denitrifikace (Alban 1982).

Můj výsledek, že u experimentů založených na bývalé zemědělské půdě je větší zásoba N pod jehličnany, se shoduje s ostatními literárními prameny (Gurmesa et al. 2013, Oostrá et al. 2006). Podle Gurmesa et al. (2013) se více N akumuluje na bývalé zemědělské půdě pod jehličnany z důvodu předchozího využití půdy. Při předchozím využití na této ploše nejspíš docházelo k aplikaci dusíkatých hnojiv, což způsobilo, že už na začátku experimentu byla koncentrace N v půdě zvýšená. Více N naakumulovaného v půdě už před vysazením stromů, pak může nahrávat jehličnanům a poskytovat jim více živin k růstu, než by získali v lesní půdě.

Výsypky jsou na tom stejně jako předchozí dva typy půd, také zde se potvrdil trend z výše uvedeného porovnání C:N v opadu. Poměr C:N byl u výsypek nižší pro listnáče a množství N tedy v tomto případě bylo u listnatých stromů vyšší než u jehličnatých (Józefowska et al. 2017, Frouz pers. com.). Tento trend, který jsem u výsypek našla podporuje studie Józefowska et al. (2017). Podle této studie je zásoba N ovlivněna nejenom množstvím organické hmoty přidávané do půdy, ale i modifikací bakteriálního společenstva. Dusík fixující bakterie přitom bývají často asociovány právě s listnatými stromy (Šnajdr et al. 2012).

5.10 Množství N v půdě pod bukem a smrkem



Obrázek 10: Průměrné množství dusíku v tunách na hektar pod dvěma typy dřevin na různých typech půd. Úsečky značí směrodatnou odchylku. Hodnoty v grafu byly získány jako průměr z 12 studií, pro les $n = 7$, pro zemědělskou půdu $n = 4$ a pro výsypky $n = 1$. Průměry jednotlivých typů půd pod bukem a smrkem byly mezi sebou porovnány pomocí t-testu.

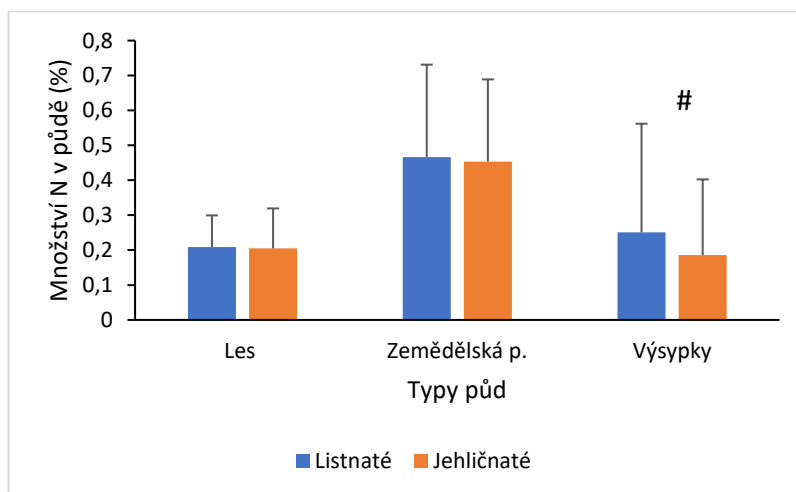
Data z tohoto grafu opět souhlasí se zjištěními z grafu předchozího. Pod porosty založenými na lesní půdě se větší zásoba N vytvořila pod bukem ($4,83 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$) a pod smrkem ($3,48 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$) byla zásoba o trochu menší. U experimentálních ploch na bývalé zemědělské půdě bylo více N uloženo pod smrkem ($3,84 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$) než pod bukem ($3,41 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$). Na výsypkách se více N ukládalo pod bukem ($0,29 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$) než pod smrkem ($0,18 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1}$). Všechny tyto výsledky jsou v souladu s výsledky z předchozího grafu. Na lesní půdě vyšla výsledná p-hodnota rovna 0,71 a u zemědělské půdy se $p = 0,74$. U výsypek nebylo z důvodu nedostatku dat možné provést porovnání pomocí t-testu.

Mé výsledky ukazují, že pod porosty založenými na zemědělské půdě je více N ukládáno pod smrkem. S tímto trendem souhlasí řada studií (Christiansen et al. 2010, Gurmesa et al. 2013, Oostrá et al. 2006). Podle studie Gurmesa et al. (2013), jejíž autoři se zabývali množstvím N na zemědělské půdě, nelze vysvětlit tyto výsledky jedním faktorem, protože zde funguje souhra několika různých faktorů, jako je množství opadu, jeho kvalita a rychlost obratu. Jedním z nejdůležitějších faktorů jsou podle nich půdní vlastnosti. S větším množstvím jílu, prachu a pH se zásoba C a N v půdě zmenšuje. Množství N v minerální půdě se mezi jednotlivými druhy v této studii významně nelišilo. Smrk ve výše zmíněné studii převažoval nad dubem, ale jen velmi málo. V této studii byl ale nalezen rozdíl v množství N v O horizontu, kde se výrazně více N ukládalo pod jehličnany. Tento trend byl přisouzen pomalému obratu opadu (Gurmesa et al. 2013). Christiansen et al. (2010) ve své studii zkoumali množství N na dvou plochách, z nichž jedna byla předtím zemědělskou půdou. Jejich data ze zemědělské půdy podporují mnou zjištěné výsledky, že u porostů založených na zemědělské půdě se více N hromadí pod jehličnany. Na této ploše z důvodu předchozího zemědělského využití dochází pod listnáči (včetně buku) ke ztrátám N vyluhováním srážkami. Naopak pod smrkem byly na této ploše vstupy a výstupy N v půdě vyrovnané a docházelo k jeho

zadržování. Větší akumulace N u smrku je pak ve zmíněné studii také přisuzována vyšším podkorunovým srážkám v porovnání s listnatými stromy (Christiansen et al. 2010).

Moje výsledky ukazují, že u výsypek a ploch založených na lesní půdě se větší zásoba N tvořila pod bukem, což souhlasí i s výsledky několika studií (Frouz pers. com., Vesterdal et al. 2008). Trend, který jsem objevila, podporuje studie Vesterdal et al. (2008). Buk měl v případě zmíněné studie opad o trochu chudší na N a o něco nižší obrát C a N v půdě než ostatní listnáče. I přes to se však pod ním akumulovalo více N než pod smrkem, a to především v minerální půdě. Důvodem, proč k tomu dochází je podle autorů studie nejspíše nízký poměr C:N v opadu buku a s ním spojený rychlejší úbytek C a N z nadložních horizontů. Mezi další související důvody pak patří i interakce dřevin s půdním typem a s ním spojenou dekompoziční komunitou (Vesterdal et al. 2008). Výsledky studie Ovington (1956) mnou zjištěný trend naopak nepodporují. Podle výsledků této studie se více N hromadí pod smrkem. Výsledky měření z výsypek v okolí Kolína nad Rýnem zase podporují trend vyšší akumulace N pod bukem na výsypkách (Frouz pers. com.). Z důvodu nedostatku studií, které by zkoumaly buk i smrk, jsem u výsypek nemohla najít dostatek podložených vysvětlení, která by objasnila důvody, proč tento trend vzniká. Lze se tak pouze domnívat, že to souvisí s již výše zmíněnými důvody.

5.11 Koncentrace N v půdě pod listnatými a jehličnatými stromy



Obrázek 11: Průměrné množství dusíku v procentech pod různými typy dřevin na třech typech půd. Úsečky značí směrodatnou odchylku. Hodnoty v grafu byly získány jako průměr z 22 studií, pro les $n = 11$, pro zemědělskou půdu $n = 4$ a pro výsypky $n = 7$. Průměry jednotlivých typů půd pod jehličnatými a listnatými stromy byly mezi sebou porovnány pomocí t-testu. Symbol „#“ označuje $p < 0,1$.

Pod porosty založenými na lesní půdě byla pouze o trochu vyšší koncentrace N zjištěna pod listnatými stromy (0,21 %) než pod jehličnatými (0,20 %). U experimentů na půdě zemědělské bylo vyšší procentuální zastoupení N nalezeno v půdě pod listnáči (0,47 %) než pod jehličnany (0,45 %). Na výsypkách byla taktéž vyšší koncentrace pod listnáči (0,25 %) než pod jehličnany (0,19 %).

Výsledky z experimentálních ploch založených na lesní půdě a na výsypkách jsou v souladu s výsledky z předchozích dvou grafů. Výsledky experimentů založených na bývalé zemědělské půdě se od předchozích výsledků liší. Předchozí výsledky ukazují vyšší zásobu N pod jehličnany, kdežto zde je vyšší koncentrace N pod listnáči. Výsledky t-testu byly následující: pro výsypky bylo $p < 0,1$, pro lesní půdu se $p = 0,26$ a na zemědělské půdě se $p = 0,87$.

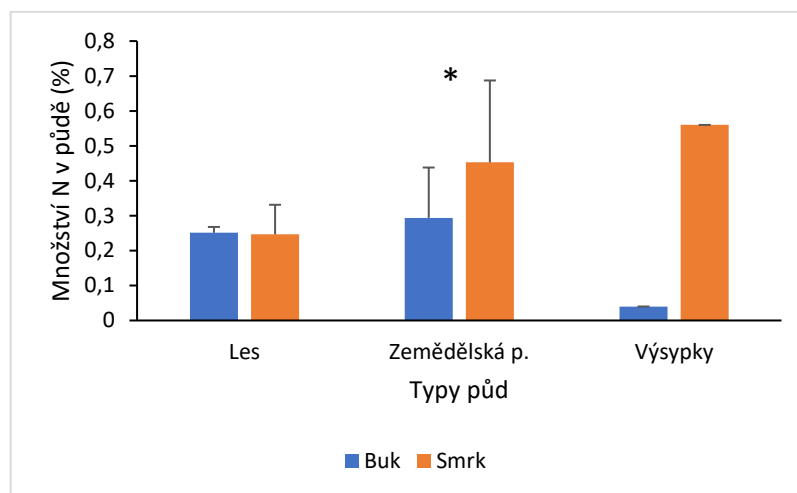
Moje výsledky ukazují, že vyšší koncentrace N se u experimentů na lesní půdě vyskytuje pod listnatými stromy, což podporují výsledky několika jiných studií (Andrianarisoa et al. 2010, Ovington 1956, Priha & Smolander 1999, Thomas & Prescott 2000, Trocha et al. 2012, Vesterdal et al. 2008). Andrianarisoa et al. (2010) s mými výsledky ve své studii souhlasí. V této studii byl sice zkoumán pouze jeden zástupce listnáčů a čtyři zástupci jehličnanů, ale i přesto měly listnáče vyšší koncentraci N v půdě. Vznik tohoto trendu si autoři spojují s poměrem C:N v opadu. Listnáče měly nízké C:N opadu a vysokou hodnotu potenciální nitrifikace. U jehličnanů byl tento trend opačný. Vysoký poměr C:N může způsobit zpomalení dekompozice a následná akumulace OM může způsobovat imobilizaci amoniaku a produkci látek inhibujících nitrifikaci. Podle zmíněné studie byly kořeny dřevin primárním faktorem, který ovlivňoval nitrifikaci (Andrianarisoa et al. 2010). Vesterdal et al. (2008) také ve své studii zjistili, že koncentrace C byla vyšší pod listnatými dřevinami. Podobně jako u předchozí studie je i v této uveden především efekt poměru C:N v opadu na rychlost dekompozice. Dobře rozložitelný opad listnáčů vytváří příznivé podmínky pro půdní organismy, které pak přesouvají živiny z O horizontu do minerální půdy, kde se ukládají (Vesterdal et al. 2008). Několik studií však došlo k opačným výsledkům, než jsou ty, které jsem našla ve své práci (Challinor 1968, Priha & Smolander 1999, Ribbons et al. 2018). Jednou z těchto studií je práce Challinor (1968). Ten ve své studii uvádí, že pod jehličnany, které byly zastoupeny smrkem a borovicí, bylo více N než pod dubem. Důvodem je podle něj rozdílná akumulace OM v půdě. Jehličnany dodávají do půdy výrazně více OM než listnáče. Jejich opad se rozkládá pomaleji ve chvíli, kdy se dostává do půdy. Opad listnáčů se rozkládá již na povrchu a často je rozložen rychleji, než stíhá být zakomponován do minerální vrstvy. V této studii bylo také u smrku zjištěno největší množství N v opadu ze všech zkoumaných dřevin. Ve spojení s faktem, že smrk měl větší množství kořenů v 1 cm minerální půdy zde nejspíš docházelo ke zpětnému vstřebávání naakumulovaného N. V tomto případě, tedy mohlo docházet k lepšímu transportu N do minerální půdy pod jehličnany, jelikož pod listnáči byl opad velmi rychle rozložen (Challinor 1968). Ribbons et al. (2018) také došli k závěru, že pod jehličnany je koncentrace N vyšší. Podle autorů této studie však nejspíš došlo k nedokonalému oddělení O horizontu od minerální půdy pod smrkem, který byl jediným zástupcem jehličnanů v této studii.

S mým výsledkem, že pod listnatými stromy je u experimentů na bývalé zemědělské půdě vyšší procentuální zastoupení N souhlasí řada studií (Alriksson & Eriksson 1998, Oostra et al. 2006, Hagen-Thorn et al. 2004). Alriksson a Eriksson (1998) ve své studii měli pouze jednoho zástupce

listnáčů, ale i tak vychází průměrné množství N v půdě u těchto dřevin vyšší než u jehličnanů. Listnáče měly vyšší koncentraci N v opadu než jehličnany. Nejvyšší koncentrace N v půdě byla sice pod jehličnatým druhem, ale protože se nepotvrdila signifikance tohoto výsledku, šlo nejspíš o náhodný jev. Autoři výše zmíněné studie se domnívají, že dobře rozložitelný opad listnáčů, který obsahuje hodně živin a díky tomu je dobře zpracovatelný půdní faunou, může být její činností přesunut do minerální půdy a zde se akumulovat. Ve studii Oostrá et al. (2006) měla koncentrace N podobné trendy a rozložení jako koncentrace půdního C. I vysvětlení je tedy podobné jako u výše uvedeného grafu s koncentrací C. V této konkrétní studii bylo více zástupců listnáčů než jehličnanů. Zástupce jehličnanů byl pouze smrk. V O horizontu sice jehličnany měly vyšší zastoupení N, v minerální půdě však dominovaly listnáče. Důvodem vyšší koncentrace N v hlubších vrstvách minerální půdy je její promíchávání půdní faunou. S mými výsledky nesouhlasí pouze práce Melvin a Goodale (2013). Autoři si myslí, že je to tím, že stromy ve skutečnosti nemají tak silný vliv na koncentraci živin v půdě a že je tento jev ovlivněn především abiotickými faktory a faktory specifickými pro půdu na dané testovací ploše.

Moje výsledky ukazují, že na výsypkách byla vyšší koncentrace N pod listnatými stromy, což podporuje i několik jiných studií (Woś & Pietrzykowski 2019, Šnajdr et al. 2012, Józefowska et al. 2017, Buta et al. 2019). Většina výše uvedených studií se shoduje na tom, že vyšší koncentrace N pod listnáči je způsobena chemickým složením jejich opadu. Józefowska et al. (2017) ve své studii konstatují, že rozdíly mezi druhy v minerální půdě nebyly významné. V případě této studie bylo množství N v půdě zkoumáno na třech plochách, které se lišily půdními vlastnostmi (především texturou). Výsledné hodnoty mezi plochami byly rozdílné, proto je možné, že množství živin na výsypkách není ovlivněno pouze druhem stromu, ale i vlastnostmi půdy na konkrétní testovací ploše. S mými výsledky nesouhlasí studie Lorenz a Thiele-Bruhn (2019), kde se více N ukládá pod jehličnany. Rozdíl mezi jehličnany byl ale velmi malý. Důvodem by podle autorů mohla být malá populace žížal na testovací ploše, kvůli které nemohl být opad listnáčů transportován do minerální půdy.

5.12 Koncentrace N v půdě pod bukem a smrkem



Obrázek 12: Průměrné množství dusíku v procentech pod dvěma typy dřevin na různých typech půd. Úsečky značí směrodatnou odchylku. Hodnoty v grafu byly získány jako průměr ze 13 studií, pro les $n = 8$, pro zemědělskou půdu $n = 4$ a pro výsypky $n = 1$. Průměry jednotlivých typů půd pod bukem a smrkem byly mezi sebou porovnány pomocí t-testu. Symbol „*“ označuje $p < 0,05$.

Jak už se ukázalo u výše uvedených grafů, tak pod porosty na lesní půdě byla koncentrace N vyšší pod bukem (0,25 %) než pod smrkem (0,24 %). U experimentálních ploch na bývalé zemědělské půdě byla koncentrace N vyšší naopak pod smrkem (0,45 %) a pod bukem (0,29 %) byla nižší, což se liší od výsledků z předchozího grafu. Tento výsledek naopak souhlasí s výše uvedeným porovnáním zásoby N v tunách na hektar. Na výsypkách bylo zastoupení N v půdě vyšší pod smrkem (0,56 %) než pod bukem (0,04 %). Tento výsledek nesouhlasí s předchozím porovnáním, kde vyšlo, že koncentrace N je vyšší pod listnatými dřevinami. Pro zemědělskou půdu byla výsledná hodnota $p < 0,05$ a u lesní půdy bylo $p = 0,65$. Pro výsypkové půdy nebylo z důvodu nedostatku dat možné provést porovnání pomocí t-testu.

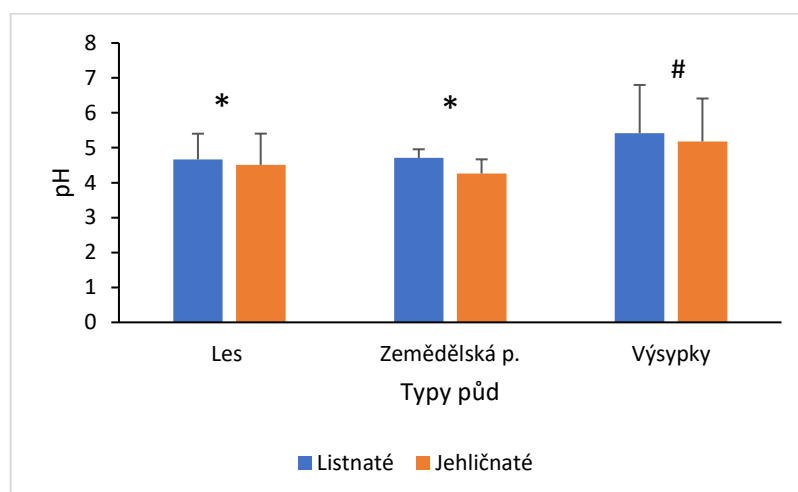
Můj výsledek, že pod bukem je na lesní půdě vyšší zastoupení N je podpořen několika studiemi (Andrianarisoa et al. 2010, Ovington 1956). Podle studie Andrianarisoa et al. (2010) se více N ukládá pod bukem než pod smrkem. Jako důvod uvádí autoři nízké C:N opadu spojené s vysokou potenciální nitrifikací. S vysokou nitrifikací pak souvisí i vysoké koncentrace dusičnanu právě pod bukem. U smrku je situace přesně opačná. Poměr C:N má v opadu vysoký a nitrifikace je nízká. Výsledkem je malá koncentrace dusičnanů pod smrkem, a naopak vyšší koncentrace amoniaku, který brání další nitrifikaci. Několik studií s mými výsledky nesouhlasí (Ribbons et al. 2018, Vesterdal et al. (2008). Vesterdal et al. (2008) zaznamenali ve své studii vyšší koncentraci N pod smrkem. Rozdíl mezi těmito dřevinami byl v této studii velmi malý. Celkově měly ve zmíněné studii vyšší koncentraci N v půdě listnáče, ale těmi byli jasan, javor a lípa. Buk a smrk si v tomto experimentu byly velmi podobné, co se týče vyššího poměru C:N v opadu a pomalejší dekompozice opadu (Vesterdal et al. 2008). Ve studii Ribbons et al. (2018) byly také vyšší koncentrace N pod smrkem.

Jak už bylo zmíněno výše, důvodem bylo nedokonalé oddělení O horizontu od minerální půdy pod smrkem, což vedlo ke zkreslení výsledků.

U experimentů na zemědělské půdě nebyl nalezen dostatek studií, které by mezi experimentálními dřevinami měli buk i smrk. Ty, které obsahují data k oběma druhům dřevin však nepodporují trend, který jsem našla a víc N je u nich koncentrováno pod bukem. Studie Oostrá et al. (2006) a Hagen-Thorn et al. (2004) si tento výsledek odůvodňují především kvalitou opadu. Kvalitní opad pod bukem podporuje populaci žížal, které odnáší organický materiál z O horizontu hlouběji do půdy.

U výsypek nebyly nalezeny žádné studie, které by zkoumaly zároveň smrk i buk. Porovnávala jsem u nich pouze jednu hodnotu pro buk a jednu hodnotu pro smrk z dvou rozdílných studií a výsledky proto nemusí být reprezentativní. Nelze zde tedy vyslovit jednoznačný závěr, že na výsypkách je vyšší koncentrace N pod smrkem, protože dvě porovnávané studie zkoumaly množství N v půdě v odlišné hloubce.

5.13 Porovnání pH půdy pod listnatými a jehličnatými stromy



Obrázek 13: Průměrné pH pod různými typy dřevin na třech typech půd. Úsečky značí směrodatnou odchylku. Hodnoty v grafu byly získány jako průměr z 32 studií, pro les $n = 17$, pro zemědělskou půdu $n = 7$ a pro výsypky $n = 8$. Průměry jednotlivých typů půd pod jehličnatými a listnatými stromy byly mezi sebou porovnány pomocí t-testu. Symbol „*“ označuje $p < 0,05$ a symbol „#“ označuje $p < 0,1$.

Pod porosty založenými na lesní půdě bylo vyšší pH nalezeno pod listnatými stromy (4,7) a nižší pH bylo pod jehličnatými stromy (4,5). U experimentálních ploch založených na bývalé zemědělské půdě bylo pod listnáči pH vyšší (4,7) a pod jehličnany bylo nižší (4,2). Stejně jako u předchozích typů půd, pod výsypkami bylo pH vyšší v půdě pod listnáči (5,4) a nižší pod jehličnany (5,2). Pro lesní půdu byla výsledná hodnota $p < 0,05$, pro zemědělskou půdu $p < 0,05$ a pro výsypky $p < 0,1$. U všech typů půd bylo zjištěno, že výsledek tohoto porovnání nebyl náhodný a že se mezi jehličnany a listnáči na těchto typech půdy objevují rozdíly v pH půdy.

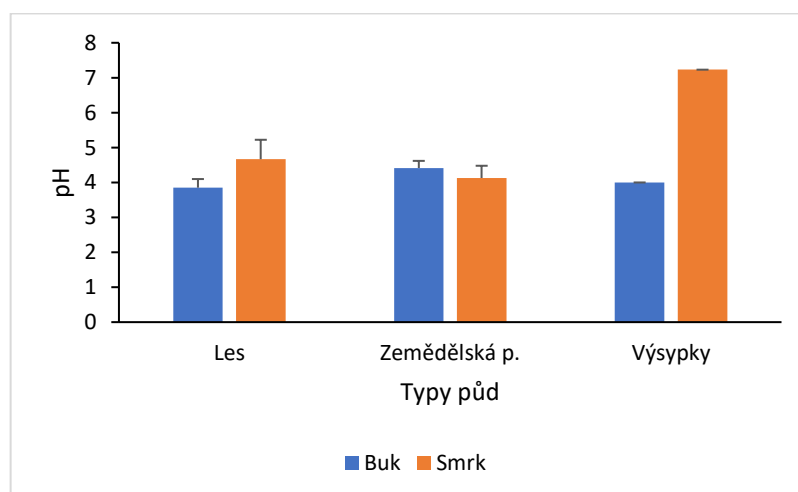
Mnoho studií souhlasí s mým výsledkem, že na lesní půdě je pH půdy pod listnáči vyšší než pod jehličnany (Christiansen et al. 2010, Hansson et al. 2011, Olsson et al. 2012, Priha & Smolander 1999, Reich et al. 2005, Ribbons et al. 2018, Sevgi et al. 2011, Schelfhout et al. 2017, Trocha et al. 2012). Hlavním důvodem tohoto trendu je podle výše uvedených studií kvalita opadu. Listnaté stromy mají opad bohatý na N a ostatní živiny. Na rozdíl od jehličnanů neobsahují velké množství ligninu a vosků. Jejich opad je tedy snadno rozložitelný. Tento opad je preferován půdní faunou (především žížalami). Pod listnatými stromy s kvalitním opadem se díky tomu vytváří velké populace půdní fauny, která svou činností promíchává půdu. Tato souhra několika faktorů pak vede k vytvoření vyššího pH pod listnáči. Někteří autoři nenašli mezi jednotlivými druhy dřevin výrazné rozdíly a hodnoty pH se u nich lišily jen velmi málo (Christiansen et al. 2010, Trocha et al. 2012). Podle Christiansen et al. (2010) je vznik rozdílného pH mezi druhy stromů způsoben rozdíly v koncentraci rozpuštěného anorganického N a vyplavováním živin z půdy. Několik studií mé výsledky nepodporuje a vyšší pH bylo u nich nalezeno pod jehličnany (Andrianarisoa et al. 2010, Alban 1982, Mareschal et al. 2010, Menyailo et al. 2002, Nadelhoffer et al. 1983, Thomas & Prescott 2000). Někteří z autorů nenašli mezi jehličnany a listnáči výrazné rozdíly. Jehličnany v tomto případě měly skoro stejné nebo jen o trochu vyšší pH než listnáče (Andrianarisoa et al. 2010, Alban 1982, Menyailo et al. 2002, Nadelhoffer et al. 1983). Důvodem vyššího pH pod jehličnany by mohla být nižší kationtová výměnná kapacita (KVK) a množství C pod jehličnany. Menší množství C v minerální půdě vede ke snížení KVK. Pokles KVK vede ke zmenšení počtu negativně nabitých částic, které vyrovnávají H^+ . Tento celý proces pak vede k nárůstu pH (Mareschal et al. 2010). Podle Nadelhoffer et al. (1983) může být pH také sníženo rychlou dekompozicí, takže u jehličnanů, které mají dekompozici pomalou, by mohlo docházet ke zvýšení pH.

Většina z porovnávaných studií došla u experimentů na zemědělské půdě ke stejnému výsledku jako já v této práci. Vyšší pH se na tomto typu půdy vytváří pod listnáči a nižší pod jehličnany (Melvin a Goodale 2013, Alriksson a Eriksson 1998, Hagen-Thorn et al. 2004, Christiansen et al. 2010, Oostra et al. 2006, Phillips a Fahey 2006). Ve studii Hagen-Thorn et al. (2004) je uvedeno, že by to mohlo být způsobeno kvalitou opadu a rychlostí dekompozice. Opad jehličnanů se rozkládá pomalu a během jeho rozkladu vznikají organické kyseliny, které zpomalují návrat bazických kationtů do minerální půdy. Na druhé straně listnáče mají opad, který se rozkládá snadno a rychle, což vede k návratu většího množství bazických kationtů do půdy (Hagen-Thorn et al. 2004). Christiansen et al. (2010) uvádí, že u jejich studie bylo nejspíše příčinou vápnění půdy během období, kdy byla ještě plocha používána k zemědělství. Phillips & Fahey (2006) zase přikládají význam vysoké populaci žížal pod listnatými stromy a druhu mykorrhizy. Alriksson a Eriksson (1998) se domnívají, že zásadní roli v tom hraje množství Ca v půdě pod konkrétními druhy. Několik studií ale došlo k závěru, že rozdíly

mezi jednotlivými druhy nejsou signifikantní (Melvin & Goodale 2013, Oostrá et al. 2006. Wang a Wang (2018) zase ve své studii objevili lehce vyšší pH pod jehličnany, ale rozdíl byl velmi malý.

Z mých výsledků vyplývá, že na výsypkách se v půdě pod listnáči vytváří vyšší pH a pod jehličnany pH nižší, což je v souladu s výsledky několika jiných studií (Šnajdr et al. 2012, Józefowska et al. 2017, Lorenz & Thiele-Bruhn 2019, Buta et al. 2019). Ve studii Buta et al. (2019) bylo pH měřeno pravidelně během 40 let vývoje. Autoři došli k výsledku, že během vývoje se pod jehličnany pH postupně snižovalo, a především smrk půdu velmi acidifikoval. Podle této studie přispívají k efektu stromů ještě další faktory, jako jsou klima, množství minerálních látek v půdě a půdní textura (Buta et al. 2019). Józefowska et al. (2017) měřili pH půdy na třech rozdílných plochách. Na jedné ploše byly rozdíly v pH mezi druhy malé a na zbylých dvou plochách byly rozdíly velké. To nejspíš souvisí s faktem, že na první ploše bylo velké nasycení bází, zatímco na zbylých dvou plochách byla hodnota nasycení nižší. Vysoké pH je spojeno s vysokou mírou bioturbace. Důležitou roli zde tedy hraje i kvalita opadu a množství půdní fauny. Autoři se domnívají, že nižší pH ve spojení s nízkým nasycením bází a vysokou koncentrací N v půdě, může vést k acidifikaci půdy, protože fixace N je doprovázena vypouštěním H^+ iontů. Lorenz a Thiele-Bruhn (2019) nenašli mezi druhy stromů velké rozdíly. Důvodem nejspíš bylo, že pH půdy bylo už na začátku experimentu poměrně nízké. Šnajdr et al. (2012) si myslí, že vliv stromů na pH je příliš malý a že zde hrají roli ještě jiné faktory. S mým výsledkem nesouhlasí pouze dvě z porovnávaných studií (Woś & Pietrzykowski 2019, Frouz et al. 2013). Frouz et al. (2013) ve své studii uvádí, že pH se mezi druhy nijak výrazně nelišilo.

5.14 Porovnání pH půdy pod bukem a smrkem



Obrázek 14: Průměrné pH pod dvěma typy dřevin na různých typech půd. Úsečky značí směrodatnou odchylku. Hodnoty v grafu byly získány jako průměr z 20 studií, pro les $n = 12$, pro zemědělskou půdu $n = 6$ a pro výsypky $n = 2$. Průměry jednotlivých typů půd pod bukem a smrkem byly mezi sebou porovnány pomocí t-testu.

Pod porosty založenými na lesní půdě bylo vyšší pH pod smrkem (4,7) a nižší pod bukem (3,9). U experimentálních ploch založených na zemědělské půdě bylo pH vyšší pod bukem (4,4) a o něco nižší pH pod smrkem (4,1). Na výsypkách bylo vyšší pH pod smrkem (7,2) a nižší pod bukem (4). U lesní půdy bylo $p = 0,79$ a u zemědělské půdy se $p = 0,40$. U výsypek nebylo z důvodu nedostatku dat možné provést porovnání pomocí t-testu.

Několik studií, které zkoumaly buk i smrk, došly ke stejnému výsledku jako vyšel mě, a to k tomu, že na lesní půdě vzniká pod smrkem pH vyšší a pod bukem nižší (Andrianarisoa et al. 2010, Mareschal et al. 2010). U studie Andrianarisoa et al. (2010) nebyly nalezeny mezi druhy signifikantní rozdíly, a proto se podle autorů jedná o náhodu. Mareschal et al. (2010) také shledávají tento výsledek neobvyklým. Podle nich však může docházet k souhře několika faktorů, které byly popsány už výše. Pod jehličnany se v minerální půdě akumuluje menší množství C a KVK je poměrně nízká. Snížená KVK vede k menšímu množství negativně nabitých částic, schopných vyrovnávat množství H^+ . Tento proces pak vede k nárůstu pH. Několik studií s výsledky, které jsem našla, nesouhlasí (Christiansen et al. 2010, Reich et al. 2005, Ribbons et al. 2018, Schelfhout et al. 2017). Většina těchto autorů si myslí, že na zalesněných plochách na zemědělské půdě vzniká vyšší pH pod bukem, a to z důvodu lepší kvality jeho opadu (Reich et al. 2005, Ribbons et al. 2018, Schelfhout et al. 2017).

S mým výsledkem, že na bývalé zemědělské půdě se vyšší pH vytváří pod bukem, souhlasí dvě studie (Hagen-Thorn et al. 2004, Oostrá et al. 2006). Hagen-Thorn et al. (2004) jako důvod uvádí různou kvalitu opadu a rychlost rozkladu. U smrku je zároveň vyšší acidita způsobena kyselou depozicí, jelikož jeho jehlice mají velký povrch a lehce zachytávají suchou depozici kyselých látek z atmosféry. V tomto případě se však buk i smrk svými pH dost podobaly. To je vysvětleno pomalou dekompozicí u obou těchto zástupců, která vede k zamezování vstupu bazickým kationtům do minerální půdy. Vyšší kyselá depozice u smrku však nejspíš pH půdy ještě snížila. U studie Christiansen et al. (2010) bylo vyšší pH na bývalé zemědělsky využívané půdě naměřeno pod smrkem. Mezi bukem a smrkem byl ale velmi malý rozdíl a mohlo se jednat pouze o náhodu.

Pro výsypky byly nalezeny pouze dvě studie, z nichž jedna obsahovala data pro buk a druhá pro smrk. Nebyla tedy nalezena žádná studie na tomto typu půdy, která by zkoumala současně buk i smrk. Zároveň bylo k pH na tomto typu půdy nalezeno celkově málo dat, takže tento výsledek nemusí být reprezentativní.

6 Závěry

- 1) Stáří půdy má vliv na akumulaci C v půdě. Na iniciálních půdách (vysypkové půdy) se více C ukládá pod listnatými stromy než pod jehličnatými. U dobře vyvinutých půd (lesní a bývalá orná půda) je více C ukládáno pod jehličnatými stromy než pod listnatými.
- 2) Na vysypkových půdách byla nalezena negativní závislost množství C uloženého v půdě na poměru C:N opadu. Na iniciálních půdách tedy přísun opadu s nižším poměrem C:N vede k vyššímu množství C uloženého v půdě. U ostatních typů půd závislost mezi množstvím C uloženého v půdě a poměrem C:N opadu nebyla nalezena.
- 3) Více C v půdě pod listnatými stromy je ukládáno na plochách, které mají vyšší pH.
- 4) Na množství C uloženého v půdě nemají vliv pouze druhy stromů, ale dochází k interakci s klimatickými podmínkami prostředí a půdními vlastnostmi.
- 5) Výsledky naznačují, že mezi iniciálními půdami a půdami vyvinutými dochází ke změně dominantních mechanismů sekvestrace C.

7 Seznam použité literatury

- Abdullahi, A. C., Siwar, C., Shaharudin, M. I., & Anizan, I. (2018). Carbon Sequestration in Soils: The Opportunities and Challenges. In: *Carbon Capture, Utilization and Sequestration* (pp. 3–15). InTech.
- Achat, D. L., Fortin, M., Landmann, G., Ringeval, B., & Augusto, L. (2015). Forest soil carbon is threatened by intensive biomass harvesting. *Scientific Reports*, 5.
- Aerts, R. (1997). Climate, leaf litter chemistry and leaf litter decomposition in terrestrial ecosystems: a triangular relationship. *Oikos*, 79(3), 439–449.
- Alban, D. H. (1982). Effects of Nutrient Accumulation by Aspen, Spruce, and Pine on Soil Properties. *Soil Science Society of America Journal*, 46(4), 853–861.
- Allison, L. E. (2016). Organic Carbon. In: *Methods of Soil Analysis: Part 2 Chemical and Microbiological Properties* (pp. 1367–1378). John Wiley & Sons, Ltd.
- Alriksson, A., & Eriksson, H. M. (1998). Variations in mineral nutrient and C distribution in the soil and vegetation compartments of five temperate tree species in NE Sweden. *Forest Ecology and Management*, 108(3), 261–273.
- Andrianarisoa, K. S., Zeller, B., Poly, F., Siegenfuhr, H., Bienaimé, S., Ranger, J., & Dambrine, E. (2010). Control of Nitrification by Tree Species in a Common-Garden Experiment. *Ecosystems*, 13(8), 1171–1187.
- Angst, G., Mueller, K. E., Eissenstat, D. M., Trumbore, S., Freeman, K. H., Hobbie, S. E., Chorover, J., Oleksyn, J., Reich, P. B., & Mueller, C. W. (2019a). Soil organic carbon stability in forests: Distinct effects of tree species identity and traits. *Global Change Biology*, 25(4), 1529–1546.
- Angst, Š., Harantová, L., Baldrian, P., Angst, G., Cajthaml, T., Straková, P., Blahut, J., Veselá, H., & Frouz, J. (2019b). Tree species identity alters decomposition of understory litter and associated microbial communities: a case study. *Biology and Fertility of Soils*, 55(5), 525–538.

- Baldrian, P., Kolářík, M., Štursová, M., Kopecký, J., Valášková, V., Větrovský, T., Žifčáková, L., Šnajdr, J., Rídl, J., Vlček, Č., & Voříšková, J. (2012). Active and total microbial communities in forest soil are largely different and highly stratified during decomposition. *ISME Journal*, 6(2), 248–258.
- Berg, B., & McClaugherty, C. (2008). *Plant litter: Decomposition, humus formation, carbon sequestration*. Springer Berlin Heidelberg.
- Berner, R. A. (2003). The long-term carbon cycle, fossil fuels and atmospheric composition. *Nature*, 426(6964), 323–326.
- Bernier, P. Y., Paré, D., Stinson, G., Bridge, S. R. J., Kishchuk, B. E., Lemprière, T. C., Thiffault, E., Titus, B. D., & Vasbinder, W. (2017). Moving beyond the concept of „primary forest" as a metric of forest environment quality. *Ecological Applications*, 27(2), 349–354.
- Binkley, D. (1995). The Influence of Tree Species on Forest Soils: Processes and Patterns. In *Proceedings of the trees and soil workshop*, 7, 994.
- Blouin, M., Hodson, M. E., Delgado, E. A., Baker, G., Brussaard, L., Butt, K. R., Dai, J., Dendooven, L., Peres, G., Tondoh, J. E., Cluzeau, D., & Brun, J.-J. (2013). A review of earthworm impact on soil function and ecosystem services. *European Journal of Soil Science*, 64(2), 161–182.
- Bot, A., & Benites, J. (2005). *The importance of soil organic matter: Key to drought-resistant soil and sustained food production* (Vol. 80). FAO.
- Bradford, M. A., Wieder, W. R., Bonan, G. B., Fierer, N., Raymond, P. A., & Crowther, T. W. (2016). Managing uncertainty in soil carbon feedbacks to climate change. *Nature Climate Change*, 6(8), 751–758.
- Buta, M., Blaga, G., Paulette, L., Păcurar, I., Roșca, S., Borsai, O., Grecu, F., Sînziana, P. E., & Negrușier, C. (2019). Soil Reclamation of Abandoned Mine Lands by Revegetation in Northwestern Part of Transylvania: A 40-Year Retrospective Study. *Sustainability*, 11(12), 3393.
- Carlyle, J. C. (1993). Organic carbon in forested sandy soils: properties, processes, and the impact of forest management. *New Zealand Journal of Forestry Science*, 23(3), 390–402.
- Challinor, D. (1968). Alteration of Surface Soil Characteristics by Four Tree Species. *Ecology*, 49(2), 286–290.
- Christiansen, J. R., Vesterdal, L., Callesen, I., Elberling, B., Schmidt, I. K., & Gundersen, P. (2010). Role of six European tree species and land-use legacy for nitrogen and water budgets in forests. *Global Change Biology*, 16(8), 2224–2240.
- Cotrufo, M. F., Del Galdo, I., & Piermatteo, D. (2010). Litter decomposition: Concepts, methods and future perspectives. In: *Soil Carbon Dynamics: An Integrated Methodology* (pp. 76–90). Cambridge University Press.
- Coûteaux, M. M., Bottner, P., & Berg, B. (1995). Litter decomposition, climate and litter quality. *Trends in Ecology & Evolution*, 10(2), 63–66.
- Crichton, R. (2012). *Biological inorganic chemistry: a new introduction to molecular structure and function* (2nd ed.). Elsevier.
- Currie, W. S., & Aber, J. D. (1997). Modeling leaching as a decomposition process in humid montane forests. *Ecology*, 78(6), 1844–1860.
- Davidson, E. A., & Janssens, I. A. (2006). Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature*, 440(7081), 165–173.

- Dumanski, J. (2004). Carbon sequestration, soil conservation, and the Kyoto protocol: Summary of implications. *Climatic Change*, 65(3), 255–261.
- European Parliament. What is carbon neutrality and how can it be achieved by 2050? [online]. [cit. 16. 5. 2020]. Dostupné z: <https://www.europarl.europa.eu/news/en/headlines/society/20190926STO62270/what-is-carbon-neutrality-and-how-can-it-be-achieved-by-2050>
- Falkowski, P., Scholes, R. J., Boyle, E., Canadell, J., Canfield, D., Elser, J., Gruber, N., Hibbard, K., Hogberg, P., Linder, S., Mackenzie, F. T., Moore, B., Pedersen, T., Rosental, Y., Seitzinger, S., Smetacek, V., & Steffen, W. (2000). The global carbon cycle: A test of our knowledge of earth as a system. *Science*, 290(5490), 291–296.
- FAO/GSP. (2017). Soil Organic Carbon - the hidden potential. FAO, Rome.
- Fernández-Romero, M. L., Lozano-García, B., & Parras-Alcántara, L. (2014). Topography and land use change effects on the soil organic carbon stock of forest soils in Mediterranean natural areas. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 195, 1–9.
- Finzi, A. C., Van Breemen, N., & Canham, C. D. (1998). Canopy tree-soil interactions within temperate forests: Species effects on soil carbon and nitrogen. *Ecological Applications*, 8(2), 440–446.
- Fissore, C., Dalzell, B. J., Berhe, A. A., Voegtle, M., Evans, M., & Wu, A. (2017). Influence of topography on soil organic carbon dynamics in a Southern California grassland. *Catena*, 149, 140–149.
- Frouz, J. (n.d.). [Množství C a N měřené na výsypkách v okolí Kolína nad Rýnem]. Unpublished raw data.
- Frouz, J. (2010). Půda – živý systém: Interakce půdní fauny a mikroflóry a jejich význam pro přeměny organické hmoty v půdě. *Vesmír*, 89, 490–492.
- Frouz, J., Livečková, M., Albrechtová, J., Chroňáková, A., Cajthaml, T., Pižl, V., Háněl, L., Starý, J., Baldrian, P., Lhotáková, Z., Šimáčková, H., & Cepáková, Š. (2013). Is the effect of trees on soil properties mediated by soil fauna? A case study from post-mining sites. *Forest Ecology and Management*, 309, 87–95.
- Frouz, J., Pižl, V., Cienčila, E., & Kalčík, J. (2009). Carbon storage in post-mining forest soil, the role of tree biomass and soil bioturbation. *Biogeochemistry*, 94(2), 111–121.
- Frouz, J., & Vindušková, O. (2018). Soil Organic Matter Accumulation in Postmining Sites: Potential Drivers and Mechanisms. In: *Soil Management and Climate Change* (pp. 103-120). Academic Press.
- Gorte, R. W. (2009). *Carbon Sequestration in Forests*. DIANE Publishing.
- Gougoulias, C., Clark, J. M., & Shaw, L. J. (2014). The role of soil microbes in the global carbon cycle: Tracking the below-ground microbial processing of plant-derived carbon for manipulating carbon dynamics in agricultural systems. *Journal of the Science of Food and Agriculture*, 94(12), 2362–2371.
- Gregorich, E. G., Greer, K. J., Anderson, D. W., & Liang, B. C. (1998). Carbon distribution and losses: Erosion and deposition effects. *Soil and Tillage Research*, 47(3–4), 291–302.
- Guggenberger, G., & Kaiser, K. (2003). Dissolved organic matter in soil: Challenging the paradigm of sorptive preservation. *Geoderma*, 113(3–4), 293–310.
- Gurmesa, G. A., Schmidt, I. K., Gundersen, P., & Vesterdal, L. (2013). Soil carbon accumulation and nitrogen retention traits of four tree species grown in common gardens. *Forest Ecology and*

- Management*, 309, 47–57.
- Hackl, E., Pfeffer, M., Donat, C., Bachmann, G., & Zechmeister-Boltenstern, S. (2005). Composition of the microbial communities in the mineral soil under different types of natural forest. *Soil Biology and Biochemistry*, 37(4), 661–671.
- Hagen-Thorn, A., Callesen, I., Armolaitis, K., & Nihlgård, B. (2004). The impact of six European tree species on the chemistry of mineral topsoil in forest plantations on former agricultural land. *Forest Ecology and Management*, 195(3), 373–384.
- Ritchie, H., & Roser, M. (2020). CO₂ and Greenhouse Gas Emissions. *Our World in Data*, May 2017, 1–52.
- Hansson, K., Olsson, B. A., Olsson, M., Johansson, U., & Kleja, D. B. (2011). Differences in soil properties in adjacent stands of Scots pine, Norway spruce and silver birch in SW Sweden. *Forest Ecology and Management*, 262(3), 522–530.
- Hobbie, S. E., Reich, P. B., Oleksyn, J., Ogdahl, M., Zytkowski, R., Hale, C., & Karolewski, P. (2006). Tree species effects on decomposition and forest floor dynamics in a common garden. *Ecology*, 87(9), 2288–2297.
- Jackson, R. B., Friedlingstein, P., Andrew, R. M., Canadell, J. G., Le Quéré, C., & Peters, G. P. (2019). Persistent fossil fuel growth threatens the Paris Agreement and planetary health. *Environmental Research Letters*, 14(12).
- Jagadamma, S. (2009). *Stabilization mechanisms of organic carbon in two soils of the Midwestern United States*. Dissertation. Ohio State University.
- Jandl, R., Vesterdal, L., Olsson, M., Bens, O., Badeck, F., & Rock, J. (2007). Carbon sequestration and forest management. *CAB Reviews: Perspectives in Agriculture, Veterinary Science, Nutrition and Natural Resources*, 2(17), 1–16.
- Janssen, B. H. (1996). Nitrogen mineralization in relation to C:N ratio and decomposability of organic materials. *Plant and Soil*, 181(1), 39–45.
- Jobbágy, E. G., & Jackson, R. B. (2000). The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecological Applications*, 10(2), 423–436.
- Józefowska, A., Pietrzykowski, M., Woś, B., Cajthaml, T., & Frouz, J. (2017). The effects of tree species and substrate on carbon sequestration and chemical and biological properties in reforested post-mining soils. *Geoderma*, 292, 9–16.
- Kögel-Knabner, I. (2002). The macromolecular organic composition of Plant and microbial residues as inputs to soil organic matter. *Soil Biology and Biochemistry*, 34(2), 139–162.
- Krishna, M. P., & Mohan, M. (2017). Litter decomposition in forest ecosystems: a review. *Energy, Ecology and Environment*, 2(4), 236–249.
- Krull, E. S., Baldock, J. A., & Skjemstad, J. O. (2003). Importance of mechanisms and processes of the stabilisation of soil organic matter for modelling carbon turnover. *Functional Plant Biology*, 30(2), 207–222.
- Kweku, D., Bismark, O., Maxwell, A., Desmond, K., Danso, K., Oti-Mensah, E., Quachie, A., & Adormaa, B. (2018). Greenhouse Effect: Greenhouse Gases and Their Impact on Global Warming. *Journal of Scientific Research and Reports*, 17(6), 1–9.
- Lal, R. (2004a). Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma*, 123(1–2), 1–22.
- Lal, R. (2004b). Soil carbon sequestration impacts on global climate change and food security. *Science*, 304(5677), 1623–1627.

- Lal, R. (2005). Forest soils and carbon sequestration. *Forest Ecology and Management*, 220(1–3), 242–258.
- Lin, Y., & King, J. Y. (2014). Effects of UV exposure and litter position on decomposition in a California grassland. *Ecosystems*, 17(1), 158–168.
- Liu, Z., Shao, M., & Wang, Y. (2011). Effect of environmental factors on regional soil organic carbon stocks across the Loess Plateau region, China. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 142(3–4), 184–194.
- Lorenz, K., & Lal, R. (2005). The Depth Distribution of Soil Organic Carbon in Relation to Land Use and Management and the Potential of Carbon Sequestration in Subsoil Horizons. *Advances in Agronomy*, 88, 35–66.
- Lorenz, M., & Thiele-Bruhn, S. (2019). Tree species affect soil organic matter stocks and stoichiometry in interaction with soil microbiota. *Geoderma*, 353(March), 35–46.
- Lützw, M. V., Kögel-Knabner, I., Ekschmitt, K., Matzner, E., Guggenberger, G., Marschner, B., & Flessa, H. (2006). Stabilization of organic matter in temperate soils: Mechanisms and their relevance under different soil conditions - A review. *European Journal of Soil Science*, 57(4), 426–445.
- Malik, A. A., Puissant, J., Buckeridge, K. M., Goodall, T., Jehmlich, N., Chowdhury, S., Gweon, H. S., Peyton, J. M., Mason, K. E., van Agtmaal, M., Bland, A., Clark, I. M., Whitaker, J., Pywell, R. F., Ostle, N., Gleixner, G., & Griffiths, R. I. (2018). Land use driven change in soil pH affects microbial carbon cycling processes. *Nature Communications*, 9(1).
- Mareschal, L., Bonnaud, P., Turpault, M. P., & Ranger, J. (2010). Impact of common European tree species on the chemical and physicochemical properties of fine earth: An unusual pattern. *European Journal of Soil Science*, 61(1), 14–23.
- Mayer, M., Prescott, C. E., Abaker, W. E. A., Augusto, L., Cécillon, L., Ferreira, G. W. D., James, J., Jandl, R., Katzensteiner, K., Laclau, J. P., Laganière, J., Nouvellon, Y., Paré, D., Stanturf, J. A., Vanguelova, E. I., & Vesterdal, L. (2020). Influence of forest management activities on soil organic carbon stocks: A knowledge synthesis. *Forest Ecology and Management*, 466.
- McCauley, A., Jones, C., & Jacobsen, J. (2009). Soil pH and Organic Matter. In: *Nutrient management module* (pp. 1–12). Montana State University.
- McCauley, A., Jones, C., & Jacobsen, J. (2005). Basic soil properties. In: *Soil and water management module* (pp. 1–12). Montana State University.
- McClagherty, C. (2001). Soils and Decomposition. In: *Encyclopedia of Life Sciences* (pp. 1–8). John Wiley & Sons, Ltd.
- Melvin, A. M., & Goodale, C. L. (2013). Tree species and earthworm effects on soil nutrient distribution and turnover in a northeastern United States common garden. *Canadian Journal of Forest Research*, 43(2), 180–187.
- Menyailo, O. V, Hungate, B. A., & Zech, W. (2002). Tree species mediated soil chemical changes in a Siberian artificial Tree species and soil chemistry. *Plant and soil*, 242, 171–182.
- Moore, J. C., Mccann, K., Setälä, H., & De Ruiter, P. C. (2003). Top-down is bottom-up: does predation in the rhizosphere regulate aboveground dynamics? *Ecology*, 84(4), 846–857.
- Mueller, K. E., Eissenstat, D. M., Hobbie, S. E., Oleksyn, J., Jagodzinski, A. M., Reich, P. B., Chadwick, O. A., & Chorover, J. (2012). Tree species effects on coupled cycles of carbon, nitrogen, and acidity in mineral soils at a common garden experiment. *Biogeochemistry*, 111(1–3), 601–614.

- Muñoz, C., Paulino, L., Monreal, C., & Zagal, E. (2010). Greenhouse gas (CO₂ and N₂O) emissions from soils: a review. *Chilean journal of agricultural research*, 70(3), 485–497.
- Nadelhoffer, K. J., Aber, J. D., & Melillo, J. M. (1983). Leaf-litter production and soil organic matter dynamics along a nitrogen-availability gradient in Southern Wisconsin (U.S.A.). *Canadian Journal of Forest Research*, 13(1), 12–21.
- Nave, L. E., DeLyser, K., Butler-Leopold, P. R., Sprague, E., Daly, J., & Swanston, C. W. (2019). Effects of land use and forest management on soil carbon in the ecoregions of Maryland and adjacent eastern United States. *Forest Ecology and Management*, 448, 34–47.
- Nave, Lucas E., Vance, E. D., Swanston, C. W., & Curtis, P. S. (2010). Harvest impacts on soil carbon storage in temperate forests. *Forest Ecology and Management*, 259(5), 857–866.
- Olsson, B. A., Hansson, K., Persson, T., Beuker, E., & Helmisaari, H. S. (2012). Heterotrophic respiration and nitrogen mineralisation in soils of Norway spruce, Scots pine and silver birch stands in contrasting climates. *Forest Ecology and Management*, 269, 197–205.
- Oostra, S., Majdi, H., & Olsson, M. (2006). Impact of tree species on soil carbon stocks and soil acidity in southern Sweden. *Scandinavian Journal of Forest Research*, 21(5), 364–371.
- Oulehle, F., & Hruška, J. (2009). Lesy v globálním koloběhu uhlíku. *Vesmír*, 88, 496–500.
- Ovington, J. D. (1956). Studies of the Development of Woodland Conditions Under Different Trees: IV. The Ignition Loss, Water, Carbon and Nitrogen Content of the Mineral Soil. *The Journal of Ecology*, 44(1), 171.
- Paul, N. D., & Gwynn-Jones, D. (2003). Ecological roles of solar UV radiation: towards an integrated approach. *Trends in Ecology & Evolution*, 18(1), 48-55.
- Perala, D. A., & Alban, D. H. (1982). Biomass, nutrient distribution and litterfall in *Populus*, *Pinus* and *Picea* stands on two different soils in Minnesota. *Plant and Soil*, 64(2), 177–192.
- Phillips, R. P., Fahey, T. J., Ecology, S., May, N., Phillips, R. P., & Fahey, T. J. (2006). Tree Species and Mycorrhizal Associations Influence the Magnitude of Rhizosphere Effects. *Ecology*, 87(5), 1302–1313.
- Post, W. M., Peng, T.-H., Emanuel, W. R., King, A. W., Dale, V. H., & Deangelis, D. L. (1990). The Global Carbon Cycle. *Source: American Scientist*, 78(4), 310–326.
- Prescott, C. E. (2010). Litter decomposition: What controls it and how can we alter it to sequester more carbon in forest soils? *Biogeochemistry*, 101(1), 133–149.
- Prescott, C. E., & Grayston, S. J. (2013). Tree species influence on microbial communities in litter and soil: Current knowledge and research needs. *Forest Ecology and Management*, 309, 19–27.
- Priha, O., & Smolander, A. (1999). Nitrogen transformations in soil under *Pinus sylvestris*, *Picea abies* and *Betula pendula* at two forest sites. *Soil Biology and Biochemistry*, 31(7), 965–977.
- Ranveer, A. C., Latake, P. T., & Pawar, P. (2015). The Greenhouse Effect and Its Impacts on Environment. *International Journal of Innovative Research and Creative Technology*, 1(3), 333–337.
- Reich, P. B., Oleksyn, J., Modrzyński, J., Mrozinski, P., Hobbie, S. E., Eissenstat, D. M., Chorover, J., Chadwick, O. A., Hale, C. M., & Tjoelker, M. G. (2005). Linking litter calcium, earthworms and soil properties: A common garden test with 14 tree species. *Ecology Letters*, 8(8), 811–818.
- Ribbons, R. R., Kepfer-Rojas, S., Kosawang, C., Hansen, O. K., Ambus, P., McDonald, M., Grayston, S. J., Prescott, C. E., & Vesterdal, L. (2018). Context-dependent tree species effects on soil

- nitrogen transformations and related microbial functional genes. *Biogeochemistry*, *140*(2), 145–160.
- Robertson, G. P., & Paul, E. A. (2000). Decomposition and Soil Organic Matter Dynamics. In: *Methods in Ecosystem Science* (pp. 104–116). Springer New York.
- Sarkar, B., Singh, M., Mandal, S., Churchman, G. J., & Bolan, N. S. (2018). Clay minerals-organic matter interactions in relation to carbon stabilization in soils. In: *The Future of Soil Carbon: Its Conservation and Formation* (pp. 71–86). Elsevier.
- Schelfhout, S., Mertens, J., Verheyen, K., Vesterdal, L., Baeten, L., Muys, B., & De Schrijver, A. (2017). Tree species identity shapes earthworm communities. *Forests*, *8*(3).
- Schmidt, M. W. I., Torn, M. S., Abiven, S., Dittmar, T., Guggenberger, G., Janssens, I. A., Kleber, M., Kögel-Knabner, I., Lehmann, J., Manning, D. A. C., Nannipieri, P., Rasse, D. P., Weiner, S., & Trumbore, S. E. (2011). Persistence of soil organic matter as an ecosystem property. *Nature*, *478*(7367), 49–56.
- Sedjo, R., & Sohngen, B. (2012). Carbon Sequestration in Forests and Soils. *Annual Review of Resource Economics*, *4*(1), 127–144.
- Sevgi, O., Makineci, E., & Karaoz, O. (2011). The forest floor and mineral soil carbon pools of six different forest tree species. *Ekoloji*, *81*, 8–14.
- Six, J., Conant, R. T., Paul, E. A., & Paustian, K. (2002). Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils. *Plant and Soil*, *241*(2), 155–176.
- Smith, K. A. (2006). After the Kyoto Protocol: Can soil scientists make a useful contribution?. *Soil Use and Management*, *15*(2), 71–75.
- Smith, P. (2012). Soils and climate change. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, *4*(5), 539–544.
- Solomon, S., Plattner, G. K., Knutti, R., & Friedlingstein, P. (2009). Irreversible climate change due to carbon dioxide emissions. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, *106*(6), 1704–1709.
- Stockmann, U., Adams, M. A., Crawford, J. W., Field, D. J., Henakaarchchi, N., Jenkins, M., Minasny, B., McBratney, A. B., Courcelles, V. de R. de, Singh, K., Wheeler, I., Abbott, L., Angers, D. A., Baldock, J., Bird, M., Brookes, P. C., Chenu, C., Jastrow, J. D., Lal, R., ... Zimmermann, M. (2013). The knowns, known unknowns and unknowns of sequestration of soil organic carbon. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, *164*, 80–99.
- Swain, E. Y., Perks, M. P., Vanguelova, E. I., & Abbott, G. D. (2010). Carbon stocks and phenolic distributions in peaty gley soils afforested with Sitka spruce (*Picea sitchensis*). *Organic Geochemistry*, *41*(9), 1022–1025.
- Swift, R. S. (2001). Sequestration of carbon by soil. *Soil science*, *166*(11), 858–871.
- Šnajdr, J., Dobiášová, P., Urbanová, M., Petránková, M., Cajthaml, T., Frouz, J., & Baldrian, P. (2013). Dominant trees affect microbial community composition and activity in post-mining afforested soils. *Soil Biology and Biochemistry*, *56*, 105–115.
- Thomas, K. D., & Prescott, C. E. (2000). Nitrogen availability in forest floors of three tree species on the same site: The role of litter quality. *Canadian Journal of Forest Research*, *30*(11), 1698–1706.
- Trocha, L. K., Kałucka, I., Stasińska, M., Nowak, W., Dabert, M., Leski, T., Rudawska, M., & Oleksyn, J. (2012). Ectomycorrhizal fungal communities of native and non-native *Pinus* and *Quercus* species in a common garden of 35-year-old trees. *Mycorrhiza*, *22*(2), 121–134.

- Trum, F., Titeux, H., Ranger, J., & Delvaux, B. (2011). Influence of tree species on carbon and nitrogen transformation patterns in forest floor profiles. *Annals of Forest Science*, 68(4), 837–847.
- Turner, J., Lambert, M., & Turner, S. (2017). Long term carbon and nutrient dynamics within two small radiata pine catchments. *Forest Ecology and Management*, 389, 1–14.
- UNFCCC. What is the Paris Agreement? [online]. [cit. 16. 5. 2020]. Dostupné z: <https://unfccc.int/process-and-meetings/the-paris-agreement/what-is-the-paris-agreement>
- UNFCCC. What is the Kyoto Protocol? [online]. [cit. 16. 5. 2020]. Dostupné z: https://unfccc.int/kyoto_protocol
- Ussiri, D. A. N., Lal, R., Ussiri, D. A. N., & Lal, R. (2017). Introduction to Global Carbon Cycling: An Overview of the Global Carbon Cycle. In: *Carbon Sequestration for Climate Change Mitigation and Adaptation* (pp. 61–76). Springer.
- Vesterdal, L., Clarke, N., Sigurdsson, B. D., & Gundersen, P. (2013). Do tree species influence soil carbon stocks in temperate and boreal forests? *Forest Ecology and Management*, 309, 4–18.
- Vesterdal, L., Elberling, B., Christiansen, J. R., Callesen, I., & Schmidt, I. K. (2012). Soil respiration and rates of soil carbon turnover differ among six common European tree species. *Forest Ecology and Management*, 264, 185–196.
- Vesterdal, L., Schmidt, I. K., Callesen, I., Nilsson, L. O., & Gundersen, P. (2008). Carbon and nitrogen in forest floor and mineral soil under six common European tree species. *Forest Ecology and Management*, 255(1), 35–48.
- Vindušková, O., & Frouz, J. (2013). Soil carbon accumulation after open-cast coal and oil shale mining in Northern Hemisphere: A quantitative review. *Environmental Earth Sciences*, 69(5), 1685–1698.
- Vindušková, O., Pánek, T., & Frouz, J. (2019). Soil C, N and P dynamics along a 13 ka chronosequence of landslides under semi-natural temperate forest. *Quaternary Science Reviews*, 213, 18–29.
- Wang, X., & Wang, C. (2018). Mycorrhizal associations differentiate soil respiration in five temperate monocultures in Northeast China. *Forest Ecology and Management*, 430(May), 78–85.
- Weil, R. R., & Brady, N. C. (2016). *The nature and properties of soils (Global edition)*. Pearson.
- Wetterstedt, M. (2010). *Decomposition of soil organic matter: experimental and modelling studies of the importance of temperature and quality*. Doctoral Thesis. Swedish University of Agricultural Sciences.
- Willaarts, B. A., Oyonarte, C., Muñoz-Rojas, M., Ibáñez, J. J., & Aguilera, P. A. (2016). Environmental Factors Controlling Soil Organic Carbon Stocks in Two Contrasting Mediterranean Climatic Areas of Southern Spain. *Land Degradation and Development*, 27(3), 603–611.
- Woś, B., & Pietrzykowski, M. (2019). Impact of tree species on macroelements content and properties of the initial soils in condition of reclaimed sand pit. *SYLWAN*, 163(5), 407–414.
- Xiao, C. (2015). *Soil organic carbon storage (sequestration) principles and management: Potential role for recycled organic materials in agricultural soils of Washington State*. Washington State Department of Ecology.
- Zhang, D., Hui, D., Luo, Y., & Zhou, G. (2008). Rates of litter decomposition in terrestrial ecosystems: global patterns and controlling factors. *Journal of Plant Ecology*, 1(2), 85–93.

Zhu, M., Feng, Q., Zhang, M., Liu, W., Qin, Y., Deo, R. C., & Zhang, C. (2019). Effects of topography on soil organic carbon stocks in grasslands of a semiarid alpine region, northwestern China. *Journal of Soils and Sediments*, 19(4), 1640–1650.