

Česká zemědělská univerzita v Praze

Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů

Katedra pedologie a ochrany půd



**Česká zemědělská
univerzita v Praze**

Ztráta půdy erozí a její obnova

Bakalářská práce

Eliška Betlachová

Veřejná správa v zemědělství a krajině

Doc. Ing. Vít Penížek, Ph.D.

© 2022 ČZU v Praze

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že svou bakalářskou práci "Ztráta půdy erozí a její obnova" jsem vypracovala samostatně pod vedením vedoucího bakalářské práce a s použitím odborné literatury a dalších informačních zdrojů, které jsou citovány v práci a uvedeny v seznamu literatury na konci práce. Jako autorka uvedené bakalářské práce dále prohlašuji, že jsem v souvislosti s jejím vytvořením neporušil autorská práva třetích osob.

V Praze dne 22.4.2022

Poděkování

Ráda bych touto cestou poděkovala mému vedoucímu doc. Ing. Vítu Penížkovi, Ph.D. za poskytnutí cenných rad a odborných připomínek, za pomoc a trpělivost při zpracování bakalářské práce.

Ztráta půdy erozí a její obnova

Souhrn

Půda je z hlediska délky lidského života neobnovitelným zdrojem, který kvůli postupné degradaci a ztrátě neustále ubývá. Intenzivní lidská činnost porušila přirozený půdní kryt, což vedlo k vystavení povrchu eroznímu působení. Eroze půdy je proces, při kterém dochází k rušení půdního povrchu, transportu a usazování uvolněných půdních částic za působení přírodních činitelů.

Tato práce v podobě literární rešerše popisovala jednotlivé druhy a faktory vodní eroze a její důsledky. Zaměřila se především na dynamiku obnovy půd, které byly degradovány erozí, a na rychlost obnovy zásob organické hmoty v půdě. Cílem práce bylo zanalyzovat poznatky o rychlosti obnovy půd poškozených erozí.

V ČR je více než polovina zemědělské půdy ohrožena vodní erozí. Negativní vliv eroze spočívá především ve snížení hloubky půdního profilu a v narušování ornice, což vede ke snížení obsahu živin a zhoršení fyzikálně-chemických vlastností. Půda se tak stává méně úrodnou a dochází ke snížení výnosu.

Tvorba půdy je velmi pomalý proces, proto je důležité, aby se eroze a obnova (tvorba) půdy nacházely v dynamické rovnováze. Pokud však převládá eroze nad obnovou, je nutné těmto degradačním procesům zabránit. To je možné pomocí půdoochranných technologií, které omezí erozní procesy na nebo pod úroveň tvorby půdy.

Půdní organická hmota (POH) je kritickou složkou půdy, která zlepšuje její vlastnosti. Hlavní složkou POH je půdní organický uhlík (POC), významný půdní parametr kontrolující půdní kvalitu a produktivitu. Zemědělské hospodaření a eroze půdy mají vliv na obsah POC v půdě.

Eroze, transport a depozice redistribuují POC v krajině. Zásoby POC se pak liší podle polohy ve svahu. Na svažujících se částech pozemku dochází k neustálému odnosu POC erozí, proto se v těchto polohách nachází pouze malé zásoby uhlíku. Uvolněný POC je následně redistribuován a dochází k jeho zasypaní na úpatí svahů nebo v depresích.

K úbytku POC také dochází vlivem přeměny půdy na intenzivně zemědělsky obdělávanou půdu. Následná obnova POC je možná díky změně hospodaření. Rychlost obnovy závisí na zásobách POC před změnou hospodaření. Čím menší zásoby POC se nacházely na orné půdě, k tím rychlejší akumulaci došlo po jejím opuštění. Rychlost obnovy organické

hmoty v půdě je závislá na mnoha faktorech (např. typ půdy, způsob hospodaření, druh vegetace, intenzita eroze), proto není možné ji generalizovat.

Klíčová slova: vodní eroze, erozní ohroženost, tvorba půdy, půdní organická hmota, metody obnovy

Soil erosion loss and soil formation rates

Summary

Soil is a non-renewable resource in terms of human life expectancy. Soil is constantly declining due to gradual degradation and loss. Intense human activity disrupted the natural soil cover, leading to exposure of surface to erosion. Soil erosion is a process by which the soil surface is disrupted and loose particles are transported and deposited by natural factors.

This thesis, in the form of a literature search, described the different types and factors of water erosion and its consequences. The thesis focused on the recovery dynamics of soils that have been degraded by erosion and on the rate of recovery of soil organic matter stocks. The aim of the study was to analyse the knowledge on the recovery rate of soils damaged by erosion.

In the Czech Republic, more than half of agricultural land is threatened by water erosion. The negative impact of erosion is mainly due to the reduction in the depth of the soil profile and the disturbance of the topsoil, which leads to reduction in nutrient content and a deterioration in physico-chemical properties. This makes the soil less fertile and reduces the yield.

Soil formation is a very slow process, so it is important that erosion and soil recovery (formation) are in dynamic balance. However, if erosion prevails over regeneration, these degradation processes must be prevented. This can be done through soil conservation technologies that limit erosion processes to the level of soil formation or below the level.

Soil organic matter (SOM) is a critical soil component that improves soil properties. The main component of SOM is soil organic carbon (SOC), an important soil parameter controlling soil quality and productivity. Agricultural management and soil erosion affect SOC content.

Erosion, transport and deposition redistributed SOC across the landscape. SOC stocks vary with slope position. On the sloping parts, SOC is constantly being carried away by erosion, so there is little carbon stock in these areas. The released SOC is subsequently redistributed and buried at the base of slopes or in depressions.

Due to land conversion to intensive agricultural land, SOC is being lost. Subsequent recovery of the SOC is possible thanks to a change in agricultural management. Recovery rate depends on SOC stocks before management change. The smaller the SOC stocks were on arable land, the faster the accumulation occurred after abandonment of arable land. The rate of

recovery of soil organic matter depends on many factors (e.g. soil type, agricultural management, type of vegetation, intensity of erosion) and therefore cannot be generalized.

Keywords: water erosion, erosion risk, soil formation, soil organic matter, restoration methods

Obsah

1 Úvod	9
2 Cíl práce	10
3 Eroze	11
3.1 Vodní eroze	11
3.1.1 Plošná vodní eroze.....	11
3.1.2 Výmolová vodní eroze	11
3.1.3 Podpovrchová vodní eroze	12
3.2 Faktory vodní eroze	12
3.2.1 Srážky.....	12
3.2.2 Morfologie území.....	12
3.2.3 Vegetace	14
3.2.4 Vliv zemědělství na erozi	14
3.3 Dlouhodobá ztráta půdy	15
3.4 Limity erozní ohroženosti	16
3.5 Legislativa	18
3.6 Důsledky eroze	19
4 Ochrana a obnova půdy	20
4.1 Ochrana půdy	21
4.1.1 Konzervační zpracování půdy	21
4.1.2 Skladba plodin a typy pěstovaných kultur.....	26
4.1.3 Metody ochrany před půdní erozí pomocí biotechnického inženýrství... ..	28
4.2 Obnova půdy	31
4.2.1 Dynamika tvorby půdy.....	32
4.2.2 Dynamika obnovy půdní organické hmoty (POH)	35
4.2.3 Rychlost obnovy zásob organické hmoty v půdě	39
5 Závěr	42
6 Literatura	43

1 Úvod

Půda je neobnovitelným přírodním zdrojem a také je jedním z nejcennějších přírodních bohatství. Jedná se o významnou složku životního prostředí s celou řadou důležitých funkcí. Dochází na ní k celé řadě procesů, které způsobují omezení nebo úplnou ztrátu schopnosti půdy plnit své základní funkce (Novotný et al. 2014). Jeden z těchto procesů se nazývá eroze. Eroze půdy představuje pro lidstvo jedno z největších ohrožení (Pimentel & Kounang 1998).

Každý rok je na zemi degradováno erozí zhruba 75 miliard tun půdy. Za zrychlenou erozi jsou zodpovědní zejména dva činitelé – voda a vítr. Eroze se projevuje nejvíce na půdách, které nejsou pokryty vegetací. Pokud dlouhodobý průměr smyvu půdy překračuje přípustnou ztrátu půdy, dochází na dané lokalitě ke zrychlené erozi, jsou narušeny funkce půdy a snižuje se její úrodnost (Novotný et al. 2017). Erozí postižené půdy mají menší schopnost zadržovat vodu, obsahují menší množství organických látek (humusu), živin, edafonu a jsou mělké (Pimentel & Kounang 1998). Ročně dochází v důsledku eroze ke ztrátě půdy 13x – 40x rychleji, než dochází k její obnově a než je udržitelné (Novotný et al. 2017).

Regenerace poškozené půdy může trvat dlouhá desetiletí až staletí. S ohledem na trvale udržitelné hospodaření, které umožní využívat půdu jako přírodní zdroj ve stejném rozsahu, tak jako je tomu v současnosti, je nutné k půdám přistupovat jako k udržitelnému ekosystému, který je v dynamické rovnováze mezi erozí a obnovou (tvorbou) půdy (Wakatsuki & Rasyidin 1992).

Půda se pokládá za největší suchozemskou zásobárnu uhlíku a uchovává přibližně 1500 Gt C. Část tohoto POC je přerozdělována půdní erozí. Navíc se očekává, že míra půdní eroze se v příštích desetiletích zvýší v důsledku očekávané změny klimatu. Půdní eroze významně ovlivňuje výměnu C mezi půdou a krajinou. Hodnocení erozních vlivů na dynamiku půdního organického uhlíku v zemědělských půdách naráží na obtíže při rozlišování erozních vlivů a složitých interakčních procesů mezi erozí a koloběhem uhlíku (Lin et al. 2022).

Procesy vedoucí k degradaci půdy lze zvrátit několika způsoby. Základní snahou by měla být největší možná eliminace eroze. Jedná se o různé způsoby hospodaření, které oproti konvenčnímu obhospodařování vedou ke snížení ztrát půd pod mez jejich přirozené obnovy. Specifické metody obnovy půdy zahrnují konzervační zemědělství, management integrovaných živin, souvislý vegetační kryt (zbytkový mulč a krycí plodina) a řízenou pastvu při vhodné míře osázení (Lal 2015). Mezi těmito metodami je faktor pokryvu ten, kterým mohou zemědělci nejnáze ovlivnit snížení ztráty půdy. S přibývajícím vegetačním pokryvem se exponenciálně snižuje riziko půdní eroze (Panagos et al. 2015).

Dalšími přístupy jsou opatření, která vedou ke skutečné regeneraci již poškozených půd a jejich postupné obnově do stavu před jejich degradací. Zde se uplatňují strategie vedoucí k vytváření větších zásob půdního organického uhlíku a dusíku, ke zvyšování aktivity a druhové rozmanitosti půdního edafonu a ke zlepšování strukturální stability a pórovitosti. Pro uvedení obnovujících procesů do pohybu je nezbytné zvýšení zásob půdního organického uhlíku nad kritickou hodnotu (10 až 15 g/kg). Zásoba půdního organického uhlíku, jeho množství a hloubková distribuce jsou kritickou složkou kvality půdy (Lal 2015).

S ohledem na fakt, že v České republice je nejrozšířenějším typem eroze, která ohrožuje zemědělské půdy, eroze vodní, je práce zaměřena právě na ni.

2 Cíl práce

V ČR je eroze půdy nejvýznamnějším degradačním faktorem zemědělské půdy. Redistribuce půdního materiálu v krajině se uvádí jako hlavní příčina degradace půd. Obnova půdy je velmi pomalý proces, a proto je těžké doplnit její úbytek. Proces obnovy půdy je závislý na mnoha faktorech, zejména na geologických podmínkách, klimatu, reliéfu a způsobu obhospodařování, které ovlivňují jeho rychlost. Cílem bakalářské práce bylo popsat aktuální poznatky o dynamice obnovy půd, které byly degradovány erozí půdy.

3 Eroze

Při erozi dochází k postupnému úbytku půdy za působení přírodních činitelů (Janeček et al. 2005). Půdní částice jsou transportovány a následně dochází k jejich sedimentaci (Dufková 2007). Rozlišuje se několik druhů eroze. Dělí se podle intenzity, formy, místa působení, činitelů způsobující její vznik a ovlivňující její průběh.

Podle intenzity se eroze dělí na normální a zrychlenou. Normální eroze je přirozený proces, při kterém se nenarušuje přírodní rovnováha (Dufková 2007). Naproti tomu zrychlená eroze je způsobována lidskou činností – nejčastěji intenzivním zemědělstvím. Rovnováha se tak narušuje transportem půdních částic a živin (Holý 1994).

Podle erozních činitelů se eroze dělí na vodní, sněhovou, ledovcovou, větrnou a erozi vzniklou orbou. V České republice je degradace půdy nejčastěji způsobena vodní erozí (Janeček 2005). Plocha zemědělských půd ohrožených vodní erozí tvoří v ČR 60 % zemědělských půd. Podstatně méně rozšířeným typem je větrná eroze, která ohrožuje 14 % zemědělských půd (MŽP 2021). Naopak méně rozšířenou formou eroze je sněhová eroze působící především v podhorských oblastech. Ledovcová eroze se v ČR vůbec nevyskytuje (Holý 1994).

3.1 Vodní eroze

Vodní eroze je přírodní proces rozrušující půdní povrch působením vody a přesunem uvolněných půdních částic povrchovým odtokem (Holý 1994).

Projevuje se buď na celé ploše území, nebo soustředěním odtoku a následným vznikem odtokových rýh a rýžek. V oblastech zvýšené koncentrace těchto drah mohou vznikat strže. Z míst s vyšší nadmořskou výškou jsou částice unášeny do míst s nižší nadmořskou výškou, kde dochází k ukládání půdních částic. Částice se pak mohou dostávat až do vodních toků, kde jsou transportovány do míst s nižší schopností transportu. Tam sedimentují a zanášejí koryta řek a dna nádrží (Holý 1994).

Podle Holého (1994) lze povrchovou vodní erozi dělit podle účinků na půdní povrch na erozi plošnou, výmolovou a proudovou.

3.1.1 Plošná vodní eroze

Plošná eroze rozrušuje půdu na celé ploše území. Při selektivní erozi dochází k odnosu jemných půdních částic a chemických látek, které jsou na ně vázány. Eroze způsobuje změnu půdní textury a obsahu živin. Půda se tak stává hrubozrnější. Dalším možným projevem je eroze vrstevná, při které dochází ke smyvu půdní hmoty ve vrstvách. Obvykle způsobuje ztrátu celé orníční vrstvy (Holý 1994).

3.1.2 Výmolová vodní eroze

K výmolové vodní erozi dochází soustředěním povrchového odtoku, který vytváří v půdě mělké zářezy, které se postupně prohlubují. Nejprve vznikají rýžky a brázdy. Brázdy jsou mělké širší zářezy. Na svahu se vyskytují v menším množství než rýžky. Prohlubováním rýžek a brázd dochází ke vzniku rýh, výmolů a strží (Holý 1994).

3.1.3 Podpovrchová vodní eroze

Při podpovrchové erozi dochází k přesunu půdních částic a živin z horních vrstev do nižších vrstev horizontů pomocí infiltrace srážkové vody. Tento jev lze označit za přirozený půdotvorný proces, nikoliv erozi.

Na spraších může docházet ke vzniku tunelů, které narušují stabilitu půdy, to nazýváme jako tunelovou erozi. Při ní často dochází k proboření stropu tunelů a následnému vzniku výmolů. Tunelovou erozi je tedy možné zařadit do eroze výmolové (Holý 1994).

3.2 Faktory vodní eroze

Eroze je vyvolávána působením přírodních a antropogenních činitelů. Podle Holého (1994) jsou nejvýznamnějšími faktory ovlivňující vodní erozi: srážky a jejich odtok, vítr, morfologie území, geologické a půdní poměry, vegetační kryt půdy a způsob využívání půdy.

3.2.1 Srážky

Erozní účinnost srážek závisí na množství výskytu srážek, jejich pohybové energii, intenzitě a úhrnu. Nejedná se pouze o intenzivní přívalové deště, ale také o středně intenzivní deště (Janeček et al. 2012). Nutné je však brát v potaz rozdíl mezi účinky kapalných a pevných srážek (Holý 1994). Erozně nebezpečné srážky mohou být ty, jejichž úhrn překročí 12,5 mm nebo intenzitu 6,25 mm za 15 minut. V období červen–srpen se vyskytne téměř 80 % erozně nebezpečných dešťů, a proto je ochrana půdy vegetačním pokryvem v těchto měsících nejdůležitější (Janeček et al. 2012).

Za rozrušování půdních agregátů a uvolňování půdních částic je zodpovědná kinetická energie dešťových kapek. Z hlediska eroze jsou nejničivější přívalové deště, což je dáno jejich vysokou intenzitou. Kinetická energie dešťových kapek má destrukční vliv na povrch půdy a způsobuje rychlé formování povrchového odtoku (Holý 1994).

Erozní účinek srážek bývá označován jako index erozivity. Vyjadřuje vztah mezi intenzitou deště, trváním, hmotností, průměrem a rychlostí dopadu vodních kapek. Na jejich rychlost dopadu má vliv gravitace a odpor vzduchu. Od okamžiku, kdy se kapka dostane do rovnováhy mezi gravitací a odporem vzduchu, letí konstantní rychlostí. Tato rychlost je závislá na velikosti a tvaru kapky (Holý 1994).

Z hlediska erozních procesů mají význam z pevných srážek zejména srážky sněhové. Při jarním tání sněhové pokrývky může docházet ke značnému zvyšování povrchového odtoku. Ten je závislý na fyzikálních charakteristikách sněhu a na výšce rozložení sněhové pokrývky. Mezi fyzikální charakteristiky sněhu patří hustota sněhu, vodní kapacita sněhu, rozložení sněhové pokrývky a trvání sněhové pokrývky (Holý 1994).

Odtok ze sněhu při jarním tání je nebezpečný, protože půdní povrch je zmrzlý v povrchové vrstvě, a voda nemá možnost se vsáknout do půdy. Při odtoku po svahu dochází ke smývání rozbředlé půdní vrstvy. Může tak dojít k její značné ztrátě (Holý 1994).

3.2.2 Morfologie území

Vlastnosti půdy určují její odolnost vůči rozrušování dešťovými kapkami a transportu povrchovým odtokem vody. Nepřerušená délka svahu a sklon svahu mají vliv na velikost ztráty

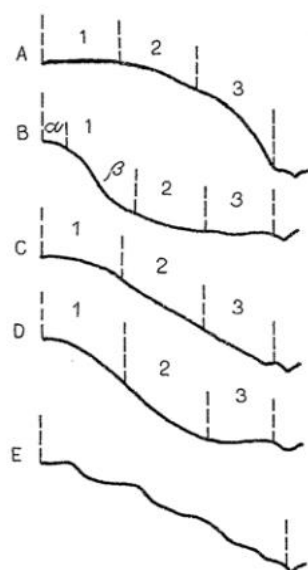
půdy erozí. Nepřerušovaná délka svahu je brána od rozvodnice nebo horní hrany pozemku. Vždy se musí počítat od prvku, který přerušuje povrchový odtok (příkop, cesta s příkopem apod.). Délka svahu se bere od místa, kde vzniká povrchový odtok, k místu, kde se unášená půda usazuje nebo kde se plošný odtok soustřeďuje do odtokové dráhy. Pokud na pozemku dojde ke změně plodiny nebo technologie, měření se nepřerušuje. S rostoucí délkou svahu se intenzita eroze zvyšuje. To stejné platí i u sklonu svahu, pouze s tím rozdílem, že se zvyšujícím se sklonem dochází ke ztrátě půdy rychleji než u délky svahu (Janeček et al. 2012).

Se zvětšením sklonu a délky svahu získává stékající voda vyšší rychlost, a tím má i větší destrukční účinek na půdní povrch. Má také schopnost transportovat uvolněné půdní částice. Intenzita erozních procesů je tím menší, čím se zmenšuje sklon svahu, tím dochází k poklesu rychlosti, a transportované částice půdy se začnou usazovat (Holý 1994).

Sklon území je jedním z rozhodujících erozních činitelů. Sklon, při kterém dochází k nebezpečnému rozrušování půdního povrchu, nazýváme tzv. kritický sklon svahu. V ČR lze předpokládat, že tento kritický sklon se nachází v místech, kde se plošný povrchový odtok mění v soustředěný a plošná vodní eroze přechází v erozi výmlovou. (Holý 1994).

J. Cablík a K. Jůva (1963) uvádí, že na zemědělských půdách v našich podmínkách není vodní eroze nebezpečná, dokud sklon svahu nepřesahuje 2° . Při sklonu 4° se eroze stává patrnou, a zřetelně výraznou při sklonu větším než 8° .

Vliv na intenzitu a průběh erozního procesu má také tvar svahu. Rozlišujeme několik typů svahu podle jeho tvaru: vypuklý, vydutý, přímý a kombinovaný svah (viz Obr. 1). U každého typu svahu má sklon, který je převládajícím erozním činitelem, maximální hodnotu v různé vzdálenosti od rozvodí. Maximální účinek se ukáže v místech svahu, kde je sklon a vzdálenost od rozvodí v nejnepříznivějším poměru. U vypuklého svahu dochází k maximální intenzitě erozních procesů v dolní části svahu, kde sklon i délka dosahují nejvyšších hodnot. Vydutý svah má u rozvodí malý sklon, který se následně prudce zvětšuje. Zde dochází k plnému rozvoji erozních procesů. V dolní části dochází ke zmírnění sklonu a ukládání materiálu. Na přímém svahu vzniká maximální intenzita erozních procesů v místech, kde tangenciální napětí povrchově stékající vody dosáhne nejvyšší hodnoty. Vypuklo-vydutý svah má nejvyšší intenzitu ve střední části svahu. U stupňovitého svahu dochází neustále ke střídání růstu a poklesu sklonu, proto se nepřetržitě mění i intenzita erozních procesů (Holý 1994).



Obr. 1 Tvar svahu: A – vypuklý, B – vydutý, C – přímý, D – vypuklo-vydutý, E – stupňovitý (Holý 1994)

3.2.3 Vegetace

Vegetační pokryv má příznivý vliv na omezení smyvu půdy, tím že půdu chrání před destruktivním působením dešťových kapek a zpomaluje povrchový odtok (Janeček et al. 2012; Novotný et al. 2017). Nadzemní části vegetace zachycují dešťové kapky – tlumí se jejich energie, a tím je půdní povrch chráněn před přímým dopadem kapek. Zmenšuje se tak riziko rozrušování půdních agregátů. Dojde ke snížení rychlosti povrchově stékající vody, a ta se pak lépe vsakuje do půdy (Holý 1994).

Vegetace má nepřímý vliv na půdní vlastnosti, především na pórovitost a propustnost. Svými kořeny mechanicky zpevňuje půdu (Janeček et al. 2012; Novotný et al. 2017). Zastínění půdy vegetací zmenšuje výpar vody z půdy. Udržuje se tak příznivá vlhkost a půdní agregáty jsou více stabilní. Dalším pozitivním účinkem vegetace je ochrana půdního povrchu před přímým působením větru (Holý 1994).

Nejlepší ochranou proti erozi jsou lesní porosty, porosty trav a jetelovin na rozdíl od širokořádkových plodin. Čím vyšší je pokryvnost a hustota porostu, tím větší je ochranný vliv vegetace (Janeček et al. 2012).

3.2.4 Vliv zemědělství na erozi

Způsob využívání půdy zásadně ovlivňuje intenzitu erozních procesů, ať už v kladném nebo záporném slova smyslu (Holý 1994). Zemědělství tak může značně změnit rychlost tvorby půdy i eroze a sedimentace. Odstraněním přirozeného půdního pokryvu nebo jeho nahrazením plodinami je ochrana půdy před deštěm a větrem méně efektivní nebo úplně chybí. V důsledku toho se rychlost eroze zvyšuje až může být vyšší než rychlost tvorby půdy, což má za následek ztrátu hloubky půdy (Sparovek & Jong Van Lier 1997).

Intenzivní eroze se objevuje zejména na místech, kde byl přirozený vegetační pokryv přeměněn na zemědělskou půdu s intenzivním obděláváním. U zemědělských pozemků ovlivňuje intenzitu a průběh erozních procesů jejich poloha a tvarové uspořádání (Holý 1994). Dlouhodobým působením zvýšené eroze dochází ke snížení hloubky půdního profilu. Zemědělské půdy jsou ochuzovány o nejurodnější část (ornici), to způsobuje pokles úrodnosti půdy (MZe 2018). Dalšími rozhodujícími faktory jsou vrstevnicové umístění, obdělávání, sklon svahu pozemku a umístění zemědělských kultur (Holý 1994).

Orná půda tvoří většinu erodovaných sedimentů ve většině částí světa. Průměrná rychlost eroze půdy je více než třikrát vyšší na orné půdě než na neobdělávané. Za poslední století se eroze půdy v zemědělských oblastech pravděpodobně zvýšila přibližně o 17 % (Lin et al. 2022).

Intenzifikace zemědělské výroby v minulosti způsobila v ČR vznik největších půdních bloků v Evropě. Nadměrná velikost pozemků s jedním druhem plodin, chybějící větrolamy, remízky, aleje aj. jsou hlavními příčinami vzniku eroze (Mistr & Čáp 2019). V posledních desetiletích je proto kladen důraz na protierozní účinky při zpracování půdy. Z tohoto důvodu jsou vyvíjeny nové technologie zpracování půdy a s tím i stroje k tomuto využití. V současné době se aplikují dvě základní technologie: technologie s orbou (konvenční, tradiční zpracování) a technologie bez orby (minimalizační), mezi které patří konzervační technologie, no-till, ridge-till, strip-till, mulch-till. Minimalizační technologie mohou snížit ztrátu půdy erozí o polovinu až dvě třetiny (Novák & Mašek 2020).

Z hlediska zachování živin a protierozní odolnosti je konzervační zpracování půdy horší než bezorebné, ale naopak výrazně lepší než konvenční zpracování. Konvenční zpracování je ve srovnání s bezorebným méně efektivní. Bezorebný systém má také určité výhody, mezi které patří například zachování úrodnosti půdy, snížení eroze a zvýšení výnosu (Komissarov & Klik 2019).

Dlouhodobé využívání bezorebného zpracování půdy vede ke zvýšení objemové hmotnosti půdy, což zvyšuje toleranci půdy vůči erozi. Na takto obdělávaných pozemcích přestávají částice jílu a siltu migrovat po svahu dolů, což dokazuje protierozní účinek bezorebného systému (Komissarov & Klik 2019).

Ke změnám fyzikálních vlastností půdy dochází kvůli jejímu nežádoucímu zhutnění. Zhutnění půdy může být příčinou značného zhoršení produkčních schopností půdy, omezuje se plné využití genetického potenciálu výkonných odrůd plodin a snižuje se efektivita dalších vstupů, jako jsou hnojiva a agrochemikálie, do výrobního procesu. Zhutňování zapříčiňuje snížení objemu nekapilárních pórů v půdě. Snížení pórovitosti se pak projevuje v omezené propustnosti půdy pro vodu. Živiny se stávají pro rostliny hůře dostupné. V závislosti na stupni zhutnění v ornici i podorničí se snížení výnosů může pohybovat v rozmezí 10-30 % v souvislosti s druhem plodiny (Hůla et al. 2010).

Při půdoochranném i konvenčním zpracování půdy se mění půdní struktura, která ovlivňuje schopnost půdy absorbovat a přemísťovat vodu (Zhang et al. 2014). Půdoochranné zpracování půdy zvyšuje infiltraci vody do půdy (Diaz-Zorita et al. 2002). Přispívá tak ke snížení povrchového odtoku vody a k riziku eroze půdy. Naproti tomu konvenční zpracování půdy vytváří homogenní vrstvu půdy, která může snížit vsakování vody do půdy.

Při narušení půdy dochází k úbytku organické hmoty. Zpracování půdy zvyšuje obsah kyslíku v půdě, stimuluje půdní mikroby k rozkladu půdní organické hmoty a narušuje půdní strukturu, která chrání organickou hmotu před rozkladem. Se snížením obsahu organické hmoty dochází k většímu zhutnění a zvyšuje se pravděpodobnost eroze (Gaskin et al. 2020).

Fyzikální vlastnosti půdy rozhodují o vhodném způsobu obdělávání půdy. Rozhodující je také to, jakých změn fyzikálních vlastností je třeba dosáhnout, aby stav půdy byl pro pěstované rostliny nejpříznivější (Zhang et al. 2014).

3.3 Dlouhodobá ztráta půdy

Průměrnou dlouhodobou ztrátu půdy za rok je možné vypočítat pomocí Univerzální rovnice ztráty půdy (USLE – Universal Soil Loss Equation), kterou v roce 1978 sestavili Wischmeier a Smith (Renard et al. 1997):

$$G = R \times K \times L \times S \times C \times P$$

Kde:

G – průměrná dlouhodobá ztráta půdy ($t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$),

R – faktor erozní účinnosti deště vyjádřený v závislosti na kinetické energii a intenzitě erozně nebezpečných dešťů ($\text{MJ}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$), resp. po úpravě ($\text{N}\cdot\text{ha}^{-1}$),¹

K – faktor erodovatelnosti půdy, vyjádřený v závislosti na textuře a struktuře ornice, obsahu organické hmoty a propustnosti půdního profilu ($\text{t}\cdot\text{h}\cdot\text{MJ}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}$), resp. po úpravě ($\text{t}\cdot\text{N}^{-1}$),

L – faktor délky svahu, vyjadřující vliv nepřerušené délky svahu na velikost ztráty půdy erozí (bezrozměrný – poměr smyvu ke smyvu na jednotkovém pozemku délky 22,13 m),

S – faktor sklonu svahu, vyjadřující vliv nepřerušené délky svahu na velikost ztráty půdy erozí (bezrozměrný – poměr smyvu ke smyvu na jednotkovém pozemku sklonu 9 %),

C – faktor ochranného vlivu vegetace, vyjádřený v závislosti na vývoji vegetace a použité agrotechnice (bezrozměrný – poměr smyvu ke smyvu na jednotkovém pozemku s trvalým úhorem),

P – faktor účinnosti protierozních opatření (bezrozměrný – poměr smyvu ke smyvu na jednotkovém pozemku obdělávaném ve směru sklonu pozemku)

Půda je ohrožena vodní erozí, pokud hospodaření a protierozní opatření neodpovídají požadavkům na ochranu vypočítanou pro danou parcelu. Při nesplnění těchto požadavků na ochranu dochází ke zhoršení sledovaných vlastností půdy. Tím se půda dostává do stavu, kdy je považována za poškozenou. Pokud hodnota povolené ztráty půdy přesáhne maximální sílu eroze, pozemek přestává mít dostatečnou úroveň úrodnosti, která by byla dlouhodobě ekonomicky udržitelná. Využití pozemku nezajišťuje dostatečnou protierozní ochranu. Proto je nutné tato opatření změnit (Novotný et al 2017).

Změnou faktorů rovnice je možné zjistit, zda jsou navrhovaná protierozní opatření dostačující a zabezpečují zmenšení dlouhodobé ztráty půdy erozí, která by odpovídala úrovni přípustné ztráty půdy (Novotný et al. 2017).

Vypočtená hodnota neobsahuje ukládání uvolněné půdy na pozemku. Výpočet je možné použít pouze na dobu jednoho ročního období (ne kratší). Tuto rovnici také není možné aplikovat na erozi způsobenou táním sněhu nebo při výpočtu eroze z jednotlivých srážek (Panagos et al. 2015).

Nejvíce ohroženým typem půdy je půda řídkce porostlá vegetací. Orná půda a půda porostlá křovinnou vegetací vykazují v průměru stejnou roční ztrátu půdy. Zatím co na pastvinách jsou pozorovány výrazně menší ztráty půdy. Zalesněné oblasti nejeví prakticky žádné známky erozivity (Panagos et al. 2015).

3.4 Limity erozní ohroženosti

K nastavení limitů erozní ohroženosti je možné přistupovat různými pohledy. Při dodržení striktního požadavku zamezení ztrát půdy by mělo být nastavení erozních limitů na

¹ Průměrná roční hodnota erozní účinnosti deště v ČR je $40 \text{ MJ}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$ (Janeček et al. 2012).

základě rychlosti přirozené obnovy půd. Hodnoty přípustné eroze založené na těchto hodnotách jsou však velmi nízké.

V praxi se lze mnohem častěji setkat s nastavením limitů založených na kompromisu, který vychází z možností hospodaření zemědělců. Přejít na nové osevní postupy s vyšším podílem plodin, které působí více půdoochranné, nové technologie zpracování půd a organizace zemědělského půdního fondu často vyžadují výrazné investice a nutnost postupných změn.

Pro vyhodnocení erozního ohrožení většího území ČR byly definovány limity pro hospodaření na zemědělské půdě při zachování funkcí půdy a její úrodnosti (MZe 2018).

U pozemků, které mají mělké půdy s hloubkou do 30 cm, se navrhuje změna jejich využití. Pokud byl pozemek využíván pro polní výrobu, navrhuje se jeho změna na trvalý travní porost nebo jeho zalesnění (Janeček et al. 2012; Novotný et al. 2017).

Pole s hloubkou půdy více než 30 cm mají doporučenou přípustnou ztrátu půdy 4 t.ha⁻¹.rok⁻¹. U hlubokých půd je nutná zvýšená ochrana, protože jsou zemědělsky nejhodnotnější (Janeček et al. 2012).

Erozní ohroženost týkající se hospodaření na orné půdě je ovlivnitelná pouze pomocí ochranného účinku vegetace a účinnosti protierozních opatření. Proto byl z Univerzální rovnice ztráty půdy (USLE) odvozen model pro hodnocení erozní ohroženosti na základě maximálních přípustných hodnot faktoru ochranného vlivu vegetace a protierozních opatření. Tento model je možné využít pro hodnocení erozní ohroženosti, ale může sloužit i jako návod, jak hospodařit na dané lokalitě, aby se zamezilo nadlimitní ztrátě půdy vodní erozí. Tato upravená rovnice slouží k jednoduššímu postupu výpočtu. Není nutné zadat osevní postup pro každý díl půdního bloku před získáním použitelných informací. Výstupy rovnice jsou okamžitým návodem pro řešení protierozní ochrany. Je tak možné dosáhnout velké přesnosti výsledku bez detailní znalosti osevních postupů (Novotný et al. 2017).

Upravená rovnice USLE:

$$C_P \times P_P = G_P / (R \times K \times L \times S)$$

Kde:

$C_P \times P_P$ – požadovaný ochranný vliv vegetace a protierozních opatření vzhledem k přípustné ztrátě půdy (vyjadřuje součin maximálně přípustné hodnoty faktoru ochranného vlivu vegetace a faktoru protierozních opatření, při jejichž překročení dojde k překročení přípustné ztráty půdy)

G_P – přípustná ztráta půdy (t.ha⁻¹.rok⁻¹)

V Tab. 1 je uvedena rámcová kategorizace hodnot požadovaného ochranného vlivu vegetace a protierozních opatření vzhledem k přípustné ztrátě půdy ($C_P \times P_P$).

Tab. 1 Vhodná rámcová organizační a agrotechnická opatření (Novotný et al. 2017)

Hodnota $C_P \times P_P$	Vhodná rámcová organizační nebo agrotechnická opatření
Do 0,005	Ochranné zatravnění
0,006-0,020	Víceleté pícniny nebo ochranné zatravnění
0,021-0,100	Vyloučení erozně nebezpečných plodin a vyšší zastoupení víceletých pícnin
0,101-0,200	Vyloučení erozně nebezpečných plodin a použití protierozních technologií
0,201-0,240	Pásové střídání plodin nebo vyloučení erozně nebezpečných plodin
0,241-0,400	Erozně nebezpečné plodiny pěstovány s protierozními technologiemi
0,401 a více	Bez omezení

Univerzální rovnici ztráty půdy je možné využít také pro hodnocení ochrany vodních zdrojů. Ke každému zdroji je nutné přistupovat jednotlivě a počítat s přípustným množstvím produktů eroze, které se dostávají do vodního zdroje. Eroze se může projevat zejména eutrofizací vody. Hodnota erozního smyvu, která neohrožuje vodu eutrofizací, se pohybuje v rozmezí od 0,5 do 2 t.ha⁻¹.rok⁻¹. Tato hodnota závisí na půdním typu, druhu a aktuálním obsahu živin v půdě. Přípustná ztráta půdy se stanovuje pro celé zkoumané povodí (Janeček et al. 2012).

3.5 Legislativa

Legislativní opatření týkající se ochrany půd byla začleněna do českého práva. Konkrétně se jedná o zákon č. 334/1992 Sb., o ochraně zemědělského půdního fondu, zákon č. 254/2001 Sb., o vodách, a nařízení vlády č. 75/2007 Sb., pokud jde o finanční podporu méně zvýhodněných oblastí. Snaha o snížení odtoku vody je zásadní pro udržení půdy v Dobrém zemědělském a environmentálním stavu (DZES). Kontrolní systém DZES (především DZES 4 a 5) byl zaveden v roce 2007 a představuje regulační aspekty ke snížení poškození půdy. DZES stanovuje podmínky referenční úrovně pro splnění řady pokročilejších systémů ochrany suchozemského životního prostředí (Poláková et al. 2018).

Cílem DZES 5 je ochrana půdy před vodní erozí a předcházení následků eroze. Pro potřeby DZES 5 je vymezena hodnota přípustné ztráty půdy tak, aby byla zabezpečena výsledná celková výměra erozně ohrožených ploch, v souladu s požadavky Ministerstva zemědělství na zohlednění ekonomické náročnosti realizace protierozních opatření. Zároveň je stanoven

závazný harmonogram aktualizace přípustné ztráty půdy (G_P) s výhledem do roku 2030, který je ve shodě se Strategií resortu MZe ČR (Novotný et al. 2017).

Harmonogram aktualizace G_P :

- Od 1.1.2018 – plocha ochrany 25 % orné půdy při $G_P = 17-17-4 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ (pro hluboké-středně hluboké-mělké půdy)
- Od 1.1.2022 – plocha ochrany 35 % orné půdy při $G_P = 12-12-3 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$
- Od 1.1.2026 – plocha ochrany 45 % orné půdy při $G_P = 9-9-2 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$
- Od 1.1.2030 – plocha ochrany 60 % orné půdy při $G_P = 5-5-1 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$

3.6 Důsledky eroze

Negativní vliv eroze spočívá především ve snížení mocnosti půdního profilu a v narušování svrchní části půdy, která je nejúrodnější. Dochází tak ke snižování obsahu živin a také zhoršení fyzikálně-chemických vlastností. To má za následek zhoršení úrodnosti půdy a tím i snížení výnosu (Novotný et al. 2017). Na půdách, které jsou silně ovlivněny erozí, může docházet ke snížení hektarových výnosů až o 75 % (MZe 2018).

Odnos jemných půdních částic způsobuje změnu struktury půdy a snižuje se její zadržovací schopnost. Nedostatek vláhy má pak následně nepříznivý vliv na vegetaci (Janeček et al. 2008).

Podle místa lze rozlišit důsledky eroze na tzv. „on-site“ a „off-site“ efekty. On-site efekt ovlivňuje půdu přímo v místě eroze, tedy zemědělské pozemky. Off-site efekt se projevuje na místech, kam byly půdní částice odneseny (Favis-Mortlock & Mulan 2005).

Podle Novotného et al. (2017) se následky eroze dají rozdělit do 4 skupin: hrozba pro trvalou udržitelnost úrodnosti půdy; ovlivnění kvantitativních parametrů vodních zdrojů; ovlivnění kvalitativních charakteristik vodních zdrojů; ohrožení intravilánu měst a obcí, komunikací a další infrastruktury v krajině procesy povrchového odtoku.

Pokud je půdní materiál odnesen mimo zemědělské pozemky vodotečí a dále sedimentuje na nivě, jedná se o aluvium. Erozí uvolněné půdní částice jsou transportovány až do vodních toků. Zde mohou sedimentovat a zmenšovat jejich kapacitu. To má za následek zvyšování hladiny podzemní vody v okolí koryt a častější vytékání vody z vodního toku. Nejlehčí částice půdy mohou být nesený dál a mohou zanášet vodní nádrže. Uvolněné půdní částice také mají vliv na znečištění vody. Toto znečištění se může projevit v podobě zákalu nebo může dojít k transportu chemických látek ze zemědělských půd. Zhoršení kvality vody negativně ovlivňuje vodní rostliny i živočichy (Novotný et al. 2017).

Z hlediska přímého vlivu eroze na půdu lze rozdělit toto působení s ohledem na intenzitu smyvu a akumulace půdního materiálu. V případech, kde je rychlost eroze menší než rychlost tvorby půdy, se půda postupem času stává hlubší, popř. dochází k intenzivnějšímu vývinu horizontů a znaků v půdním profilu. Pokud se rychlost eroze rovná rychlosti tvorby půdy, která je způsobena součtem faktorů zvyšujících hloubku půdního profilu, hloubka půdy se s časem nemění (Sparovek & Jong Van Lier 1997). V případě vyšší intenzity eroze, než obnovy půdy, dochází k procesu degradace půdního profilu. Hlavními důsledky jsou snižování mocnosti půdního profilu a úbytek množství humusu v půdě v důsledku přiorávání podorničí. Tyto případy obvykle nastávají ve svažitých částech území, především s konvexním zakřivením svahů.

V místech, jako jsou konkávní úpatí svahů, vznikají koluviální půdy v důsledku sedimentace erodovaného materiálu ornice na zemědělské půdě. Jejich půdní profily se vyznačují přítomností hlubokého humusového horizontu v důsledku sedimentace erodované ornice z nadložních půd v krajině. Občas je také horizont tvořen svahovým sedimentem s proměnlivým obsahem půdního organického uhlíku. Proces vzniku koluviální půdy je přímým důsledkem ztráty půdy vodní a orební erozí podmíněné její polohou v krajině (Zádorová et al. 2011). Vývoj profilu a mocnost koluviálních půd jsou závislé na různých faktorech, zejména na půdních podmínkách a vlastnostech, matečné hornině, zdroji koluviálního materiálu (bohatého na organickou hmotu nebo ochuzeného o půdní organický uhlík), charakteru terénu a hospodaření s půdou. Několik metrů silné koluviální půdy bohaté na organickou hmotu se běžně vyskytuje ve sprašových oblastech a vyvíjí se z humózních půd, především černozemí (Zádorová et al. 2013).

Zanášení koryt vodních toků erozními produkty transportovanými ze zemědělských pozemků probíhá v závislosti na charakteru proudění. Snižuje se kapacita toků. Následně se zvyšuje niveleta dna. To je spojeno se zvyšování hladiny podzemní vody v okolí koryta a častějším vybřežováním (Novotný et al. 2017).

Podle Novotného et al. (2017) je možné uvažovat, že veškeré splaveniny, které se v zemědělské krajině dostanou do drobných vodních toků, jsou transportovány dále po toku. Usazují se v korytech větších vodních toků, a především pak v jezových zdržích a vodních nádržích.

Materiál se nejvíce ukládá na vtoku do nádrže, kde snižuje hloubku vody. Prostor tak snadněji zarůstá vynořenou (emerzní) vegetací, což přispívá ke zpomalení průtoku vody, a naopak ke zrychlení zanášení nádrže (Novotný et al. 2017).

Znečištění povrchových vodních zdrojů se odehrává ve dvou rovinách. První je fyzikální (mechanické) znečištění. Jedná se o zákal vody, který je většinou krátkodobý, ale má negativní dopad na vodní floru i faunu. Druhým případem je chemické (biochemické) znečištění. Půda se dostává do kontaktu s mnoha chemickými látkami (průmyslová hnojiva, pesticidy atd.), které jsou transportovány z povodí do hydrografické sítě. Mezi tyto látky patří například fosfor, jehož nebezpečí tkví v tom, že se za příznivých podmínek může uvolnit z povrchu do vody ve formách dostupných pro zelené řasy a sinice a přispět k eutrofizaci vod (Novotný et al. 2017).

Ohrožení infrastruktury v krajině spočívá především ve škodách způsobených povrchovým odtokem vody ze zemědělských pozemků a transportem splavenin ze zemědělských ploch. Transport splavenin může být omezen různými opatřeními, zatímco proces povrchového odtoku je závislý na charakteru příčinné srážky. Velkou roli hraje velikost a periodicitu, protože vzniku odtoku nelze nikdy zcela zabránit (Novotný et al. 2017).

4 Ochrana a obnova půdy

Z hlediska zamezení a nápravy degradačních procesů způsobených erozí je možné nahlížet na tuto problematiku dvěma způsoby. Prvním z nich je přístup, který má v maximální míře vést k zastavení degradačních procesů, tj. zavádět takové způsoby obhospodařování, či využití ploch tak, aby výše erozních procesů poklesla na úroveň půdotvorby, či pod tuto úroveň. Uvedené postupy lze tedy vnímat jako ochranné, a takové, které vytvářejí podmínky pro vlastní obnovu půd. Obnova půd je proces, kdy přirozené působení půdotvorných faktorů, popř.

stimulované zásahy člověka, vede k obnově půd – tedy k obnově mocnosti půdního profilu v důsledku zvětrávání a usazování eolické (prachové) frakce z prostředí a také k obnově přirozeného obsahu půdní organické hmoty na hladinu, která byla v půdě před tím, než byla degradována.

4.1 Ochrana půdy

V dnešní době je možné pozorovat snahy o zmírnění vodní eroze na zemědělské půdy. Často je tak popisován příznivý vliv půdoochranných technologií na omezení vodní eroze. Podstatou těchto metod je využití rostlinných zbytků na povrchu půdy (Novák & Mašek 2020). Rostlinné zbytky pomáhají zabránit ztrátě hnojiv, pesticidů a dalších agrochemikálií (Gaskin et al. 2020). Mezi půdoochranné technologie se řadí například ponechání posklizňových zbytků předplodin nebo biomasy meziplodin. Tato hmota částečně pokrývá povrch půdy a snižuje tak povrchový odtok i smyv zeminy. Další možností je využití zapojeného porostu na povrchu (Novák & Mašek 2020). Obnova vegetace slouží jako užitečný nástroj pro zlepšení struktury půdy a zvýšení zásob POC. Vegetace je schopna poskytnout biofyzikální stimulaci ke zvýšení hustoty půdy a zpomalení mineralizace organického uhlíku (Xiao et al. 2022).

Půdoochranné zpracování spočívá především v redukci obdělávání pomocí zmenšení počtu pracovních operací spolu s ochranou povrchu půdy rostlinnými zbytky. Může přispět ke zvýšení infiltrace vody do půdy, což může vést ke snížení povrchového odtoku vody a rizika eroze půdy (Novák & Mašek 2020).

Minimalizační technologie zpracování půdy jsou schopny snížit ztrátu půdy erozí o polovinu až dvě třetiny (Novák & Mašek 2020).

4.1.1 Konzervační zpracování půdy

Konvenční způsob zemědělství prostřednictvím intenzivních zemědělských postupů sice dosahuje výrobních cílů, ale zároveň zhoršuje stav přírodních zdrojů. Udržitelné zemědělství se opírá o postupy, které pomáhají udržovat ekologickou rovnováhu a podporují přirozené regenerační procesy, jako je fixace dusíku, koloběh živin, regenerace půdy a ochrana přirozených nepřátel škůdců a chorob, ale i cílené využívání vstupů. Konzervační zemědělství představuje nové paradigma pro dosažení udržitelné zemědělské produkce a je významným krokem v přechodu k udržitelnému zemědělství (Farooq & Siddique 2015).

Konzervační zpracování půdy je široce používaná terminologie pro označení systémů hospodaření s půdou, jejichž výsledkem je pokrytí alespoň 30 % povrchu půdy zbytky plodin po zasetí následné plodiny (Jarecki & Lal 2003). Aby se dosáhlo této úrovně pokrytí půd, konzervační zpracování půdy obvykle zahrnuje určitý stupeň redukce zpracování půdy a použití neinverzních metod zpracování půdy. Konzervační zemědělství odstraňuje důraz na samotnou složku zpracování půdy a zaměřuje se na vylepšenou koncepci kompletního zemědělského systému. Kombinuje základní principy:

- Omezení zpracování půdy – cílem je dosáhnout nulového zpracování půdy, ale systém může zahrnovat řízené setí, které nenarušuje více na 20-25 % půdního povrchu.
- Zadržování přiměřených úrovní zbytků plodin a pokryvu půdního povrchu – cílem je zadržet dostatečné množství zbytků na půdě, aby byla půda chráněna před vodní a větrnou erozí; dále snížení odtoku a odpařování vody; zlepšení produktivity vody a zlepšení

fyzikálních, chemických a biologických vlastností půdy spojených s dlouhodobě udržitelnou produktivitou. Množství zbytků nezbytných k dosažení těchto cílů se bude lišit v závislosti na biofyzikálních podmínkách a systému pěstování.

- Střídání plodin – cílem je využít diverzifikované střídání plodin, aby se pomohlo zmírnit nebo omezit výskyt plevelů, chorob a škůdců; dále využít příznivé účinky některých plodin na půdní podmínky a na produktivitu následných plodin; a poskytnout zemědělcům ekonomicky životaschopné možnosti pěstování, které minimalizují riziko (Verhulst et al. 2010).

I když konvenční zpracování půdy vede k dobrému strukturálnímu rozložení, struktura půdy je méně stabilní a hůř odolávají odtoku vody oproti technologiím vzniklým nulovým zpracováním s ponecháváním rostlinných zbytků. Půda se při nulovém zpracování stává stabilnější a je méně náchylná k poškození struktury (Verhulst et al. 2010).

Proces tvorby agregátů je při konvenčním zpracování půdy přerušen při každé orbě, což vede k jejich destrukci. Zbytky ležící na povrchu půdy v konzervačním zemědělství chrání půdu před dopadem dešťových kapek. Při konvenčním zpracování nedochází k žádné ochraně, což zvyšuje náchylnost k dalšímu narušení. Navíc během zpracování půdy dochází k redistribuci organické hmoty v půdě. Malé změny v půdním organickém uhlíku mohou ovlivnit stabilitu makroagregátů (Verhulst et al. 2010).

Vzhledem k tomu, že organická hmota je zásadním faktorem při agregaci půdy, hospodaření se zbytky předchozích plodin je klíčem ke strukturálnímu vývoji a stabilitě půdy. Čerstvé zbytky tvoří centra pro tvorbu nových agregátů tím, že vytvářejí místa s mikrobiální aktivitou důležitou pro vývoj nových půdních agregátů (Verhulst et al. 2010).

Výsledky dlouhodobých experimentů ukazují, že přechod z orby na bezorebnou praxi je nejefektivnějším faktorem pro sekvestraci půdního organického uhlíku. Maximální rychlost nárůstu půdního org. C přeměnou systému orby na systém bez orby může nastat během 5-10 let, přičemž půdního organický C dosáhne rovnováhy během 15-20 let (Jarecki & Lal 2003). Při konzervačním zpracování může být půda schopna globálně akumulovat 30-60 Pg uhlíku po dobu 25-50 let (Zanatta et al. 2007).

Podle Zhang et al. (2020) postupy konzervačního zpracování půdy zahrnují systémy no-till, strip-till, ridge-till, mulch-till, minimum till.

4.1.1.1 No-till

Postup no-till umožňuje, aby struktura půdy zůstala nedotčená a také chrání půdu tím, že na povrchu půdy zůstávají zbytky plodin. Zlepšená půdní struktura a půdní pokryv zvyšují schopnost půdy absorbovat a infiltrovat vodu, což vede ke snížení eroze půdy a odtoku a také zabraňuje znečištění blízkých vodních zdrojů. Tento postup také zpomaluje odpařování, což znamená lepší absorpci dešťové vody, ale také zvyšuje účinnost zavlažování, což v konečném důsledku vede k vyšším výnosům, zejména v horkém a suchém počasí (Spears 2018).

Při ponechání nenarušené půdy dochází ke zvyšování počtu půdních mikroorganismů, hub a bakterií, které jsou zásadní pro půdu. Půdní biom je důležitý pro koloběh živin a potlačení chorob rostlin. Se zlepšující se kvalitou organické hmoty v půdě se zlepšuje i vnitřní struktura půdy (Spears 2018).

Minimální a redukované zpracování půdy se v širokém kontextu často používá zaměnitelně s konzervačním zpracováním půdy. Nulové zpracování půdy, označované také jako no-till, přímý výsev a přímá setba zahrnují takové systémy pěstování plodin, při nichž je narušení půdy omezeno na to, k čemu dochází při seti pomocí diskových podmiťáčů. Bezorebné zpracování půdy je systémem konzervačního zpracování půdy, které zachovává největší množství rostlinných zbytků na povrchu půdy. Jeho výhody jsou nejvýraznější v suchých oblastech, kde je obzvláště výhodné zachování vody v půdě (Carr et al. 2013).

Liang et al. (2020) však došli k závěru, že účinnost no-till při ukládání dodatečného půdního org. C závisí na klimatu a struktuře půdy. V chladném a vlhkém klimatu na půdách s hrubou a jemnou texturou vykazuje no-till v období 3-10 let po konverzi zpravidla nižší zásoby půdního org. C než konvenční zpracování půdy. Zatímco no-till vykazuje pozitivní účinek na půdách se střední texturou. Na druhou stranu v semiaridním klimatu může no-till vést k významnému dodatečnému ukládání půdního org. C, přičemž míra ukládání je nejvyšší u půdy s hrubou texturou, následované půdami s jemnou texturou a nejnižší sekvestrace byla pozorována u půd se střední texturou. Maximální míra absorpce uhlíku dosahuje vrcholu v období 3-10 let, následuje snížená míra absorpce v období 11-20 let a výraznější pokles míry po více než 20 letech no-till.

4.1.1.2 Strip-till

Pásová orba využívá kombinaci úzce umístěných disků a kutálejících se košů (často připevněných k násadě), které omezují zpracování půdy na úzký pás, do něž se sází plodina. Tím se systém pěstování rozdělí na dvě odlišné sousedící zóny: obdělávanou a neobdělávanou. Obdělávání uvnitř řádku plodiny může vytvořit jemnější secí lůžko a neobdělávaná zóna mezi řádky zachovává výhody bezorebného obdělávání, jako je lepší infiltrace vody, zadržování organické hmoty v půdě a snížení eroze (Lowry et al. 2021).

Pásová orba umožňuje vyšší úroveň kontroly nad obratem organické hmoty. Začlenění rostlinných zbytků do řádku umožňuje rychlejší rozklad a mineralizaci organické hmoty pro zvýšení dostupnosti živin v bezprostřední zakořeňovací zóně plodin. Meziřádková zóna je ponechána nenarušená a v kombinaci s předchozí krycí plodinou jsou zbytky zachovány na povrchu půdy pro potlačení plevelu, zachování vlhkosti a snížení eroze půdy (Lowry et al. 2021).

4.1.1.3 Ridge-till

Ridge-till je systém zpracování půdy, při kterém se na vrcholu vysázeného řádku vytvoří kultivací hrůbky. Do hrůbek vytvořených v předchozím vegetačním období se vysadí širokořádková plodina. Uspořádání řádků je trvalé, každý rok jsou na stejném místě. Proto ridge-till vyžaduje použití zařízení s odpovídající šířkou včetně secích strojů, zařízení pro boční přihnojování, postřikovačů a sklizňových strojů. Pohyb kol je často omezen na stejný meziřádek při každém průjezdu stroje pro určité polní operace, což vede k výrazně odlišné intenzitě provozu mezi řádky (Shi et al. 2012).

Vlastnosti půdy se v různých polohách napříč hrůbky výrazně liší. Hrůbky a meziřádky vytvořené tímto systémem přidávají k prostorové heterogenitě půdních vlastností další mikrostaniště. Pole se systémem ridge-till by tedy měla být chápána a obhospodářována jako

tři odlišné půdní zóny (tj. středy hrůbků, ramena hrůbků a meziřádky) a nikoli jako jeden celek (Shi et al. 2012).

Stávající hrůbky jsou vodítkem pro hrůbkování a výsadbu v následujících letech. Rostlinné zbytky jsou přednostně zapracovávány do polohy hrůbků a ramen při jejich obnově. Kromě toho jsou kořeny plodin nejhojněji zastoupeny v oblasti hrůbků a ramen, takže odumřelé kořeny a nadzemní zbytky přemístěné do těchto částí slouží při každoročním hrůbkování jako další substrát pro půdní mikroorganismy. Úroveň půdního organického uhlíku je tak zpravidla nejvyšší na hrůbcích, střední na ramenech a nejnižší v meziřádcích (Shi et al. 2012).

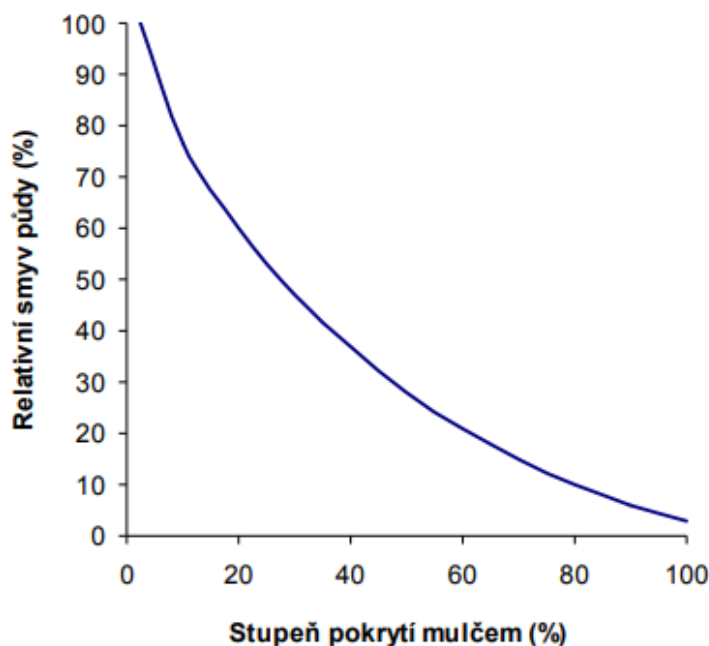
Výhody tohoto systému jsou lepší úrodnost půdy, hospodaření s vodou a ochrana před škůdci. Snižuje míru eroze a přispívá ke zvýšení obsahu půdního organického uhlíku. Zvyšuje aktivní hloubku půdy, zlepšuje půdní teplotu a vlhkost prostředí pro klíčení semen brzy na jaře (Shi et al. 2012, Li et al. 2018).

4.1.1.4 Mulch-till

Mulch-till reguluje množství, orientaci a rozložení rostlinných a jiných zbytků na povrchu půdy po celý rok. Zároveň omezuje činnosti narušující půdu, které se používají k pěstování a sklizni plodin v systémech, kde se povrch před výsadbou obdělává (USDA 2012). Po zpracování půdy pomocí technologie mulch-till, zůstane na povrchu nebo blízko něj nejméně 30 % rostlinných zbytků (Novák & Mašek 2020).

Organické mulčování je udržitelný agronomický postup, který se hojně využívá pro hubení plevele. Zabraňuje erozi půdy a narušování půdní struktury dešťovými kapkami. Zlepšuje obecné vlastnosti půdy, včetně minimalizace ztráty vody vypařováním a odtokem, což vede ke zlepšení infiltrace vody do půdy (Buesa et al. 2021). Zvyšuje obsah organické hmoty v půdě. Přispívá ke zvýšení produktivity, protože stálá zásoba organického materiálu ponechaná na povrchu půdy je rozkládána žížalami a dalšími organismy (USDA 2012).

V Grafu 1 je schematicky zobrazena účinnost systému mulch-till.



Graf 1 Závislost relativní ztráty půdy na pokryvu mulčem (Hůla et al. 2010)

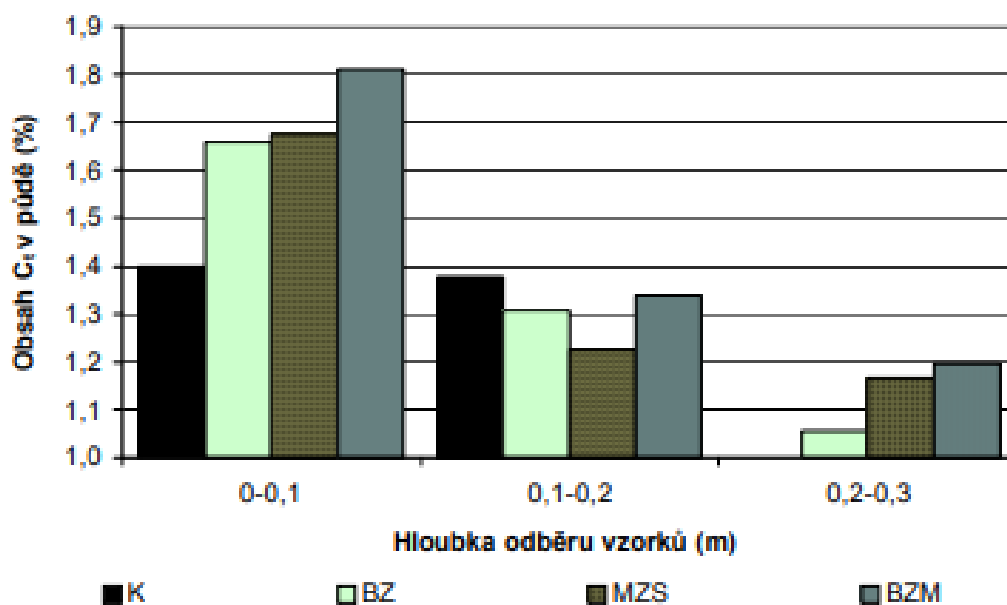
4.1.1.5 Minimum till

Minimum till (minimální zpracování půdy) je systém sázení plodin do nezpracované půdy otevřením úzké štěrbin, příkopu nebo pásu dostatečné šířky a hloubky, aby se dosáhlo správného pokrytí osivem (Chaddad 2016).

Minimum till zvyšuje kvalitu půdy tím, že posiluje mikrobiální společenstvo a jeho aktivitu a zvyšuje produkci kořenové biomasy, což vede k ochraně půdního organického uhlíku. Dále zlepšuje obsah organické hmoty v půdě tím, že snižuje vystavení půdní org. hmoty mikrobiální degradaci. Zvýšení množství mikrobiální biomasy a jemných kořenů zvyšuje množství půdního org. C (Githongo et al. 2021).

Minimální nebo redukované zpracování půdy znamená minimální narušení půdy, což s sebou nese několik výhod. Dochází ke zlepšení fyzikálně-chemických a biologických vlastností půdy díky snížení půdní eroze, což umožňuje tvorbu organické hmoty v půdě. Vede ke snížení zhutnění, omezení odtoku a zachování mikrobiální aktivity půdy. Při tomto způsobu zpracování půdy je však obtížně regulovat plevel, a proto je nutné spoléhat především na herbicidy. Plodiny pěstované systémem minimum till jsou lépe přizpůsobivé klimatickým výkyvům a mají vyšší výnosy než plodiny pěstované konvenčními způsoby (Githongo et al. 2021).

Graf 2 shrnuje pětileté výsledky výzkumu půdoochranných technologií ve Výzkumném ústavu rostlinné výroby, v.v.i. v Praze-Ruzyni. Z grafu je patrné, že rozdíly v obsahu uhlíku v půdě mezi jednotlivými technologiemi zpracování půdy závisely na hloubce odběru vzorků. Obsah uhlíku byl ve vrchní vrstvě ornice ve všech variantách bezorebného systému větší než při konvenčním zpracování. S přibývajícím hloubkou se rozdíly v obsahu uhlíku vyrovnávaly. Podobný trend byl pozorován i u celkového obsahu dusíku v profilu ornice (Hůla et al. 2010).



Graf 2 Vliv způsobu zpracování půdy na obsah C_t (celkový obsah uhlíku) v půdě (Hůla et al. 2010)
 Zpracování půdy: K=konvenční; BZ=bez zpracování; MZS=minimální zpracování s mělce zapravenou drcenou slámou; BZM=bez zpracování s mulčem

4.1.2 Skladba plodin a typy pěstovaných kultur

4.1.2.1 Střídání plodin

Střídání plodin se týká plánovaného sledu plodin pěstovaných v pravidelném sledu na stejné ploše, na rozdíl od kontinuální monokultury nebo pěstování proměnlivého sledu plodin. Střídání plodin ovlivňuje kvalitu půdy a růst a výnos následných plodin mnoha způsoby, včetně změn v koncentraci půdního organického uhlíku, struktuře a agregaci půdy, koloběhu živin a výskytu škůdců. V kombinaci s minimálním obděláváním půdy nebo s no-till může střídání plodin snížit půdní erozi, zvýšit obsah půdní organické hmoty a sekvestrovat půdní org. C. Výběr plodin nebo systém pěstování má tedy hlavní vliv na vstupy uhlíku do půdy. Střídání plodin je při zadržování uhlíku a dusíku v půdě účinnější než monokultura. (Jarecki & Lal 2003).

4.1.2.2 Ley farming

Ley farming je systém, ve kterém se trávy a/nebo luštěniny pěstují v krátkodobém střídání s plodinami a jsou spásány, čímž se zintenzivňuje systém plodiny na louce. Dobytek se v období dešťů pase na původních pastvinách a v období sucha na rostlinných zbytcích a luštěninových porostech. Tento udržitelný systém bez orby kontroluje povrchový odtok, snižuje ztráty živin a minimalizuje erozi půdy (Jarecki & Lal 2003).

Ley farming zvyšuje koncentraci půdního organického uhlíku, ale s výraznými fluktuacemi, tj. zvýšením ve fázi pastvy a snížením během fáze plodiny (Jarecki & Lal 2003).

4.1.2.3 Zatravnění

Nejlepší ochranou půdy je dobře zapojený porost. Nejúčinnější je vegetační pokryv, který je schopen chránit půdu po celý rok, tedy trvalý travní porost (Hůla et al. 2010).

Přechod z obhospodařování holého úhoru na travní porost znamená změnu z intenzivního obdělávání půdy a žádných rostlinných vstupů na trvalý rostlinný pokryv a absenci orby. Přeměna obhospodařované orné půdy na travní porost znamená změnu z každoročního obdělávání a pěstování obilovin na trvalý rostlinný pokryv a absenci orby (Jensen et al. 2020).

Znatelné zvýšení obsahu půdní organické hmoty je možné, pokud je trvalý travní porost založen a udržován na půdách s malým obsahem půdní organické hmoty v důsledku pěstování plodin na orné půdě po mnoho let (Johnston et al. 2009).

Ve vrstvě půdy 0-10 cm je významně vyšší celkový obsah organického uhlíku, uhlíku mikrobiální biomasy a emitovaného CO₂ na půdách s trvalým travním porostem než na půdách, kde dochází k nepřetržitému střídání jednoletých rostlin v průběhu celého období (Attard et al. 2016).

Podle Jensen et al. (2020) změna obsahu půdního organického uhlíku při změně z travního porostu na ornou půdu vede ke snížení jeho obsahu o 30 % oproti referenční oblasti. Opačná změna z orné půdy na travní porost pak odpovídá nárůstu o 8 %. Tyto výsledky se shodují s výsledky jiných studií (Johnston et al. 2009, Attard et al. 2016), ve kterých bylo zjištěno, že změnou hospodaření dochází rychleji ke ztrátě půdního organického uhlíku než k jeho obnově. Větší ztráta než zisk půdního organického uhlíku by mohla být způsobena rozdíly ve vstupu organické hmoty při obnovném a degradačním managementu. Kvůli špatné struktuře může být obtížné založit travní porost na holém úhoru nebo orné půdě. Tři roky po přeměně orné půdy na travní porost, Attard et al. (2016) nezjistili žádnou změnu v obsahu půdního org. C, což přičítali pomalému rozvoji kořenového systému (Jensen et al. 2020). Jakmile se rozvine kořenový systém, obsahující velké množství jemných vytrvalých kořenů a kořenových vlásků, dojde ke snížení poréznosti půdy a k účinné ochraně organického uhlíku před rozkladem (Xiao et al. 2022).

4.1.2.4 Zalesnění

Akumulace organického uhlíku v půdě vyvolaná zalesňováním orné půdy je jednou z hlavních strategií, která hraje důležitou roli v koloběhu uhlíku suchozemského ekosystému a ve strategiích udržitelného využívání půdy (Lan et al. 2022).

Půdní uhlík v lesních ekosystémech tvoří 70 % celosvětové zásoby půdního uhlíku na pevnině. Je důležitou složkou, která reguluje rovnováhu uhlíku v suchozemských ekosystémech (Cao et al. 2020).

Zalesňování opuštěné orné půdy bylo široce využíváno jako praktický přístup ke zlepšení struktury půdních agregátů a k sekvestraci půdního organického uhlíku (Lan et al. 2022).

Akumulace půdního organického uhlíku po zalesnění orné půdy je však stále nejistá. Mnoho studií uvádí, že zalesňování zvyšuje zásoby půdního org. C. Některé studie však prokázaly, že jeho zásoby klesají (Hou et al. 2020), nemění se (Chen et al. 2017) nebo zpočátku rostou a v pozdější fázi po zalesnění klesají (Zhu et al. 2021) (Lan et al. 2022).

Zalesňování vede k akumulaci půdního organického uhlíku. Akumulace půdního organického uhlíku je ovlivněna novým organickým uhlíkem získaným po zalesnění orné půdy, protože zalesňování zpomaluje původní ztrátu organického uhlíku způsobenou rozkladem a erozí (Lan et al. 2022). Deng et al. (2016) zjistili, že míra přírůstku nového organického uhlíku klesá spolu s obnovou vegetace. To znamená, že míra nárůstu je vyšší v prvních 10 letech po zalesnění a pak klesá.

Zalesňování opuštěné orné půdy může podpořit příznivou agregaci půdy a zvýšit stabilitu půdních agregátů. Tento jev lze přičíst nárůstu rostlinné biomasy prostřednictvím přísunu steliva, kořenové biomasy, exudátů a ukončenému zpracování půdy po agregaci, které podporují agregaci jemných částic na hrubší. Navíc zvýšením dostupnosti organických látek dojde k růstu mikroorganismů, což způsobuje rychlou stimulaci půdní mikroflóry. Zvýšení mikrobiální aktivity půdy vede k obnově půdní agregace a stabilitě půdních agregátů. Kromě toho mohou postupy omezeného nebo úplně vynechaného obdělávání půdy snížit její narušení. Dojde tak ke zlepšení infiltrace půdy a vytvoření stabilní půdní struktury (Lan et al. 2022).

Vliv zalesnění na agregaci a stabilitu půdy závisí na typu zalesnění. V přirozeném lesním porostu dochází k vyšší agregaci půdy než v obhospodařovaném lese. To je pravděpodobně způsobeno větším množstvím rostlinné biomasy, půdní mikrobiální biomasy a vyšší aktivitou v přirozeném lese než v hospodářském. Dále mají také přirozené druhy rostlin vyvinutější kořenový systém a složitější kořenovou síť, která může silně napomáhat tvorbě půdních agregátů, oproti rostlinám v hospodářském lese (Lan et al. 2022).

Lan et al. (2022) uvádí, že míry nárůstu nových zásob organického uhlíku byly 26,54 g.m⁻².rok⁻¹ v hospodářských lesích a 40,13 g.m⁻².rok⁻¹ v přirozených lesích v celé 20cm vrstvě.

4.1.3 Metody ochrany před půdní erozí pomocí biotechnického inženýrství

Využití rostlin k ochraně proti erozi půdy a stabilizaci svahů má dlouholetou tradici. Staré metody s kameny, rostlinami a s dřevěnými strukturami byly používány v průběhu minulých století. Nedávno byly tyto techniky ochrany a stabilizace půdy znovu objeveny a vylepšeny (Georgi & Stathakopoulos 2006).

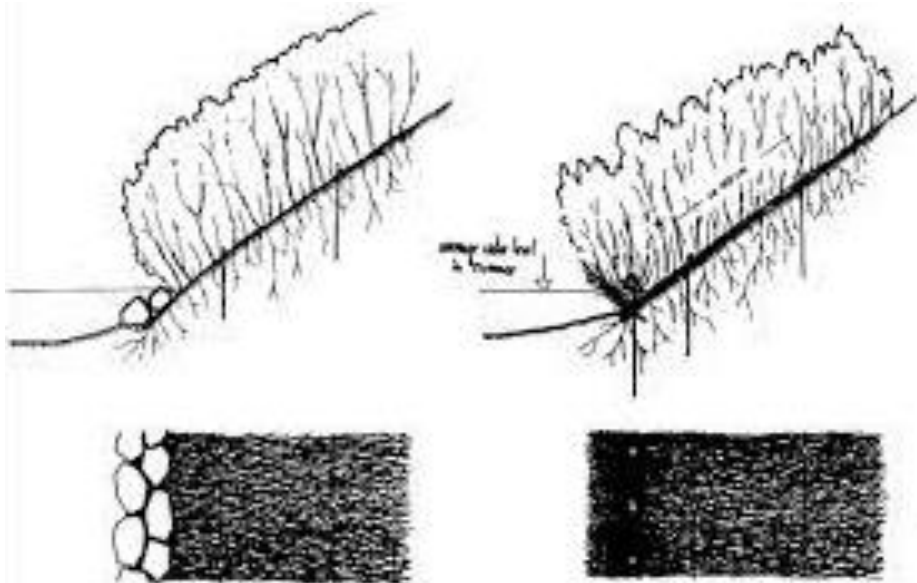
Techniky biotechnického inženýrství spoléhají na biologické znalosti o stavění geotechnických a vodních staveb, o zajištění nestabilních svahů a břehů. Jako stavební materiály k zajištění nestabilních míst se využívají celé rostliny nebo jejich části v kombinaci s jiným (mrtvým) konstrukčním materiálem (Georgi & Stathakopoulos 2006).

Biotechnické struktury mají tendenci urychlovat sukcesi, čímž se zakládá jakýsi druh klimaxové vegetace v krátkém časovém úseku. To vysvětluje, proč biotechnické metody vyžadují více péče a údržby v jejich raných fázích než později. Kolik práce vyžadují, závisí na typu zakládané vegetace a použité stavební metodě. Péče a údržba během vývoje rostlin obvykle zahrnují činnosti jako je hnojení, zavlažování, obdělávání půdy a řez dřevin (Georgi & Stathakopoulos 2006).

4.1.3.1 Keřová matrace s dřevěnými kolíky

Konstrukce keřové matrace s živými větvemi, které vyraší, může být využita k ochraně svahu a stabilizaci. Klíční pupeny větví jsou uloženy ve stejném směru a jsou svázané v hatě. Délka konstrukce se může pohybovat od několika metrů až po celou šířku svahu. Hatě jsou

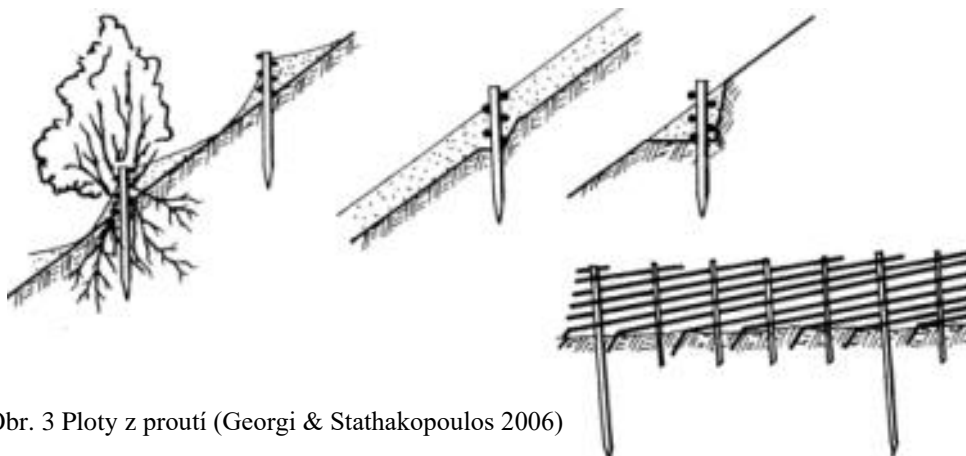
stabilizovány na povrchu svahu dřevěnými kolíky. Ty jsou zaraženy do půdy skrz matrace v příkopě (viz Obr. 2). Tato konstrukce stabilizuje půdu, snižuje rychlost pohybu dešťové vody, snižuje erozi povrchu a stabilizuje masu půdy, především pokud je v kombinaci s jinými metodami (Georgi & Stathakopoulos 2006).



Obr. 2 Keřová matrace s dřevěnými kolíky (Georgi & Stathakopoulos 2006)

4.1.3.2 Ploty z proutí

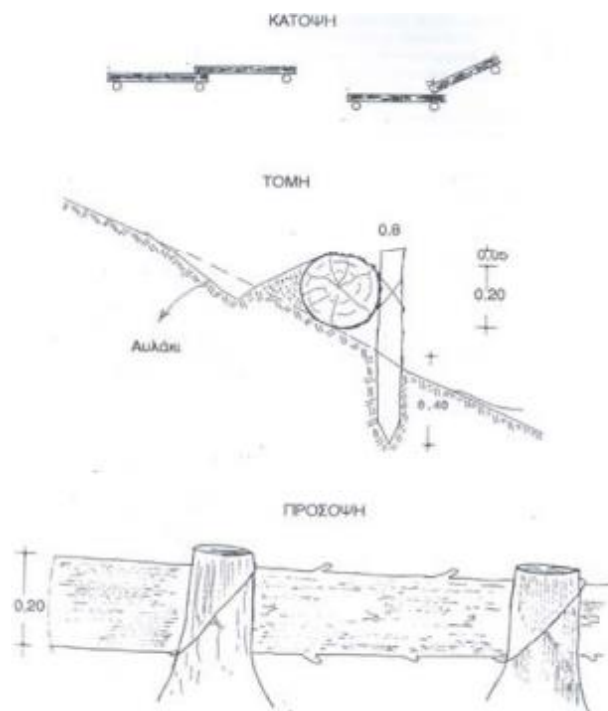
Tato technika spočívá v proplétání dřevěných tyčí, s vegetativním rozmnožováním, mezi dřevěné kůly (García Rodríguez et al. 2019). Na každém metru jsou kaštanové kolíky zaraženy do půdy podél obrysových linií. Tyto kolíky, které jsou kratší než živý materiál, jsou zaraženy do země. Silné tyče z klíčícího materiálu, jako jsou pruty vrby nebo platanu, jsou vedeny kolem nich. Konce těchto prutů jsou ukotveny v zemi. Části mezi svahem a konstrukcí jsou vyplněny zbytky z výkopu nebo povrchovou půdou svahu (viz Obr. 3). Používají se pro stabilizaci vrchních vrstev půdy svahů z jemného materiálu (Georgi & Stathakopoulos 2006).



Obr. 3 Ploty z proutí (Georgi & Stathakopoulos 2006)

4.1.3.3 Bariéra z kulatin

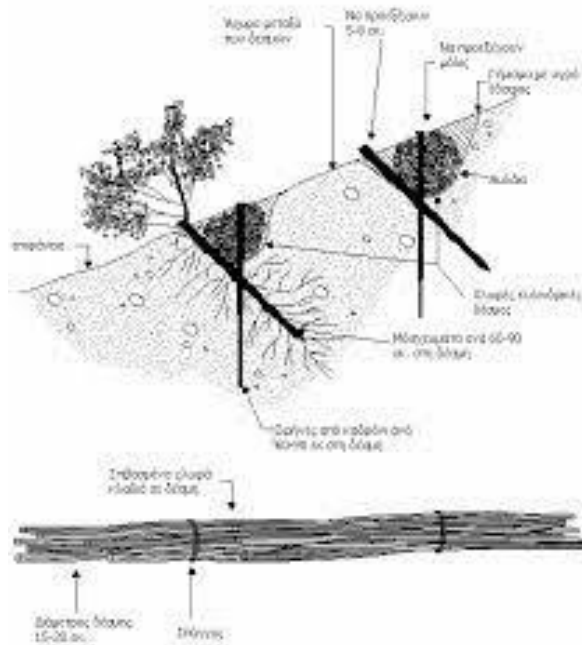
Bariéra z kulatin je využívána jako protipovodňové opatření. Používá se ke snížení rychlosti odtoku pomocí infiltrace povodňové vody. Bariéry z kulatin jsou části stromů, například cypřiš, borovice černá, dub. Kulatiny jsou fixovány pomocí kolíků, které jsou zaraženy do země (viz Obr. 4). Každá řada je zakončena kameny nebo dřevem, aby se zabránilo pohybu půdního materiálu a zároveň i pohybu ostatních částí (Georgi & Stathakopoulos 2006).



Obr. 4 Bariéra z kulatin (Georgi & Stathakopoulos 2006)

4.1.3.4 Hatě (proutí keřů)

Každých 30 cm jsou do půdy zaraženy kaštanové kolíky. 60 živých větví je zabodnuto do země ve dvou vrstvách (jsou stavěny šikmo) až se dotýkají rovné části svahu. 30 z nich je zaraženo do půdy z jednoho směru a dalších 30 z druhého. Živé větve jsou pokryty zeminou (viz Obr. 5) (Georgi & Stathakopoulos 2006). Tato metoda může být použita ve svazích se sklonem nejvýše 35°, s nutností biotechnického odvodnění, se silničními a železničními násypy a srázy skládek (García Rodríguez et al. 2019).



Obr. 5 Hatě (Georgi & Stathakopoulos 2006)

4.1.3.5 Dřevěné ploty

Dřevěné ploty jsou z mrtvých části stromů nebo keřů. Kůly jsou zaražené do půdy vertikálně. Horizontální tyče jsou fixovány dráty ke kůlům bez mezer mezi nimi. Délka konstrukce musí zajistit ochranu svahu před erozí. Každých 5 metrů musí být přerušena, aby nedošlo ke zhroucení celé konstrukce (Georgi & Stathakopoulos 2006).

4.2 Obnova půdy

Pojem obnova půdy zahrnuje mnoho dalších termínů používaných v pedologii, jako je produkce půdy, tvorba půdy, geneze půdy nebo pedogeneze (Brady & Weil 2002). Verheijen et al. (2009) používá termín „vznik půdy“ z důvodu obecné přijatelnosti a dodává, že pod tento termín lze zahrnout více procesů, jako je usazování prachu nebo zvětrávání matečné horniny.

Přirozená rychlost tvorby půdy, sestávající se ze zvětrávání minerálů i z ukládání prachu, může být použita jako základ pro nastavení tolerovatelné míry eroze půdy. Horní mez tolerovatelné eroze půdy, stejně jako tvorba půdy, pokud k ní zahrneme i depozici prachu, je cca $1,4 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$. Spodní hranice je $0,3 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$ pro podmínky převládající v Evropě. Uváděná míra skutečné eroze půdy však často převyšuje tyto hodnoty tvorby půdy. Aktuální míra eroze je v průměru 3krát až 40krát větší, než je horní hranice tolerovatelné eroze půdy (Verheijen et al. 2009).

Výše popsaná obnova půdy souvisí s tvorbou jemnozeme a prohlubováním půdního profilu. Ta je důležitá zejména u půd, které vznikají na zpevněných horninách. Druhým důležitým faktorem, který je třeba sledovat, je obnova množství organické hmoty v půdě. Právě ta v důsledku eroze často klesá a dynamika její obnovy je důležitým faktorem obnovy mnoha funkcí (úrodnost, zadržování vody v krajině atd.) (Verheijen et al. 2009).

4.2.1 Dynamika tvorby půdy

Půda vzniká působením půdotvorných činitelů. Ty dělíme do dvou hlavních skupin – půdotvorné faktory a podmínky půdotvorného procesu. Mezi půdotvorné faktory se řadí půdotvorný substrát (matečná hornina), podnebí, biologický faktor, podzemní voda a vliv člověka. Podmínky půdotvorného procesu jsou utváření terénu (reliéf) a čas (stáří půdy) (Tomášek 2003).

V raných fázích vývoje půdy je v mnoha případech považována matečná hornina za prvořadou. V pozdějších fázích pak mohou být rozhodující jiné faktory, například klima (Phillips et al. 2008).

Z pedologického hlediska je půdotvorný substrát (matečná hornina) důležitým faktorem tvorby půdy. Fyzikální a chemické procesy zvětrávání, ovlivněné dalšími půdotvornými faktory a dynamikou půdy, vytvářejí malé částice, které tvoří půdy. I když se její převažující význam v průběhu času snižuje, matečná hornina je stále jedním z hlavních faktorů působících v tenkých půdních profilech nebo v hlubokých půdních horizontech (Bonfatti et al. 2020). Matečná hornina ovlivňuje zrnitost vzniklé půdy, její provzdušněnost a propustnost pro vodu.

Matečné horniny je možné třídit podle jejich geologického stáří, které se většinou ukazuje na jejich stupni zpevnění. Čas podstatně ovlivňuje tvorbu a vývoj půd, ale i jejich znaky, vlastnosti a režimy (Tomášek 2003). Odhad relativního stáří nebo stupně zralosti půd je univerzálně založen na diferenciaci horizontu. V praxi se obecně zastává názor, že čím větší je počet horizontů a čím větší je jejich tloušťka, tím je půda vyztářejší (Jenny 1994).

Klima významně ovlivňuje směr, intenzitu a rychlost pochodů v půdě. Na teplotě, množství a rozvržení srážek během roku závisí, jestli převládá výpar nebo infiltrace (Tomášek 2003). Teplota a množství vlhkosti mají vliv na různou intenzitu zvětrávání a vyluhování. Sezónní a denní změny teploty ovlivňují účinnost vlhkosti, biologickou aktivitu, rychlost chemických reakcí a složení vegetace (USDA 2014). Podnebí se při tvorbě půd uplatňuje určujícím způsobem. V našich zeměpisných šířkách závisí klima především na nadmořské výšce, ale také na vystavení území převládajícímu vzdušnému proudění (Tomášek 2003).

Vegetaci nelze považovat za nezávislou proměnnou, protože je sama závislá na situaci, půdě a klimatu (Jenny 1994). Vegetace a edafon jsou dodavatelem organické hmoty, jakožto výchozího materiálu pro tvorbu humusu. Vegetace podstatně ovlivňuje mikrobiální život půdy. V našich podmínkách mají rozhodující vliv na vývoj půdy dva základní vegetační útvary. Lesní porost obvykle vytváří jen malá množství hodnotného humusu. Naopak původní stepní, případně lesostepní porosty svým bohatě rozvinutým kořenovým systémem podporují humifikaci přímo v minerální hmotě půdy (Tomášek 2003).

Vysoký obsah vody vede k fyzikálně-chemickým a chemickým změnám. Vysoká vlhkost zpomaluje rozklad organických látek a podporuje jejich hromadění. Spodní voda bohatá na rozpuštěné látky může způsobovat zasolení (Tomášek 2003).

Vliv člověka na půdu se může projevat v pozitivním i negativním slova smyslu. Člověk je schopen zvýšit hloubku prohumózněné vrstvy, způsobuje příznivé změny ve fyzikálních, fyzikálně-chemických i biologických vlastnostech. Na druhou stranu kultivační činnost s sebou nese například nežádoucí úbytek humusu v proorávané vrstvě, který je příčinou jejího zhutňování, nebo vystavování půdy zvýšeným účinkům eroze nebo kontaminaci xenobiotickými látkami (Tomášek 2003).

Reliéf ovlivňuje půdotvorné procesy především prostřednictvím ostatních půdotvorných činitelů. Například klima se mění v závislosti na nadmořské výšce a expozici stanoviště (větší či menší oslunění), uspořádání terénu ovlivňuje rozložení matečných substrátů a vodní režim území. Přímo pak reliéf ovlivňuje tvorbu půdy intenzitou infiltrace, hlavně ale rušivě prostřednictvím eroze a akumulace (Tomášek 2003).

4.2.1.1 Rychlost tvorby půdy zvětráváním

Půdní materiály jsou produktem zvětrávání hornin (Wakatsuki & Rasyidin 1992). Zvětrávání je vlastně mechanický rozpad a chemická přeměna primárních materiálů v sekundární (Tomášek 2003). Rychlost tvorby půdy je tak úzce spojena s rychlostí zvětrávání (Wakatsuki & Rasyidin 1992). Stupeň zvětrávání přímo souvisí s pevností horniny. Horniny ve vlhkém klimatu s agresivní biologickou aktivitou mohou zvětrávat poměrně rychleji. Bohaté srážky, vlhkost a rovné povrchy způsobují, že akumulace vody v půdě je méně omezujícím faktorem zvětrávání oproti suššímu podnebí nebo více svažitému terénu (Phillips et al. 2008).

Ze studií využívajících různé metodiky v různých měřítcích je možné vytvořit celkový obraz rozsahu tvorby půdy. Pro zkoumání rychlosti tvorby půdy byly provedeny studie měřící hmotnostní bilance (Verheijen et al. 2009).

Výsledky studií několika autorů shrnul ve své práci Verheijen et al. (2009). Zjištěné hodnoty tvorby půdy zvětráváním jsou uvedeny v Tab. 2.

Benett (1939) změřil hodnoty tvorby půdy v USA, které se pohybovaly v rozmezí 0,3-1,1 t.ha⁻¹.rok⁻¹ (za předpokladu objemové hmotnosti 1,3 t.m⁻³), ale neupřesnil použitou metodu.

Alexander (1988) určil rychlost tvorby půdy pro 18 malých nezemědělských povodí bez uhličitánového substrátu s mělkými až středně hlubokými půdami. To stanovil měřením hodnot vstupů a výstupů oxidu křemičitého a jejich vztahem k tvorbě půdy. Wakatsuki a Rasyidin (1992) použili podobnou metodiku geochemické hmotnostní bilance na sedmi prvcích (Al, Fe, Ca, K, Mg, Na, Si) pro výpočet tvorby půdy v globálním měřítku.

Heimsath et al. (1997) aplikoval měření in situ produkovaných koncentrací kosmogenních nuklidů ¹⁰Be a ²⁶Al s naměřenou hloubkou půdy, aby ukázal inverzní vztah mezi rychlostí tvorby půdy a její hloubkou. Měření prováděl na severu Kalifornie. Schaller et al. (2001) měřil in situ produkované kosmogenní nuklidy (¹⁰Be) v korytech středoevropských řek, aby odvodil průměrnou míru eroze půdy za posledních 10 000-40 000 let. Wilkinson a McElroy (2007) vytvořili vyčerpávající analýzu míry subaerické denudace ve fanerozoiku, období 542 milionů let od spodního kambria po třetihorní pliocén.

V oblastech vystavených působení větrné eroze je obraz tvorby půdy poměrně složitější (Verheijen et al. 2007).

Tab. 2 Uváděné hodnoty rychlosti tvorby půdy zvětráváním (upraveno podle Verheijen et al. 2007)

Metoda	Hodnoty (t.ha ⁻¹ .rok ⁻¹)	Oblast	Autor
Neznámá	0,3-1,1	USA	Benett (1939)
Hmotnostní bilance (Si)	0,02-1,27	Severní Amerika, Evropa, Austrálie, Zimbabwe	Alexander (1988)
Hmotnostní bilance (Al, Fe, Ca, K, Mg, Na, Si)	0,37-1,29	globální	Wakatsuki a Rasyidin (1992)
In situ kosmogenních nuklidů ¹⁰ Be a ²⁶ Al	0,39-0,91	Severní Kalifornie	Heimsath et al. (1997)
In situ kosmogenního nuklidu ¹⁰ Be	0,26-1,3	Středoevropské řeky	Schaller et al. (2001)
Kontinentální měřítku eroze/sedimentace	0,4-1,4	globální	Wilkinson a McElroy (2007)

4.2.1.2 Rychlost tvorby půdy usazováním prachu

Sedimentace prachu uvolněného do atmosféry je dalším faktorem přispívajícím k půdotvorbě. Každý rok je několik stovek tun prachových částic vyzdviženo větrem do atmosféry a následně transportováno ze saharských zdrojových prašných oblastí do Evropy (Varga et al. 2016). V posledním desetiletí byl identifikován nárůst počtu a intenzity těchto prašných epizod (Varga 2020). To má významné klimatické i další vlivy na životní prostředí i ve vzdálených oblastech. Saharské prašné události jsou spojeny s odlišnými meteorologickými situacemi, které jsou určujícími faktory různých druhů usazovacích mechanismů (Varga et al. 2016).

Middleton a Goudie (2001) i Engelstaedter et al. (2006) vyzorovali, že četnost usazování prachu a průměrná roční hodnota množství usazeného prachu je větší na jihu než na severu Evropy (viz Tab. 3). Ve středomořské Evropě až po pyrenejské, alpské a Karpatské pohoří se hodnoty depozice prachu pohybují od 0,05 do 0,39 t.ha⁻¹.rok⁻¹. Směrem na sever od tohoto horského předělu je míra usazování prachu pod hodnotou 0,01 t.ha⁻¹.rok⁻¹. Aby mohla být stanovena prahová hodnota pro erozi půdy (tj. přípustná míra eroze), byla obecně nastavena rychlost usazování prachu na cca 0,2 t.ha⁻¹.rok⁻¹ jižně od transevropského horského předělu. Severně od předělu se dá míra depozice prachu považovat za zanedbatelnou ve srovnání s erozí půdy (Verheijen et al. 2007).

Vzhledem k chybějícím dlouhodobým měřením depozice prachu ve střední Evropě, nelze pedogenní význam saharského toku prachu kvantifikovat (Varga 2020).

Obecně platí, že ve střední Evropě je atmosférická koncentrace hrubých prachových částic nízká, kromě epizodických prachových bouří souvisejících se studenými frontami na začátku vegetačního období v předjaří. Severoafrický prachový materiál může být zabudován do půd, čímž se zvyšuje obsah jemného siltu (Rostáši et al. 2022).

Rostáši et al. (2022) uvádí, že mezi lety 2016-2018 přímá atmosférická depozice saharského prachu v oblasti Balatonu přispěla k asi 1 % celkové rychlosti tvorby sedimentů.

Tab. 3 Rychlost tvorby půdy usazováním prachu (upraveno podle Middleton & Goudie 2001)

Území	Usazování prachu ($t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$)
Egejské moře	0,112-0,365
Jižní Sardinie	0,06-0,13
Švýcarské Alpy	0,004
Francouzské Alpy	0,002
Severovýchodní Španělsko	0,051
Korsika	0,12-0,125
Střední Francie	0,1
Kréta	0,1-1,0
Pyreneje	0,30-0,39

4.2.1.3 Celková rychlost tvorby půdy

Pro účely odvození celkové míry tvorby půdy při hodnocení a monitorování eroze půdy a jejích dopadů bylo odhadnuto ukládání prachu z pouště na cca 0,0 a ne více než 0,2 $t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$ v jižní Evropě a 0,0 $t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$ v severní Evropě.

Pro současné podmínky v Evropě se odhadované rychlosti tvorby půdy zvětráváním pohybují v průměru od cca 0,3 $t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$ až do cca 1,2 $t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$.

Rychlost tvorby půdy jak zvětráváním, tak usazováním prachu se odhaduje, že pro většinu půdotvorných faktorů se hodnota tvorby půdy pravděpodobně pohybuje od cca 0,3 až do 1,4 $t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$ ve většině evropských zemí (Verheijen et al. 2007).

4.2.2 Dynamika obnovy půdní organické hmoty (POH)

Přestože půdní organická hmota (POH) tvoří jen několik málo procent z objemu půdy, je klíčová pro mnoho procesů. POH tvoří primární organická hmota a humusové látky (Černý et al. 2019). Z látek podléhajících rozkladu vzniká humusotvorný materiál, který se dále přeměňuje (Jeřábková 2019). Půdní organická hmota se skládá ze široké škály sloučenin různé složitosti obsahujících uhlík, dusík a další prvky (Holz & Augustin 2021).

Humus zlepšuje fyzikální, chemické a biologické vlastnosti půdy (Badalíková 2019). POH je kritickou složkou funkce půdy. Organické látky jsou důležité z hlediska tvorby půdních agregátů. Mezi agregáty vznikají volné prostory neboli póry, které mají vliv na vsakování vody do půdy a na omezení povrchového odtoku. Organická hmota tak zlepšuje akumulaci vody v půdě. Půda s vyšším obsahem humusu také lépe odolává utužování. Navíc POH podporuje aktivitu půdních organismů (Lal 2003).

S ohledem na to, že organická hmota podléhá neustálé mineralizaci, je potřeba organickou hmotu do půdy stále dodávat. To je možné pomocí organického hnojiva nebo jiných zdrojů, například kompostu. Dalším možným způsobem je zaorání rostlinných zbytků po sklizni. Zvětšení množství organické hmoty je také možné pomocí cíleného pěstování meziplodin (Jeřábková 2019).

Pro poznání dynamiky POH je nutné znát její jednotlivé složky a jejich vazbu na minerální podíl půdy (Holz & Augustin 2021). Asociace organického uhlíku s minerálními částicemi podporuje tvorbu stabilních agregátů a následně zabraňuje rozkladu organické hmoty jeho fyzikální ochranou v agregátech. Proto jsou celkové zásoby organického uhlíku, distribuce a stabilita agregátů obvykle citlivé na změny systémů obhospodařování půdy/rostlin (Stumpf et al. 2018).

POH je zdrojem energie a uhlíku pro půdní mikroorganismy, jako jsou bakterie a houby, které zase podporují tvorbu půdních mikro a makroagregátů (García-Orenes et al. 2005). Agregace půdy a její strukturální stabilita hrají významnou roli v sekvestraci půdního organického uhlíku, protože stabilní agregáty chrání půdní organickou hmotu před rozkladem (Jensen et al. 2020). Zachování a obnova půdní organické hmoty je také často obhajována kvůli obecně příznivým účinkům na vlastnosti půdy pro růst rostlin a produkci plodin. V poslední době je organická hmota chápána jako důležité úložiště uhlíku a dusíku (Sparling et al. 2006). Velikost zásob uhlíku závisí na rovnováze mezi tvorbou POH rozkladem rostlinného odpadu a jeho mineralizací na anorganický uhlík (Wu et al. 2021).

Množství a kvalita půdní organické hmoty jsou hlavními hnacími silami při vytváření a stabilizaci půdní struktury ve většině půd. Mikroagregáty (<250 μm) jsou stabilnější než makroagregáty (>250 μm) a jsou méně ovlivnitelné hospodařením a půdní organickou hmotou. Zatímco stabilizace makroagregátů je kontrolována především prostřednictvím hospodaření a mírou půdní organické hmoty (Jensen et al. 2020).

Role eroze v bilanci půdní organické hmoty není dosud jednoznačně popsána. Během odnosu půdy a její následné sedimentace dochází k mineralizaci části půdní organické hmoty v důsledku narušení agregátů (Lal 2003). Preferenční pohyb různých frakcí tedy může ovlivnit nejen vlastnosti erodovaných sedimentů, ale také vývoj půd v nižších polohách svahů, kde se sedimenty ukládají. Pro správné posouzení rozsahu změn způsobených erozí by mělo být vždy provedeno srovnání s polohou ve svahu jako referenční (Holz & Augustin 2021).

Holz a Augustin (2021) vytvořili metaanalýzu, která ukázala, že C i N jsou přednostně transportovány během eroze a že tento preferenční transport vede k akumulaci půdní organické hmoty v nižších polohách svahu.

Organický uhlík v půdě, hlavní složka půdní organické hmoty, je významným půdním parametrem, který kontroluje kvalitu půdy a produktivitu. Posouzení dlouhodobého obsahu POC a změn zásob je možné pouze porovnáním historických a současných údajů (Juřicová et al. 2022).

Cyklus pevninského uhlíku je do značné míry regulován interakcemi půda-atmosféra, přičemž organický uhlík z vegetačních zbytků a kořenů může být ukládán v půdách, zatímco biologická aktivita a remineralizace uvolňují C zpět do atmosféry (Houghton 2007). Zásoby organického uhlíku v půdě představují jeden z nejvýznamnějších pevninských rezervoárů tohoto prvku (Chaopricha & Marín-Spiotta 2014).

Některé studie dokazují, že redistribuce půdního organického C transportovaného erozí a následně sedimentovaného na pevnině hraje zásadní roli v globálním uhlíkovém cyklu. Důležitá je také v prostorové variabilitě různých fyzikálních a chemických půdních vlastností. Dále má půdní eroze a depozice významný vliv na setrvání půdního organického uhlíku v pozemské biosféře (Berhe & Kleber 2013). Hluboko uložený půdní organický uhlík je často přítomen ve specifických částech krajiny, kde vznikají koluviální půdy (Zádorová et al. 2011).

4.2.2.1.1 Změny zásob půdního organického uhlíku

Erozní procesy mění zásoby půdního organického uhlíku v půdě tím, že transportují sediment bohatý na půdní organický uhlík (POC) z jednotky zemědělské půdy, zejména na svažitých zemědělských půdních jednotkách, oxidují zásoby POC a uvolňují oxid uhličitý do atmosféry a také způsobují ztrátu POC povrchovým odtokem. Eroze, transport a depoziční procesy tedy redistribuují POC, zvyšují oxidaci a vytvářejí zdroj a jímku POC (Olson et al. 2016).

Ve zvláště zemědělské krajině je obsah organického uhlíku v půdě kontrolován především zemědělským hospodařením a erozí půdy (Lal 2001). Přeměna půdy z přirozeného lesa nebo pastviny na ornou půdu má přímý dopad na cyklus uhlíku. Snižuje se vstup uhlíku do půdy a zvyšuje se mineralizace POC v důsledku narušení způsobeného zemědělskými postupy (Houghton 2003). Guo a Gifford (2002) vytvořili ze 74 publikací metaanalýzu dat o vlivu změn využívání půdy na zásoby půdního uhlíku (viz Tab. 4). Metaanalýza ukazuje, že zásoby uhlíku v půdě klesají poté, co se využití půdy změní z pastviny na plantáž (−10 %) z původního lesa na plantáž (−13 %), z původního lesa na pole (−42 %) a z pastviny na pole (−59 %). Naopak zásoby půdního uhlíku se zvyšují poté, co se využití půdy změní z původního lesa na pastvinu (+8 %), z pole na pastvinu (+19 %), z pole na plantáž (+18 %) a z pole na sekundární les (+53 %). Všude tam, kde změna využití půdy vedla ke snížení obsahu půdního uhlíku, opačný proces obvykle zvýší jeho obsah, a naopak.

Tab. 4 Vliv změn využívání půdy na zásoby půdního organického uhlíku (upraveno podle Guo & Gifford 2002)

Přeměna		Změna obsahu půdního org. C (%)
Z	Na	
Pastvina	Plantáž	−10
Původní les	Plantáž	−13
Původní les	Pole	−42
Původní les	Pastvina	+8
Pastvina	Pole	−59
Pole	Pastvina	+19
Pole	Plantáž	+18
Pole	Sekundární les	+53

Juřicová et al. (2022) posoudili trend ve vývoji POC bez vlivu krátkodobé dynamiky na intenzivně obhospodařovanou zemědělskou půdu díky dlouhé době (přes 50 let) mezi dvěma

odběrovými obdobími. Studie byla zaměřena na regionální hodnocení probíhajících změn obsahu a zásob POC v nejproduktivnější oblasti černozemí v ČR. Půdní profily vykazovaly výrazné zvýšení obsahu půdního organického C jak v horizontu Ap (0-30 cm), tak v nižší ornici (30-60 cm). Výsledky této studie však zcela nepodpořily zjištění z různých evropských studií, které prokázaly neustálý pokles obsahu půdního organického C v zemědělské krajině. Autoři těchto studií naznačili, že jejich zjištění souvisela především s postupy hospodaření na půdě, jakou jsou změny ve složení plodin, které mají za následek snížení vstupů rostlinných zbytků nebo snížení aplikace hnoje. Goidts a van Wesemael (2007) uvedli, že pěstování různých plodin by mohlo ovlivnit obsah půdního organického uhlíku v závislosti na úrovni narušení půdy. Juřicová et al. (2022) uvedli, že by to neměl být důvod v jejich studii, protože v referenční oblasti nedošlo k žádným změnám v obsahu nebo zásobě POC.

Výsledky Juřicové et al. (2022) ukazují pozitivní vztah mezi zvýšením půdního organického uhlíku a obsahem jílu. Jílové minerály jsou důležité pro stabilizaci půdního organického C. Arriaga a Lowery (2005) uvádějí zvýšení obsahu POC i jílu na erodovaných místech, kde byly obnaženy horizonty bohaté na jíl. Výsledky dále ukázaly, že hlavní změny v zásobě půdního org. C lze vysvětlit vysokou mírou eroze půdy dokumentovanou mimořádným rozdílem v hloubce humózního horizontu v každé poloze svahu a rozdíly v místní topografii (Juřicová et al. 2022).

Mechanismy eroze půdy působící na změnu zásob POC lze obecně rozdělit do tří různých fází, které odpovídají různým polohám sklonu. V místě eroze je ornice ze svažujících se částí odstraňována vodou, větrem nebo zpracováním půdy. Během fáze eroze je POC nepřetržitě odstraňován z ornice v důsledku ztráty půdního materiálu bohatého na C. Odstranění půdní hmoty nemusí nutně způsobit snížení obsahu POC. Obsah POC lze dynamicky nahrazovat jinými procesy (vstupy z plodin nebo expozice vrstvy bohaté na C). POC odstraněný erozí se dále přerozděluje v krajině. Eroze a redistribuce půdního org. C vedou k jejímu zasypaní v depresích nebo polohách úpatí svahů, čímž se hromadí půdní sediment (Juřicová et al. 2022). Zasypaný POC představuje významnou zásobárnu uhlíku v půdách (Zádorová et al. 2015).

Některé studie ukázaly, že kvalita substrátu a podmínky prostředí interaktivně řídí rychlost rozkladu organické hmoty. Výsledky Berhe (2012) ukázaly, že vliv kvality substrátu na rychlost rozkladu podél svahových gradientů byl významně ovlivněn místními podmínkami prostředí, kde dochází k rozkladu podestýlky. Polohy na středu svahu mají nízké zásoby uhlíku, protože ho neustále ztrácejí půdní erozí a zvýšenou rychlostí rozkladu organické hmoty.

Dále zjistil, že substrát se rozkládá rychleji na povrchu depozičních poloh ve srovnání s erozními polohami. To naznačuje, že laterální transport erodované POH z blízkosti povrchu výše situovaných erozních poloh do níže položených depozičních míst pravděpodobně zvýší rychlost jejího rozkladu. Po laterální distribuci půdní erozí se změna rychlosti rozkladu organické hmoty může u různých substrátů snižovat i zvyšovat v závislosti na zdroji erodujícího materiálu (vrchol nebo svah) a konečném místě uložení (údolí nebo rovina). Rozklad organické hmoty na svazích je omezen dostupností živin pro společenstva rozkladačů, protože ornice bohatá na organické látky se neustále vzdaluje od svahů. Naopak v depozičních rovině existuje potenciál pro větší mikrobiální aktivitu a rozklad na ornici v důsledku velkých vstupů organické hmoty do půdy (z produktivity rostlin a ukládání erodované ornice) (Berhe 2012).

Rychlost rozpadu organické hmoty narůstá se zvyšující se půdní vlhkostí. Tato zvýšená rychlost rozkladu organické hmoty v hloubce v depozičních polohách ve srovnání s povrchem

erodujících míst naznačuje, že při laterální distribuci erozí se rychlost erodovaného rozkladu POH může zvýšit o více než 150 % (Berhe 2012).

4.2.3 Rychlost obnovy zásob organické hmoty v půdě

Množství organické hmoty v půdě vždy závisí na vstupech organického materiálu a jeho rychlosti přeměn a mineralizace. To vše ovlivňují další půdotvorné faktory jako je podnebí či půdní vlastnosti (např. zrnitost) (Johnston et al. 2009).

Množství organického uhlíku uloženého v půdě vyplývá z rovnováhy mezi mírou vstupu organického uhlíku do půdy a mírou mineralizace v každé zásobárně organického uhlíku (Post & Kwon 2000). Intenzivní zemědělské postupy obecně vedou ke značnému snížení organického uhlíku v půdě (García-Orenes et al. 2005). Přeměna původní nebo přirozené ekosystémové půdy na konvenční zemědělství může mít za následek 30% ztrátu původní zásoby půdního organického uhlíku. Zbývajících 70 % je vystaveno větrné nebo vodní erozi a je transportováno jako sediment bohatý na půdní organický uhlík (Olson et al. 2016).

Zárodová et al. (2015) popsala významný vliv půdotvorných procesů, vedoucích k různým půdním typům, na roli koluviálních půd v celkové zásobě půdního organického uhlíku. Výsledky zdůrazňují důležitost zahrnutí hlubokých půdních sedimentů do celkového odhadu zásob půdního organického C, hlavně na plochách s intenzivní redistribucí půdní hmoty. Výsledky naznačují, že vymezení koluviálních půd může identifikovat oblasti s vysokým potenciálem hloubkového ukládání organického uhlíku.

Obecně platí, že přeměna půdy na půdu zemědělsky obdělávanou vede ke snížení obsahu půdní organické hmoty v půdě. Amundson (2001) uvádí, že za poslední dvě století zemědělství vyčerpalo z půdy, jakožto největší zásobárny zemského uhlíku na planetě, půdní organický uhlík, o celkové hmotnosti 55 Pg. Podle Harden et al. (1999) může být potenciálně veškerý původní půdní uhlík v ornici (hloubka 0-20 cm) ve vyšších polohách zcela erodován za 127 let kultivace. Naopak, pokud se zemědělsky obdělávaná půda přestane využívat k pěstování a umožní se jí návrat k přirozené vegetaci nebo se na ni vysadí trvalá vegetace, může se v půdě hromadit organický uhlík. Tento proces akumulace v podstatě zvrátí některé účinky zodpovědné za ztráty organického uhlíku z půdy z doby, kdy byla půda přeměněna z trvalé vegetace (Post & Kwon 2000).

Auerswald a Fiener (2019) zjistili, že změny v obsahu POC po přeměně z orné půdy na travní porost jsou velmi závislé na typu půdy. Zvláště glejové půdy nebo obecně půdy se stagnací vody vytvářejí vyšší zásoby POC pod travními porosty. V této studii přeměna na travní porost nejen změnila obsah POC, ale prakticky všechny vlastnosti půdy, které jsou potřebné pro výpočet zásob POC, konkrétně hloubkové funkce obsahu POC, objemová hmotnost a obsah kamenů.

Burke et al. (1995) uvádí, že půdní organická hmota, mikrobiální biomasa, potenciálně mineralizovaný dusík a potenciálně dýchatelný uhlík jsou významně nižší na obdělávaných polích než na pozemcích s přirozenou (přírodní) vegetací. Obdělávaná i opuštěná pole měla také nižší obsah půdní organické hmoty než pozemky s přirozenou vegetací. Opuštěná pole se však významně nelišila od pozemků s přírodní vegetací, co se týče mikrobiální biomasy, potenciálně mineralizovaného N nebo dýchatelného C. Kromě toho také přišli na to, že na opuštěných polích se obnovila charakteristická maloplošná heterogenita krátkostébelných stepí

spojená s jedinci dominantní rostliny *Bouteloua gracilis*. Půda pod rostlinami měla v průměru o 200 g/m² více uhlíku než místa mezi rostlinami.

Ve svém výzkumu také zjistili, že 50 let je přiměřená doba pro obnovu aktivní půdní organické hmoty a dostupnosti živin. Naproti tomu obnova celkových zásob půdní organické hmoty je mnohem pomalejší proces (Burke et al. 1995).

Populační dynamika rostlin může hrát důležitou roli při obnově ekosystémů krátkostébelných stepí po narušení. Zakládání vytrvalých trav tak určuje rychlost obnovy organické hmoty (Burke et al. 1995).

Kalinina et al. (2018) uvádí, že akumulace POC během obnovy negativně souvisí se zásobami POC před opuštěním orné půdy. Nejvyšší míry akumulace POC byly zjištěny na orné půdě s nejnižší zásobou POC. Naopak nižší míra akumulace POC byla pozorována na orných půdách bohatších na humus, s vyššími podíly písku a sečením. Je tedy velmi pravděpodobné, že postagrární POC byl ovlivněn rozdílnou zásobou POC v orných půdách, tedy ovlivněn člověkem.

Pro dosažení stavu blízkého ustálenému stavu POC byla modelována doba obnovy 150 let. Tato doba je v souladu s dobou trvání sekundární přirozené sukcese rostlin. Studie neprokázala úplnou obnovu zásob POC v době 37-120 let studovaných chronosekvencí. Až doba obnovy přibližně 150 let umožňuje dosáhnout relativně stabilního stavu zásob POC po opuštění orné půdy (Kalinina et al. 2018).

Eroze půdy přednostně odstraňuje jemné částice obohacené o SOC, což vede k přímému vyčerpání zásoby POC v erodované půdě ve vyšších polohách. Lin et al. (2022) simulovali účinky eroze půdy po dobu 7 let a zjistili, že na silně erodovaných plochách (ztráta půdy ≥ 20 cm) se výrazně zvýšil obsah POC. Zatímco na plochách s menší nebo žádnou erozí nebyla pozorována žádná zřetelná změna. Tyto výsledky tedy naznačují, že POC se po 7 letech pěstování plodin bez eroze obnovil.

Ačkoli výsledky simulací Lin et al. (2022) ukázaly, že eroze půdy může vést ke zvýšení celkové zásoby POC v erodované půdě v důsledku nižšího výstupu uhlíku, eroze vždy vede k vyčerpání zásoby POC v erodované půdě na erodovaných místech. To lze přičíst laterálnímu transportu půdní eroze. Přemístěný POC je buď redistribuován po krajině, ukládán na depozičních místech, nebo je přenášen do vodních ekosystémů. Pochopení osudu transportovaného POC v rámci povodí je klíčové pro analýzu čistého dopadu eroze půdy na bilanci POC ve velkém měřítku.

Guo & Gifford (2002) ve své studii zjistili, že doba od konverze ovlivnila zásoby uhlíku v půdě při přeměně z lesa na plantáž. Zásoby uhlíku v půdě pod těmito plantážemi by se mohly obnovit na původní úroveň v původních lesích, ale vyžaduje to nejméně 40 let.

Podle Cerli et al. (2006) se při zalesnění orné půdy v prvních desetiletích projevuje dřívější hospodaření a akumulace uhlíku se týká především organické vrstvy (3,41-5,92 mg.ha⁻¹ C), kde se hromadí opad. Mezi tím se minerální půda chovala jako zdroj uhlíku (80,2-95,5 mg.ha⁻¹ C) rozvolňující uhlík zděděný z předchozího využívání půdy pravděpodobně kvůli potřebám živin rostoucích stromů, které urychlily mineralizaci organické hmoty. Časem se zásoba uhlíku začala zvyšovat jak v organické, tak v minerální vrstvě a po 91 letech dosáhla 191,5 mg.ha⁻¹. Přestože předchozí využití půdy způsobilo počáteční urychlení mineralizace organické hmoty, půda začala akumulovat uhlík, když převážil vliv nové vegetace.

Podle Paul et al. (2002) a Li et al. (2012) po zalesnění orné půdy docházelo k počátečnímu poklesu organického uhlíku. Po 30 letech od zalesnění však došlo k významné akumulaci uhlíku v půdě.

5 Závěr

Tato práce se zabývala problematikou vodní eroze, především jejím vlivem na degradaci půd, ale také dynamikou a metodami obnovy půd degradovaných erozí půdy. Cílem bylo popsat aktuální poznatky o dynamice obnovy půd, které prošly procesem degradace v důsledku eroze. Práce se snažila ze studií získat informace o rychlosti obnovy zásob organické hmoty v půdě. Z nabytých informací vyplývají tyto závěry:

- Tvorba půdy je velmi pomalý proces, který je ovlivňován mnoha faktory, jako je například klima, půdotvorný substrát, čas a reliéf. Rychlost tvorby půdy se ve většině evropských zemí pohybuje od cca 0,3 až do 1,4 t.ha⁻¹.rok⁻¹.
- Půdní organická hmota je kritickou složkou půdy, která zlepšuje fyzikální, chemické i biologické vlastnosti půdy. Hlavní složka půdní organické hmoty, půdní organický uhlík, je významným půdním parametrem, jehož obsah v půdě je kontrolován především zemědělským hospodařením a erozí půdy.
- Mechanismy eroze půdy působící na změnu zásob půdního organického uhlíku se různí podle polohy ve svahu a vlhkosti. Na svažujících se částech jsou malé zásoby uhlíku, protože dochází k jeho neustálému odnosu erozí. Půdní organický uhlík je erodován a redistribuován a dochází k jeho zasypání v depresích nebo na úpatí svahů. Se zvyšující se půdní vlhkostí narůstá rychlost rozpadu organické hmoty.
- Přeměna přirozené vegetace na ornou půdu má za následek úbytek půdního organického uhlíku. Změna způsobu hospodaření vede k obnově zásob půdního organického uhlíku. Rychlost obnovy závisí na obsahu půdního organického uhlíku před změnou hospodaření. Čím nižší byly zásoby půdního organického uhlíku na orné půdě, k tím rychlejší akumulaci uhlíku docházelo po jejím opuštění.
- Rychlost obnovy půdní organické hmoty v půdě je závislá na mnoha faktorech, například na typu půdy, způsobu hospodaření, druhu vegetace, intenzitě eroze. Studie se proto neshodují na jednotné rychlosti obnovy zásob půdní organické hmoty.

6 Literatura

- Alexander EB. 1988. Rates of soil formation implications for soil-loss tolerance. *Soil science* **145**(1):37-45.
- Amundson R. 2001. The carbon budget in soils. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **29**(1):535-562.
- Arriaga F, Lowery B. 2005. Spatial distribution of carbon over an eroded landscape in southwest Wisconsin. *Soil Tillage Research* **81**:155-162.
- Attard E, Le Roux X, Charrier X, Delfosse O, Guillaumaud N, Lemaire G, Recous S. 2016. Delayed and asymmetric responses of soil C pools and N fluxes to grassland/cropland conversions. *Soil Biology and Biochemistry* **97**:31-39.
- Auerswald K, Fiener P. 2019. Soil organic carbon storage following conversion from cropland to grassland on sites differing in soil drainage and erosion history. *Science of the Total Environment* **661**:481-491.
- Badalíková B. 2019. Organická hmota, meziplodiny, fyzikální vlastnosti půdy. Výzkumný ústav pícninářský.
- Benett HH. 1939. Soil conservation. McGraw-Hill Book company Inc. New York-London.
- Berhe AA. 2012. Decomposition of organic substrates at eroding vs. Depositional landform positions. *Plant Soil* **350**:261-280. DOI: 10.1007/s11104-011-0902-z.
- Berhe AA, Kleber M. 2013. Erosion, deposition and the persistence of soil organic matter: mechanistic considerations and problems with terminology. *Earth Surface Processes and Landforms* **38**:908-912. DOI: 10.1002/esp.3408.
- Bonfatti BR, Demattê JAM, Marques KPP, Poppiel RR, Rizzo R, Mendes WS, Silvero NEQ, Safanelli J. 2020. Digital mapping of soil parent material in heterogeneous tropical area. *Geomorphology* **367**(107305). DOI: 10.1016/j.geomorph.2020.107305.
- Brady NC, Weil R. 2002. The nature and properties of soils. Prentice Hall, New Jersey.
- Buesa I, Mirás-Avalos JM, De Paz JM, Visconti F, Sanz F, Yeves A, Guerra D, Intrigliolo DS. 2021. Soil management in semi-arid vineyards: Combined effects of organic mulching and no-tillage under different water regimes. *European Journal of Agronomy* **123** (126198). DOI: 10.1016/j.eja.2020.126198.
- Burke IC, Lauenroth WK, Coffin DP. 1995. Soil organic matter recovery in semiarid grasslands: implications for the conservation reserve program. *Ecological applications* **5**(3):793-801.
- Cablík J, Jůva K. 1963. Protierozní ochrana půdy. Státní zemědělské nakladatelství, Praha.
- Cao J, He X, Chen Y, Chen Y, Zhang Y, Yu S, Zhou L, Liu Z, Zhang C, Fu S. 2020. Leaf litter contributes more to soil organic carbon than fine roots in two 10-year-old subtropical plantations. *Science of the Total Environment* **704**:135341. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2019.135341.

- Carr P, Gramig G, Liebig M. 2013. Impacts of organic zero tillage on crops, weeds, and soil quality. *Sustainability* 5:3172-3201. DOI: 10.3390/su5073172.
- Cerli C, Celi L, Johansson MB, Kogel-Knabner I, Rosenqvist L, Zanini E. 2006. Soil organic matter changes in spruce chronosequence on Swedish former agricultural soil: Carbon and lignin dynamics. *Soil science* **171**(11): 837-849.
- Černý J, Balík J, Kulhánek M, Sedlár O. 2019. Organická hmota v půdě, její obsah a význam. Česká zemědělská univerzita v Praze, Praha.
- Deng L, Wang K, Tang Z, Shangguan Z. 2016. Soil organic carbon dynamics following natural vegetation restoration: Evidence from stable carbon isotopes ($\delta^{13}C$). *Agriculture, Ecosystems & Environment* **221**:235-244.
- Diaz-Zorita M, Perfect E, Grove JH. 2002. Disruptive methods for assessing soil structure. *Soil and Tillage Research* **64**(1):3-22.
- Dufková J. 2007. Srovnání potenciální a skutečné erodovatelnosti půd větrem. Mendelova zemědělská a lesnická univerzita, Brno.
- Engelstaedter S, Tegen I, Washington R. 2006. North African dust emissions and transport. *Earth-Science Reviews* **79**(1):73-100.
- Farooq M, Siddique KHM. 2015. Conservation agriculture. Springer, Switzerland.
- Favis-Mortlock D, Mullan D. 2005. Soil erosion by water under future climate change. Pages 384-414 in Shukla M, editors. *Soil hydrology, land use and agriculture: Measurement and modelling*. CABI.
- García Rodríguez JL, Sangalli P, Tardío G, Mickovski S, Fernandes J, Gimenez SM. 2019. Specialization process for the bioengineering sector in the Mediterranean environment. Ecomed project part II. Protocols and case studies. Fundación Conde del Valle de Salazar, Madrid.
- García-Orenes C, Guerrero J, Mataix-Solera J, Navarro-Pedreño, Gómez I, Mataix-Beneyto J. 2005. Factors controlling the aggregate stability and bulk density in two different degraded soils amended with biosolids. *Soils and Tillage Research* **82**(1):65-76. DOI: 10.1016/j.still.2004.06.004.
- Gaskin J, Arriaga F, Franzluebbbers A, Feng Y. 2020. Benefits of increasing soil organic matter. Pages 29-43 in Bergtold J, Sailus M, editors. *Conservation tillage systems in the southeast*. SARE Outreach.
- Georgi J, Stathakopoulos I. 2006. Bioengineering techniques for soil erosion protection and slope stabilization. European Regional Science Association.
- Githongo MW, Kiboi MN, Ngetich FK, Musafiri CM, Muriuki A, Fliessbach A. 2021. The effect of minimum tillage and animal manure on maize yields and soil organic carbon in sub-Saharan Africa: A meta-analysis. *Environmental Challenges* **5**(100340). DOI: 10.1016/j.envc.2021.100340.

- Goidts E, van Wesemael B. 2007. Regional assessment of soil organic carbon changes under agriculture in Southern Belgium (1955-2005). *Geoderma* **141**:341-354.
- Guo LB, Gifford RM. 2002. Soil carbon stocks and land use change: a meta analysis. *Global Change biology* **8**(4):345-360.
- Janeček M. 2005. Ochrana zemědělské půdy před erozí. ISV nakladatelství, Praha.
- Janeček M, et al. 2008. Základy erodologie. Česká zemědělská univerzita v Praze, Praha.
- Janeček M, et al. 2012. Ochrana zemědělské půdy před erozí. Česká zemědělská univerzita Praha, Praha.
- Jarecki MK, Lal R. 2003. Crop management for soil carbon sequestration. *Critical Reviews in Plant Sciences* **22**(6):471-502.
- Jenny H. 1994. Factors of soil formation: A systém of quantitative pedology. Dover publications, inc. New York.
- Jensen JL, Schjøning P, Watts CW, Christensen BT, Obour PB, Munkholm LJ. 2020. Soil degradation and recovery – Changes in organic matter fractions and structural stability. *Geoderma* 364(114181). DOI: 10.1016/j.geoderma.2020.114181.
- Jeřábková J. 2019. Proč je důležitá organická hmota v půdě. *Biom.*
- Johnston AE, Poulton PR, Coleman K. 2009. Soil organic matter: its importance in sustainable agricultural and carbon dioxide fluxes. *Advances in agronomy* (101):1-57.
- Juřicová A, Chuman T, Žížala D. 2022, Soil organic carbon content and stock change after halt a century of intensive cultivation in a chernozem area. *Catena* 211(105950) DOI: 10.1016/j.catena.2021.105950.
- Harden JW, et al. 1999. Dynamic replacement and loss of soil carbon on eroding cropland. *Global Biogeochemical cycles* **13**(4):885-901.
- Heimsath AM, et al. 1997. The soil production function and landscape equilibrium. *Nature* **388**(6640):358-361.
- Holý M. 1994. Eroze a životní prostředí. ČVUT, Praha.
- Holz M, Augustin J. 2021. Erosion effects on soil carbon and nitrogen dynamics on cultivated slopes: A meta-analysis. *Geoderma* 397(115045). DOI: 10.1016/j.geoderma.2021.115045.
- Hou G, Delang CO, Lu X. 2020. Afforestation changes soil organic carbon stocks on sloping land: The role of previous land cover and tree type. *Ecological Engineering* 152(105860). DOI: 10.1016/j.ecoleng.2020.105860.
- Houghton RA. 2003. Revised estimates of the annual net flux of carbon to the atmosphere from changes in land use and land management 1850-2000. *Tellus B* **55**(2):378-390.
- Houghton RA. 2007. Balancing the global carbon budget. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* **35**(1):313-347.
- Hůla J, et al. 2010. Dopad netradičních technologií zpracování půdy na půdní prostředí. Výzkumný ústav zemědělské techniky, Praha.

- Chaddad F. 2016. Enabling Conditions. Pages 19-44 in Chaddad F, editors. The economics and organization of Brazilian agriculture. Academic Press.
- Chaopricha NT, Marín-Spiotta E. 2014. Soil burial contributes to deep soil organic carbon storage. *Soil Biology and Biochemistry* **69**:251-264.
- Chen Y, Yu S, Liu S, Wang X, Zhang Y, Liu T, Zhou L, Zhang W, Fu S. 2017. Reforestation makes a minor contribution to soil carbon accumulation in the short term: Evidence from four subtropical plantations. *Forest Ecology and Management* **382**:400-405.
- Kalinina O, et al. 2018. Alteration process during the post-agricultural restoration of Luvisols of the temperate broad-leaved forest in Russia. *Catena* **171**:602-612.
- Komissarov MA, Klik A. 2019. The impact of no-till, conservation, and conventional tillage systems on erosion and soil properties in Lower Austria. *Eurasian Soil Science* **53**(4):503-511.
- Lal R. 2001. Soil degradation by erosion. *Land degradation and development* **12**:519-539.
- Lal R. 2003. Soil erosion and the global carbon budget. *Environment International* 29:437-450. DOI: 10.1016/S0160-4120(02)00192-7.
- Lal R. 2015. Restoring soil quality to mitigate soil degradation. *Sustainability* 7:5875-5895. DOI: 10.3390/su7055875
- Lan J, Long Q, Huang M, Jiang Y, Hu N. 2022. Afforestation-induced large macroaggregate formation promotes soil organic carbon accumulation in degraded karst area. *Forest Ecology and Management* 505(119884). DOI: 10.1016/j.foreco.2021.119884.
- Li D, Niu S, Luo Y. 2012. Global patterns of the dynamics of soil carbon and nitrogen stocks following afforestation: a meta-analysis. *New Phytologist Foundation* **195**(1):172-181.
- Li N, Zhou C, Sun X, Jing J, Tian X, Wang L. 2018. Effects of ridge tillage and mulching on water availability, grain yield, and water use efficiency in rain-fed winter wheat under different rainfall and nitrogen conditions. *Soil and Tillage Research* 179:86-95. DOI: 10.1016/j.still.2018.01.003.
- Liang BC, VandenBygaart AJ, MacDonald JD, Cerkowniak D, McConkey BG, Desjardins RL, Angers DA. 2020. Revisiting no-till's impact on soil organic carbon storage in Canada. *Soil and Tillage Research* 198(104529). DOI: 10.1016/j.still.2019.104529.
- Lin H, Duan X, Li Y, Zhang L, Rong L, Li R. 2022. Simulating the effects of erosion on organic carbon dynamics in agricultural soils. *Catena* 208(105753). DOI: 10.1016/j.catena.2021.105753.
- Lowry CJ, Robertson GP, Brainard DC. 2021. Strip-tillage decreases soil nitrogen availability and increases the potential for N losses in cover cropped organic system. *Agriculture, Ecosystem & Environment* 319(107524). DOI: 10.1016/j.agee.2021.107524.
- Middleton NJ, Goudie AS. 2001. Saharan dust: sources and trajectories. *Transactions of the Institute of British Geographer* **26**(2):165-181.

- Ministerstvo zemědělství České republiky. 2018. Situační a výhledová zpráva. Ministerstvo zemědělství ČR, Praha. Available from <https://eagri.cz> (accessed January 2022).
- Ministerstvo životního prostředí ČR. 2021. Další krok k ochraně půdy v ČR: Začíná platit protierozní vyhláška. Ministerstvo životního prostředí ČR, Praha. Available from <https://www.mzp.cz> (accessed March 2022).
- Mistr M, Čáp P. 2019. Ochrana půdy a udržitelné způsoby hospodaření. Institut vzdělávání v zemědělství, Praha.
- Novák P, Mašek J. 2020. Technologie zpracování půdy s ohledem na erozní ohrožení. Agromanual. Česká zemědělská univerzita v Praze, Praha. Available from <https://www.agromanual.cz> (accessed February 2022).
- Novotný I, et al. 2014. Příručka ochrany proti vodní erozi. VÚMOP a MZe, Praha.
- Novotný I, et al. 2017. Příručka ochrany proti erozi zemědělské půdy. VÚMOP a MZe, Praha.
- Olson KR, et al. 2016. Impact of soil erosion on soil organic carbon stocks. *Journal of Soil and water Conservation* **71**(3):61A-67A.
- Panagos P, Borrelli P, Poesen J, Ballabio C, Lugato E, Meusburger K, Montanarella L, Alewell C. 2015. The new assessment of soil loss by water erosion in Europe. *Environmental Science and Policy* **54**:438-447. DOI: 10.1016/j.envsci.2015.08.012.
- Panagos P, Borrelli P, Meusburger K, Alewell C, Lugato E, Montanarella L. 2015. Estimating the soil erosion cover-management factor at the European scale. *Land Use Policy* **48**:38-50. DOI: 10.1016/j.landusepo.2015.05.021.
- Paul KI, Polglase PJ, Nyakuengama JG, Khanna PK. 2002. Change in soil carbon following afforestation. *Forest Ecology and Management* **168**(1-3):241-257.
- Phillips JD, Turkington AV, Marion DA. 2008. Weathering and vegetation effects in early stages of soil formation. *Catena* **72**(1):21-28. DOI: 10.1016/j.catena.2007.03.020.
- Pimentel D, Kounang N. 1998. Ecology of soil erosion in ecosystems. *Ecosystems* **1**:416-426. DOI: 10.1007/s100219900035.
- Poláková J, Janků J, Nocarová M. 2018. Soil erosion, regulatory aspects and farmer responsibility: Assessing cadastral data. *Acta Agriculturae Scandinavica Section B: Soil and plant science* **68**(8):709-718.
- Post WM, Kwon KC. 2000. Soil carbon sequestration and land-use change: Processes and potential. *Global change biology* **6**(3):317-327.
- Renard KG, Foster GR, Weesies GA, McCool DK, Yoder DC. 1997. Prediction of soil erosion by water: A guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). *Agriculture Handbook* **703**:404.
- Schaller M, et al. 2001. Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. *Earth and Planetary Science Letters* **188**(3-4):441-458.
- Shi XH, Yang XM, Drury CF, Reynolds WD, McLaughlin NB, Zhang XP. 2012. Impact of ridge tillage on soil organic carbon and selected physical properties of clay loam in

- southwestern Ontario. Soil and Tillage Research 120:1-7. DOI: 10.1016/j.still.2012.01.003.
- Sparling GP, et al. 2006. What is soil organic matter worth?. Journal of Environmental Quality. **35**(2):548-557.
- Sparovek G, Jong Van Lier Q. 1997. Definition of tolerable soil erosion values. Revista Brasileira de Ciencia do Solo 21(3). DOI: 10.1590/S0100-06831997000300016.
- Spears S. 2018. What is No-Till Farming?. Regeneration international. Available from <https://regenerationinternational.org> (accessed March 2022).
- Stumpf L, Leal OA, Pauletto A, Spinelli Pinto LF, Reis DA, Brito Pinto MA, Kruger Tuchtenhagen I. 2018. Tensile strength and organic matter fractions in aggregates of a grass-covered mined soil under early stage recovery. Soil and Tillage Research 176:69-76. DOI: 10.1016/j.still.2017.11.006.
- Tomášek M. 2003. Půdy České republiky. Český geologický ústav, Praha.
- United States Department of Agriculture. 2012. Conservation practice standard overview. USDA. Available from <https://www.nrcs.usda.gov> (accessed March 2022).
- United States Department of Agriculture. 2014. Soil formation and classification. USDA. Available from <https://www.nrcs.usda.gov> (accessed March 2022).
- Varga G. 2020. Changing nature of Saharan dust deposition in the Carpatian Basin (Central Europe): 40 years of identified North African dust events (1979-2018). Environment International 139(105712). DOI: 10.1016/j.envint.2020.105712.
- Varga G, et al. 2016. Saharan dust deposition in the Carpathian Basin and its possible effects on interglacial soil formation. Aeolian research **22**:1-12.
- Verheijen FGA, Jones RJA, Rickson RJ, Smith CJ. 2009. Tolerable versus actual soil erosion rates in Europe. Earth-Science Reviews **94**:23-38.
- Verhulst N, Govaerts B, Verachtert E, Castellanos-Navarrete A, Mezzalama M, Wall P, Deckers J, Sayre KD. 2010. Conservation agriculture, improving soil quality for sustainable production systems?. Pages 137-208 in Lal R, Stewart BA, editors. Advances in soil science: Food security and soil quality. CRC Press, Boca Raton, USA.
- Wakatsuki T, Rasyidin A. 1992. Rates of weathering and soil formation. Geoderma 52(3-4):251-263. DOI: 10.1016/0016-7061(92)90040-E.
- Wilkinson BH, McElroy BJ. 2007. The impact of humans on continental erosion and sedimentation. Geological Society of American Bulletin **119**(1-2):140-156.
- Wu G, Chen Z, Jiang D, Jiang N, Jiang H, Chen L. 2021. Oxidases and hydrolases mediate soil organic carbon matter accumulation in chernozem of northeastern China. Geoderma 403(115206). DOI: 10.1016/j.geoderma.2021.115206.
- Xiao J, Zhao Y, Wang X, Hao Z, Wang K, Jiang S, Liu H, Zhou X. 2022. Effects of recovery models on organic carbon pathways: A method using ¹³C natural abundance. Agriculture, Ecosystems & Environment 328(107851). DOI: 10.1016/j.agee.2021.107851.

- Zanatta JA, Bayer C, Dieckow J, Vieira FCB, Mielniczuk J. 2007. Soil organic carbon accumulation and carbon costs related to tillage, cropping systems and nitrogen fertilization in subtropical Acrisol. *Soil and Tillage Research*. Volume 94. Issue 2: 510-519. ISSN 0167-1987. <https://doi.org/10.1016/j.still.2006.10.003>.
- Zádorová T, Penížek V, Šefrna L, Drábek O, Mihaljevič M, Volf Š, Chuman T. 2013. Identification of Neolithic modern erosion-sedimentation phases using geochemical approach in loess covered sub-chatchment of South Moravia, Czech Republic. *Geoderma* 195-196:56-69. DOI: 10.1016/j.geoderma.2012.11.012
- Zádorová T, Penížek V, Šefrna L, Rohošková M, Borůvka L. 2011. Spatial delineation of organic carbon-rich colluvial soils in Chernozemregions by terrain analysis nad fuzzy classification. *Catena* **85**:22-33.
- Zádorová T, Penížek V, Vašát R, Žížala D, Chuman T, Vaněk A. 2015. Colluvial soils as a soil organic carbon pool in different soil regions. *Geoderma* 253-254:122-134. DOI: 10.1016/j.geoderma.2015.04.012.
- Zhang G, Liu G, Zhang P, Yi L. 2014. Influence of vegetation parameters on runoff and sediment characteristics in patterned *Artemisia capillaris* plots. *Journal of Arid Land*. **6**(3):353-360.
- Zhang Y, Xie D, Ni J, Zeng X. 2020. Conservation tillage practices reduce nitrogen losses in the sloping upland of the Three gorges Reservoir area: No-till is better than mulch-till. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 300(107003). DOI: 10.1016/j.agee.2020.107003.
- Zhu G, Shangguan Z, Deng L. 2021. Dynamics of water-stable aggregates associated organic carbon assesses from delta C-13 changes following temperate natural forest development in China. *Soil Tillage Research* 205(104782). DOI: 10.1016/j.still.2020.104782.