

Česká zemědělská univerzita v Praze

Fakulta agrobiologie, potravinových a přírodních zdrojů

Katedra pedologie a ochrany půd



Eroze: kolik půdy nám ještě zbývá?

Bakalářská práce

Autor práce: Martin Lukeš, DiS.

Obor studia: Veřejná správa v zemědělství a krajině

Vedoucí práce: Doc. Ing. Vít Penížek, Ph.D.

© 2019 ČZU v Praze

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že svou bakalářskou práci "Eroze: kolik půdy nám ještě zbývá?" jsem vypracoval 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 autor uvedené bakalářské práce dále prohlašuji, že jsem v souvislosti s jejím vytvořením neporušil autorská práva třetích osob.

V Praze dne 17. dubna 2019

Poděkování

Rád bych touto cestou poděkoval Doc. Ing. Vítu Penízkovi, Ph.D., za podnětné vedení, odborné připomínky a trpělivost při zpracování této bakalářské práce.

Eroze: kolik půdy nám ještě zbývá?

Souhrn

Půda je limitovaný přírodní zdroj, který se vzhledem k postupné degradaci a ztráty neustále snižuje. Intenzivní využívání půdy postupně porušilo přirozený kryt a vystavilo její povrch působení erozivních sil. Eroze půdy je komplexní proces, zahrnující rozrušování půdního povrchu, transport a sedimentaci uvolněných půdních částic v důsledku dalších erozních činitelů.

Tato práce hodnotila v literární rešerši problematiku obecných podmínek eroze, faktorů eroze a vlivu jednotlivých forem na degradaci půd, vliv eroze na úrodnost půd a ztrátu organických látek. Zaměřila se na dynamiku tvorby půd s ohledem na možné limity eroze ve vztahu k udržitelnému užívání zemědělské půdy.

Práce se snažila kriticky zhodnotit limity možné ztráty půdy nastavené v rámci legislativy a zjistit, zda skutečně odpovídají ztrátě půdy, která je akceptovatelná z hlediska udržitelného rozvoje.

Při hodnocení limitů eroze se práce zaměřila na rozsah ohrožení půd vodní a větrnou erozí, dále na způsoby stanovení průměrné dlouhodobé ztráty půdy s podrobným vysvětlením erozních faktorů.

Dalším cílem bylo zhodnocení nastavení limitů eroze s ohledem na hloubku půdy a rychlost obnovy půd v různých geologicko-geomorfologických celcích. Přístupná ztráta půdy vodní erozí k 1. červenci 2018 je u půd mělkých (<30 cm) $4,0 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$, u půd středně hlubokých (30–60 cm) a hlubokých (> 60 cm) $17,0 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$. Rychlost tvorby půdy je odvozena od místa a způsobu vzniku. Záleží na faktorech jako např. na klimatu, vodě a srážkách, teplotě a na složení půdotvorného substrátu. Např. rychlost tvorby půd in situ nerašelinové půdy bylo zjištěno rozpětí od 0,02 do 1,27 (průměr = 0,49) $\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$. V oblastech, kde se vyskytuje eolická depozice je však tvorba půdy složitější.

Porovnáním hodnot přístupné ztráty půdy erozí s hodnotami rychlosti tvorby půdy došlo ke zjištění, že jsou nastavené limity nedostatečné. Dle harmonogramu postupného navyšování úrovně vyžadované protierozní ochrany dojde ke zlepšení situace, ale tvorba půd nepokryje ztrátu. Cíl práce, tedy kritické zhodnocení limitů možné ztráty půdy nastavené v rámci legislativy, byl tímto zjištění splněn.

Ke zlepšování stavu by měla pomoci legislativa, která kontroluje a udává směr, ale hlavně by se měl zlepšit přístup lidí k půdě jako takové.

Klíčová slova: eroze, tvorba půd, limity degradace, rozsah ohrožení, půdní průzkum

Erosion: how much soil left?

Summary

Soil is a limited natural resource that is constantly decreasing due to gradual degradation and loss. Intensive land use has gradually broken the natural cover and exposed its surface to erosive forces. Soil erosion is a complex process involving the disruption of the soil surface, the transport and sedimentation of released soil particles due to other erosion agents.

This work evaluated in the literature search the general conditions of erosion, erosion factors and the influence of individual forms on soil degradation, the effect of erosion on soil fertility and loss of organic substances. It focused on the dynamics of soil formation with regard to possible erosion limits in relation to the sustainable use of agricultural land.

The work has tried to critically evaluate the limits of the potential soil loss set in the legislation and to find out whether they actually correspond to the loss of land that is acceptable for sustainable development.

In assessing erosion limits, the work focused on the extent of threats to aquatic and wind erosion, as well as ways to determine the average long-term soil loss with a detailed explanation of erosion factors.

Another aim was to evaluate the erosion limits setting with respect to soil depth and soil renewal rate in different geological-geomorphological units. Accessible soil loss by water erosion on July 1, 2018 is shallow (<30 cm), 4.0 t.ha⁻¹.year⁻¹, medium-deep (30-60cm) and deep (> 60cm) 17, 0 t.ha⁻¹.year⁻¹. The rate of soil formation is derived from the site and mode of formation. It depends on factors such as climate, water and precipitation, temperature, and the composition of the soil-forming substrate. E.g. the rate of soil formation in situ of non-peat soil was found to range from 0.02 to 1.27 (average = 0.49) t.ha⁻¹.year⁻¹. However, in areas where eolic deposition occurs, soil formation is more complex.

By comparing the values of accessible soil loss by erosion with the soil formation rate values, it was found that the set limits were insufficient. According to the schedule of gradual increase in the level of required erosion control, the situation will improve, but soil formation will not cover the loss. The aim of the work, ie a critical evaluation of the limits of possible soil loss set in the legislation, was thus met.

Legislation, which controls and directs, should help to improve the state, but people's attitude to land should be improved.

Keywords: erosion, soil formation, degradation limits, extent of the threat, soil survey

Obsah

1 Úvod	8
2 Cíl práce	9
3 Eroze.....	10
3.1 Faktory půdní eroze.....	10
3.1.1 Srážky a z nich vznikající odtok.....	10
3.1.1.1 Kapalné srážky	10
3.1.1.2 Pevné srážky.....	11
3.1.2 Vítr.....	11
3.1.3 Morfologie území	12
3.1.3.1 Sklon území.....	12
3.1.3.2 Délka svahů	13
3.1.3.3 Tvar svahů	13
3.1.4 Geologické a půdní poměry.....	15
3.1.4.1 Geologické poměry	15
3.1.4.2 Půdní poměry	15
3.1.5 Vegetační kryt půdy.....	15
3.1.6 Způsob využívání půdy.....	16
3.2 Typy půdní eroze.....	16
3.2.1 Větrná eroze.....	16
3.2.1.1 Formy větrné eroze.....	16
3.2.1.2 Rozdělení eroze podle intenzity	17
3.2.1.3 Důsledky větrné eroze	17
3.2.2 Vodní eroze.....	19
3.2.2.1 Formy povrchové vodní eroze.....	19
3.2.2.2 Formy podpovrchové vodní eroze.....	19
3.2.2.3 Důsledky vodní eroze	20
3.2.3 Orebná eroze	22
3.3 Rozsah ohrožení půd vodní a větrnou erozí v ČR.....	22
3.3.1 Ohrožení půd vodní erozí	22
3.3.2 Ohrožení půd větrnou erozí	25
4 Akceptovatelná míra eroze.....	26
4.1 Ohrožení úrodnosti erozí.....	26
4.1.1 Ztráta organických látek	27

4.1.1.1	Pokles biologické rozmanitosti půdy.....	27
4.2	Přístupy stanovení ztráty půdy	27
4.2.1	Univerzální rovnice ztráty půdy (USLE).....	27
4.2.1.1	Faktor erozní účinnosti deště R	28
4.2.1.2	Faktor erodovatelnosti půdy K	29
4.2.1.3	Faktor délky a sklonu svahu (topografický faktor) LS.....	29
4.2.1.4	Přípustná míra erozního ohrožení G_p	29
4.2.1.5	Faktor ochranného vlivu vegetace C	30
4.2.1.6	Faktor účinnosti protierozních opatření P	30
4.3	Legislativní limity v ČR a Evropě.....	30
4.4	Přírozená obnova půdy.....	32
4.4.1	Rychlost tvorby půd in situ (zvětrávání).....	33
4.4.2	Rychlost tvorby půd v důsledku eolické depozice.....	35
4.4.3	Celková rychlost tvorby půd.....	36
4.4.3.1	Klima	37
4.4.3.2	Půdotvorné substráty	39
4.4.3.3	Reliéf	40
5	Systém nastavení limitů pro dlouhodobou udržitelnost	41
6	Závěr.....	42
7	Seznam literatury	43

1 Úvod

Půda je limitovaný přírodní zdroj, zajišťující lidstvu obživu a jejím prostřednictvím i místo k hodnotnému životu. Historie spjatá s půdou ukazuje, jak je důležitou a nezbytnou přírodní složkou, bez které by život nevypadal jako dnes. Vzhledem k postupné degradaci a ztráty půdy se tento důležitý zdroj neustále snižuje. Velkoplošné odlesňování a intenzivní využívání půdy pro zemědělskou výrobu porušilo postupně přirozený kryt půdy a vystavilo její povrch působení erozivních sil. Eroze půdy je komplexní proces, zahrnující rozrušování půdního povrchu, transport a sedimentaci uvolněných půdních částic v důsledku dalších erozních činitelů (Janeček et al. 2005).

Půdní eroze je závažným problémem, pokud je eroze půdy větší než její produkce. To má za následek dlouhodobý pokles hloubky půdy, snížení schopnosti zadržovat vodu, uchovávání živin a celkovou produktivitu půdy (Li et al. 2009; Mandal et al. 2006; Phillips 2010).

Z těchto důvodů byly stanoveny a sledují se hodnoty přípustné průměrné roční ztráty půdy erozí z hlediska dlouhodobého zachování funkcí půdy a její úrodnosti. Pro účel stanovování přípustné ztráty půdy a nastavení legislativních pravidel a limitů, které musí dodržovat zemědělci hospodařící s podporou dotačních titulů, jsou sledované hodnoty jako např. hloubka půdy, která je charakterizována mocností půdního profilu omezující skalním podkladem, nebo vysoká skeletovitost, na základě bonitace půdy, vyjádřené kódem BPEJ (Novotný et al. 2014).

Tato práce je svým obsahem zaměřena na problematiku obecných podmínek eroze, faktorů eroze a vlivu jednotlivých forem na degradaci půd. Dále se zaměřuje na dynamiku tvorby půd s ohledem na možné limity eroze ve vztahu k udržitelnému užívání zemědělské půdy. Práce zhodnocuje nastavení limitů odnosu půdy s ohledem na hloubku půdy a rychlost obnovy půd v různých geologicko-geomorfologických celcích.

2 Cíl práce

Cílem bakalářské práce je zhodnocení nastavení limitů eroze s ohledem na hloubku půdy a rychlost obnovy půd v různých geologicko-geomorfologických celcích.

Práce se snaží kriticky zhodnotit limity možné ztráty půdy nastavené v rámci legislativy a zjistit, zda skutečně odpovídají ztrátě půdy, která je akceptovatelná z hlediska udržitelného rozvoje.

3 Eroze

Eroze půdy je komplexní proces, který zahrnuje rozrušování půdního povrchu, transport a sedimentaci uvolněných půdních částic v důsledku dalších erozních činitelů (Janeček et al. 2005). Toto „rozrušování povrchu půdy je dáno fyzickými silami, jimiž jsou dešťové srážky, tekoucí voda, vítr, led, změna teploty, gravitace nebo jiné přírodní a antropogenní síly, které z jednoho místa odstraňují zemský povrch, který je uložen v jiné části krajiny“ (Soil Science Society of America 2001; Jones et al. 2006). Základní činitelé půdní eroze jsou označovány jako faktory půdní eroze. Detailně se jim věnuje kapitola 3.1. Tyto faktory se často uplatňují v modelech snažící se kvantifikovat dlouhodobou míru eroze, tak jak to popisuje kapitola 4.

3.1 Faktory půdní eroze

Erozní procesy vznikají interaktivním působením přírodních a antropogenních činitelů, které je vyvolávají a ovlivňují (Holý 1994).

Nejvýznamnějšími faktory půdní eroze dle Holého (1994) jsou:

- srážky a z nich vznikající odtok,
- vítr,
- morfologie území,
- geologické a půdní poměry,
- vegetační kryt půdy,
- způsob využívání půdy.

3.1.1 Srážky a z nich vznikající odtok

Vzhledem k erozním procesům, je potřeba srážky hodnotit dle jejich přímého účinku na půdní povrch a na odtok z nich vznikající. Kapalné srážky a srážky pevné mají rozdílný účinek na erozních procesů.

3.1.1.1 Kapalné srážky

Dešťové kapky působí na půdní povrch kinetickou energií, která zapříčiňuje rozrušování půdních agregátů a uvolňování půdních částic. Ty se mohou přemísťovat na vzdálenost až několik centimetrů. Rozhodující jsou však přívalové srážky, které mají destruktivní vliv kinetické energie a rychle formují povrchové odtoky (Holý 1994). Podle G. Hellmanna (1906) se považují v mírném klimatickém pásmu za přívalové deště s délkou trvání do 180 minut s úhrnem 10 až 80 mm. V podmínkách ČR je trvání přívalových dešťů zřídka delší než 3 hodiny. Střední doba trvání nejvyšších přívalů je 15 až 20 minut, výjimečně delší než 30 minut (Cablík a Jůva 1963). Erozní účinek kapalných srážek se označuje jako index erozivity (Ed) a je dán kinetickou energií kapek, dopadajících na půdní povrch. Je závislý a na intenzitě deště, jeho trvání, hmotnosti, průměru a rychlosti dopadu vodních kapek (Holý 1994). Při nasycení svrchní části půdy dochází k následnému odtoku srážkové vody. Povrchový odtok srážek může mít různých charakter. Může docházet k odtoku v souvislé vrstvě vody o přibližně stejné

hloubce v jednotlivých příčných profilech svahu nebo formou rozptýlených stružek v nezřetelných drahách. Narušováním různými překážkami (kameny, křoviska, chomáče trávy) dochází k porušení souvislé vrstvy vody, ale při zjišťování charakteristik povrchového odtoku se na toto narušení nebere potaz. V trvalé nebo dočasné hydrografické síti probíhá odtok soustředěný.

3.1.1.2 Pevné srážky

Význam pro erozní procesy mají i srážky sněhové, které při jarním tání dokáží zapříčinit značný povrchový odtok. Ten je závislý na fyzikálních charakteristikách sněhu (hustota sněhu, vodní kapacita sněhu, rozložení sněhové pokrývky, trvání sněhové pokrývky) a na výšce sněhové pokrývky. Odtok z pevných srážek je nebezpečný při jarním tání, kdy bývá povrch zmrzlý v povrchové vrstvě, odtoková voda se nemá kam vsáknout a při odtoku smývá půdní vrstvu. Na osluněných svazích tak může dojít ke značné ztrátě půdní vrstvy (Holý 1994).

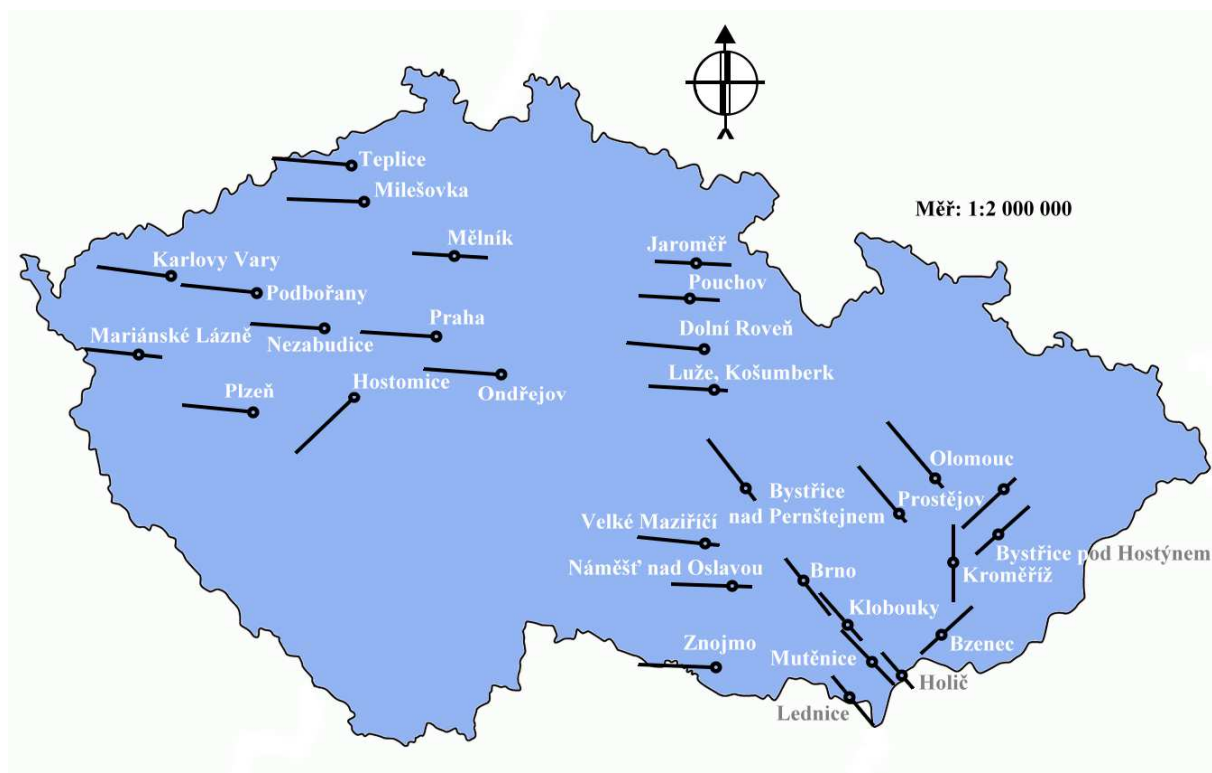
3.1.2 Vítr

Vítr působí svou kinetickou energií na půdní povrch a účinkem energie jsou uváděny do pohybu uvolněné půdní částice. Minimální rychlost větru potřebná k pohybu částic se nazývá počáteční vlečná rychlost. Rychlosti větru jsou udávány v přehledech ve skupinách podle Beaufortovy stupnice (Tabulka 1). Jednu skupinu tvoří větry o rychlosti 27 až 35 km h⁻¹, odpovídajícím 5° stupnice Beauforta, což je v souladu s hodnotami rychlostí větru potřebnými pro zahájení pohybu půdních částic (Holý 1994).

Tabulka 1. Beaufortova stupnice síly větru (Holý 1994).

Stupnice BF a označení větru	Rychlost m s ⁻¹	Rychlost km h ⁻¹	Tlak Pa
0 – bezvětří	0,0-0,5	0-1	0,0
1 – vánek	0,6-1,7	2-6	0,29-1,96
2 – slabý vítr	1,8-3,3	7-12	1,96-7,85
3 – mírný vítr	3,4-5,2	13-18	7,85-19,61
4 – dosti čerství vítr	5,3-7,4	19-26	19,61-39,23
5 – čerství vítr	7,5-9,8	27-35	39,23-68,65
6 – silný vítr	9,9-12,4	36-44	68,65-107,87
7 – prudký vítr	12,5-15,2	45-54	107,87-166,71
8 – bouřlivý vítr	15,3-18,2	55-65	166,71-245,17
9 – vichřice	18,3-21,5	66-77	245,17-343,33
10 – silná vichřice	21,6-25,1	78-90	343,33-431,11
11 – mohutná vichřice	25,2-29,0	91-104	431,11-598,21
12 – orkán	nad 29,0	nad 104	nad 598,21

Směr větru je dán úhlem dopadu vzdušného proudu na půdní povrch. Obr. 1 znázorňuje převládající směry větru v ČR.



Obr. 1: Převládající směry větru v ČR (Podhrázská a Dufková 2005).

3.1.3 Morfologie území

Morfologie území má vliv na vodní i větrnou erozi. U větrné eroze působí na intenzitu expozice území vůči převládajícím větrům a forma reliéfu území. Vodní eroze je podmíněna sklonem území a povrchovým odtokem. Větší destrukční účinek na půdní povrch nabývá se zvětšováním sklonu a délky svahu. Intenzita erozních procesů se snižuje se zmenšením sklonu a tím dochází k poklesu rychlosti a tangenciálního napětí a usazování půdních částic.

3.1.3.1 Sklon území

Vodní eroze je ovlivněna sklonem území natolik, že je řazen mezi rozhodující erozní činitele. Vliv může být ostatními činiteli zeslaben, např. půdními vlastnostmi, vegetačním krytem půdy aj., ale nikoliv úplně potlačen. Vliv sklonu na intenzitu erozních procesů prokázal měření H. H. Bennet (1955, 1939). V Tabulce 2 jsou uvedeny výsledky měření.

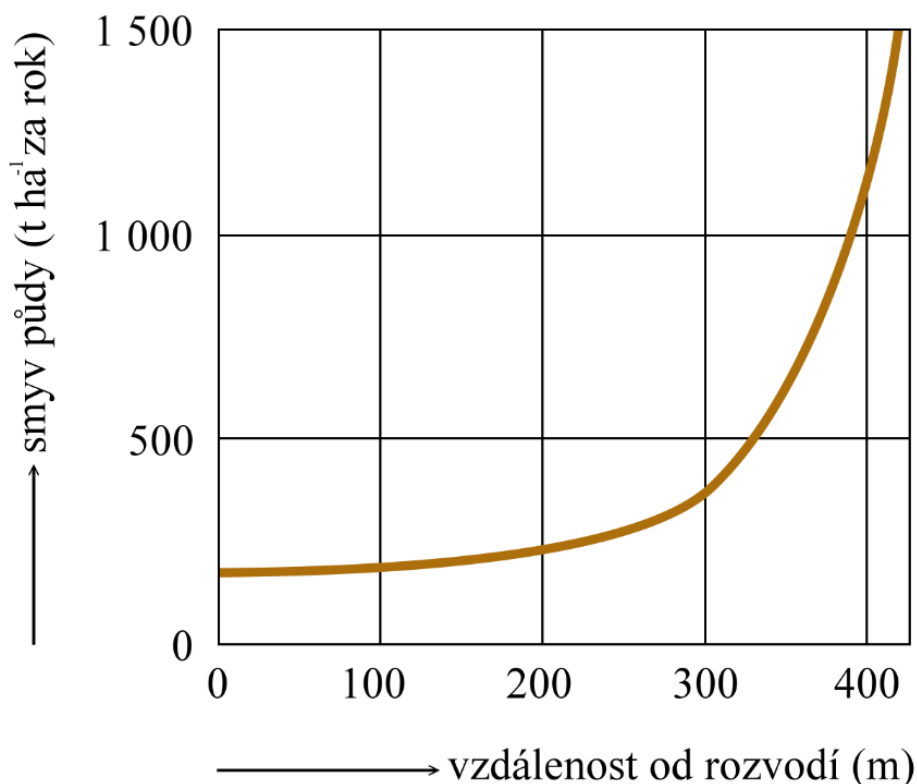
Tabulka 2. Vliv sklonu svahu na smyk podle H. H. Benneta.

Půda a lokalita	Doba pozorování (roky)	Srážky (mm)	Délka svahu (m)	Sklon svahu (%)	Kultura	Smyv půdy (t.ha ⁻¹)
Písčitohlinitá půda (silt loam) Muskingum, Ohio	9	965	22,1	8,0	kukuřice	158,8
				12,0		222,4
				20,0		243,7
Jemná písčitohlinitá půda (fine sandy loam) Kirvin, Texas	10	1 032	22,1	8,7	bavlník	50,1
	8	1 092	22,1	16,5		136,8
Hlinitá půda (loam) Shelby, Missouri	14	1025	27,6	3,7	kukuřice	44,1
	10	749	22,1	8,0		114,0

Sklon svahu ve spojení s erozními procesy vedl k určení tzv. kritického sklonu svahu. Jedná se o sklon, při kterém dochází k nebezpečnému rozrušování půdního povrchu. V ČR lze předpokládat, že k nebezpečnému narušování dochází v místech, kde se mění plošná povrchový odtok v odtok soustředěný a kde přechází plošná eroze v erozi výmolovou. J. Cablík a K. Jůva (1963) uvádějí, že vodní eroze na zemědělských půdách není nebezpečná do sklonu 2° , patrnou se stává při sklonu 4° a zřetelně výraznou na půdách o sklonu větším než 8° .

3.1.3.2 Délka svahů

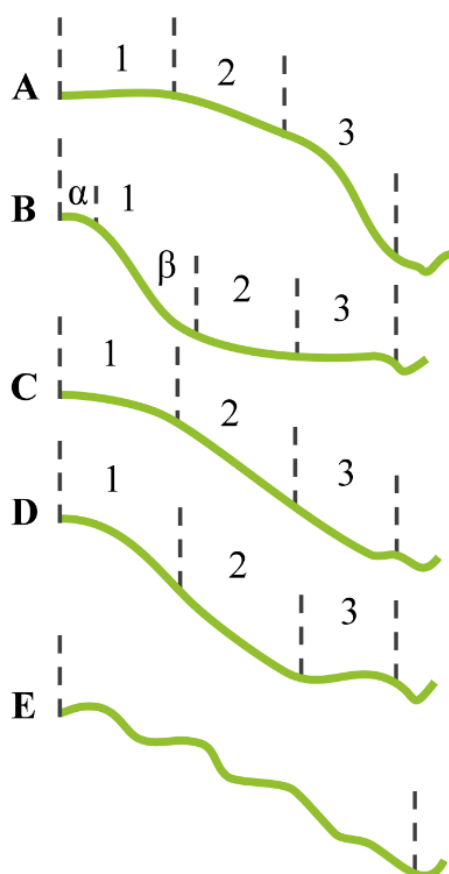
K růstu intenzity erozního procesu dochází při dešti trvajícím delší dobu, než za kterou se dostane vodní částice od rozvodí k úpatí svahu. Prodlužováním této doby dochází ke zvětšování množství povrchově stékající vody, rychlosti i tangenciálního napětí. Vztah mezi délkou svahu a intenzitou erozního procesu zkoumal na Novosilské výzkumné stanici s hlinitopísčitymi půdami o sklonu 5 % Kozmenko (1954) in Holý (1994). Na Obr. 2 je vysvětlen prudký zlom křivky smyvu přechodem plošné eroze ve výmolovou při větším soustředění povrchově stékající vody.



Obr. 2: Vztah mezi délkou svahu a smyvem půdy Kozmenko (1954) in Holý (1994).

3.1.3.3 Tvar svahů

Intenzitu a průběh erozního procesu ovlivňují také tvary svahů, které rozeznáváme jako vypuklé, vyduté, přímé a kombinované (Obr. 3). Sklon, který je převládajícím erozním činitelem, dosahuje u každého typu svahu maximální hodnoty v různé vzdálenosti od rozvodí. Maximální účinek se projevuje v místech svahu, kde je sklon a vzdálenost od rozvodí v nejnepříznivějším poměru (Holý 1994).



Obr. 3: Tvar svahu: A – vypuklý svah, B – vydutý svah, C – přímý svah, D – vypuklo-vydutý svah, E – stupňovitý svah (Holý 1994).

Vypuklý svah (A) má v horní části 1 malý sklon a malou vzdálenost od rozvodí, vzhledem k ostatním částem svahu je zatěžován nejméně. Ve střední části svahu 2 narůstá sklon i délka. K maximální intenzitě erozních procesů dochází v dolní části svahu, kde sklon i délka dosahuje nejvyšších hodnot.

Vydutý svah (B) má horní část rozdělenou na dvě části. Část 1 α má při rozvodí malý sklon, který se v části 1 β prudce zvětšuje, dosahuje nejvyšší hodnoty a plně se rozvíjí erozní procesy. V části 2 se sklon zmírňuje, délka zvětšuje. Intenzita erozního procesu je ovlivněna poměrem mezi poklesem sklonu a růstem délky svahu. V dolní části 3 se sklon zmírňuje a dochází k ukládání materiálu.

Přímý svah (C) má konstantní sklon přibližně v celém průběhu. K maximální intenzitě erozních procesů dochází v místech, kde tangenciální napětí povrchově stékající vody dosáhne nejvyšší hodnoty.

Vypuklo-dutý svah (D) má v horní části 1 malý sklon. Ve střední části svahu 2 sklon narůstá, dosahuje maxima, tvar se mění z vypuklého na vydutý a prodlužováním se zmenšuje sklon. K maximální intenzitě erozních procesů dochází ve středních částech svahu 2.

Stupňovitý svah (E). Zde dochází s prodlužováním ke střídavému růstu a poklesu sklonu. Neustále se mění intenzita erozních procesů dle předpokládaného průběhu v dílčích částech svahu.

3.1.4 Geologické a půdní poměry

Na intenzitu erozních procesů a odolnost půdy vůči erozi mají vliv geologické poměry území i vlastnosti půdy (Holý 1994).

3.1.4.1 Geologické poměry

Geologické poměry působí na průběh eroze přímo odolností obnaženého geologického podkladu, vystaveného tekoucí vodě a ovzduší. Nepřímo působí na půdní substrát, který má dány vlastnosti druhem geologického podkladu. Přímý vliv geologického podkladu je projevující hlavně v místech, kde zvětrávající podložní hornina vystupuje k povrchu a je obnažena vodní nebo větrnou erozí. Následuje rychlé rozrušování horniny, vznik rýh, výmolů a strží, které se postupně rozšiřují a prohlubují. Nepřímý vliv geologického podkladu určuje vlastnosti půdotvorného substrátu, podmiňuje vlastnosti půd, jako například strukturu, obsah minerálních a chemických látek. Vzniklé půdy jsou různě odolné proti povrchově tekoucí vody a větru (Holý 1994).

3.1.4.2 Půdní poměry

Půdní poměry zahrnují jednotlivé vlastnosti půdy, které se projevují vlivem na velikosti infiltrace srážkové vody do půdy a její časový průběh a vliv na odolnost povrchu půdy proti destrukčním účinkům vody. Infiltrační schopnost půdy ovlivňuje velkou měrou vznik a průběh povrchového odtoku. V průběhu deště se infiltrace snižuje, až dosáhne konstantní hodnoty a infiltrační kapacita půdy odpovídá teoreticky nasycené hydraulické vodivosti půdy. Infiltrační kapacita půdy by měla být posuzována s ohledem na aktuální nenasycenou vodivost navlhčené půdní vrstvy. Ta je vzhledem k uzavřenému vzduchu v půdních pórech menší než nasycená vodivost. Rozhodujícími vlastnostmi určující infiltraci srážkové vody je struktura a zrnitost půdy, její vlhkost a zvrstvení. Odolnost půdy proti větrné a vodní erozi určuje obsah humusu a nasycenost sorpčního komplexu. Nejvíce odolné jsou proti erozi jsou půdy písčité, vyznačující se svou propustností a obsahem velkého podílu těžkých, málo soudržných částic. Málopropustné jílové půdy, které jsou ale ve vlhkém stavu půdy soudržné v odolnosti proti erozi následují. Méně odolné jsou půdy hlinité a nejrizikovější jsou půdy ze spraše s nízkým obsahem humusu a nedostatkem tmelících částic (Holý 1994).

3.1.5 Vegetační kryt půdy

Průběh a intenzita erozních procesů je ovlivněna vegetací, která snižuje přímý účinek dešťových kapek, působení větru a podporuje však srážkové vody do půdy, zpomaluje povrchový odtok a zlepšuje fyzikální, chemické a biologické vlastnosti půdy. Kořenový systém vegetace významně zpevňuje půdu a v zimě snižuje promrzání půdy a způsobuje pravidelné rozložení sněhové pokrývky (Holý 1994). Vegetace má příznivý vliv také proti větrné erozi, jelikož nedochází k přímému styku s větrem a půda je chráněna i proti vysoušení. Travnatý

povrch s dobře vyvinutým drnem má podobný příznivý vliv na velikost a průběh povrchového odtoku a na ochranu půdního povrchu jako lesní porost (Holý 1994). Povrchový odtok z pozemků chráněných dobrým travním krytem činí 0,3 až 5,5 % srážkového množství a smyv 0,029 až 0,132 t.ha⁻¹, zatímco ze zalesněné plochy za stejných podmínek dosahuje odtok hodnoty 0,1 až 3,6 % srážkového množství a smyv 0,005 až 0,193 t.ha⁻¹ (Bennet 1955).

3.1.6 Způsob využívání půdy

Způsob využívání půdy je důležitým činitelem ovlivňující kladně i záporně intenzitu erozních procesů. Na půdách s rozrušeným původním porostem, má eroze největší intenzitu. Týká se ta hlavně zemědělských půd, zbavených porostu například z důvodu výstavby komunikací, obytných nebo průmyslových oblastí. Protierozní odolnost zemědělské půdy lze zlepšovat agrotechnickým opatřením. Tabulka 3 ukazuje, jak důležité je použití agrotechniky na smyvu půdy (Špička et al. 1961)

Tabulka 3. Vliv agrotechniky na smyv půdy (Špička et al. 1961).

Agrotechnika	Sklon (%)	Déšť (mm h ⁻¹)	Smyv půdy (kg ha ⁻¹ h ⁻¹)	Sklon (%)	Déšť (mm h ⁻¹)	Smyv půdy (kg ha ⁻¹ h ⁻¹)
orba po svahu	20,0	30,5	7 453,7	25,1	29,5	11 568,9
zvláčeno	20,1	28,1	1 074,0	26,2	27,8	1 610,9
orba po vrstevnicích	21,7	30,3	129,4	28,7	25,5	263,0
porost vojtěšky	22,8	25,5	0,2	26,0	31,6	31,5

3.2 Typy půdní eroze

Erozi rozlišujeme podle činitele, který způsobuje vznik eroze. Dle Holého (1994) rozeznáváme erozi: vodní, ledovcovou, sněhovou, větrnou, zemní a antropogenní. Typy erozí se mohou vyskytovat jednotlivě i jako kombinace procesů, které způsobují různé intenzity. Největší škody způsobuje eroze větrná, vodní a stále se zvyšující antropogenní, například orebná. Těmito druhy se bude práce dále zabývat v kapitolách 3.2.1., 3.2.2. a 3.2.3.

3.2.1 Větrná eroze

3.2.1.1 Formy větrné eroze

Větrná eroze působí plošně a jen v ojedinělých případech v pruzích ve směru větru. Rozlišujeme dvě formy větrné eroze dle způsobu vzniku unášeného materiálu, deflaci a korazi (Holý 1994).

3.2.1.1.1 Deflace

Při deflaci jsou unášeny uvolněné půdní částice větrem. Půdní hmoty se přemísťují na různé vzdálenosti a vznikají písečné přesypy (Holý 1994).

3.2.1.1.2 Koraze

Při korazi se obrušují horniny půdními částicemi podléhajícími deflaci. Korazí vznikají různé tvary, např. skalní sloupy, skalní města, viklany apod. (Holý 1994).

3.2.1.2 Rozdělení eroze podle intenzity

Intenzita eroze se vyjadřuje odnosem půdy v hmotnostních nebo objemových jednotkách z jednotky plochy za jednotku času. Podle intenzity rozlišujeme erozi normální a zrychlenou (Holý 1994).

3.2.1.2.1 Normální eroze

Při normální erozi probíhají erozní procesy s malou intenzitou a ztráta půdních částic je doplňována tvorbou nových částic z půdního podkladu. Mocnost půdního profilu se nesnižuje. Zrnitostní složení vrchního půdního horizontu se mění (Holý 1994).

3.2.1.2.2 Zrychlená eroze

Při zrychlené erozi se smývají půdní částice v takovém rozsahu, že nemohou být nahrazeny půdotvorným procesem z půdního podkladu. Vznikají ostře modelované tvary povrchu území (Holý 1994).

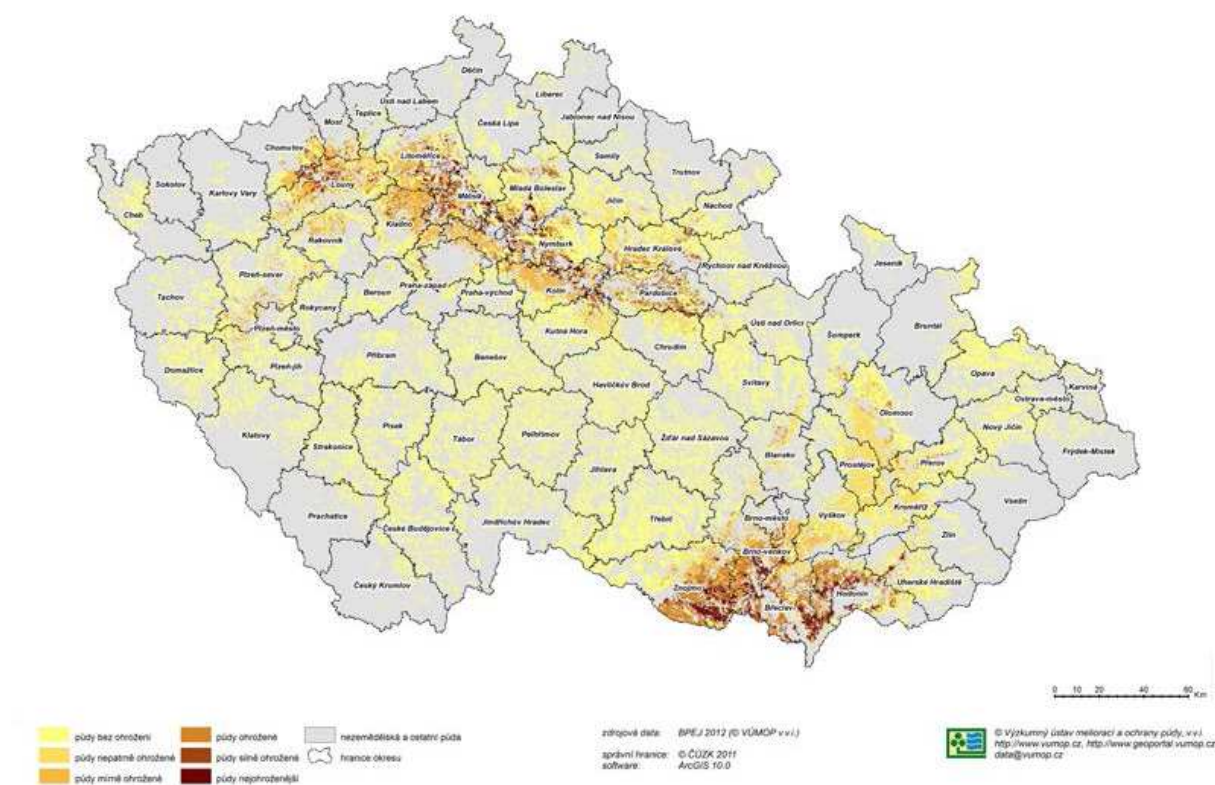
3.2.1.3 Důsledky větrné eroze

Vlivem dynamického působení větru se půdní agregáty rozpadnou, odnesou a dojde ke snížení mocnosti půdního profilu a zvýšení skeletovitosti půdy. Degradace půdního profilu je jedním z negativních důsledků větrné eroze. Míra vlivu odnosu půdy je závislá na typu frakce a množství, o které se jedná (Novotný et al. 2014).



Obr. 4: Zavátí komunikace u Nového Přerova, foto SPÚ Břeclav, jaro 2009 (Novotný et al. 2014).

V lokalitě jihovýchodní Moravě v blízkosti Bílých Karpat dochází téměř každoročně ke snížení povrchu půdy o 4-5 mm v důsledku větrné eroze na erodovaných plochách. Je však běžné, že v ohniscích prašné bouře dochází k vyfoukání ornice do hloubky 1-2 cm. Díky působení větru na obnažené půdy dochází k transportu půdních částic, ty rozbíjení suché agregáty a vznikají jemnější částice. Následně jsou silou větru transportovány po půdním krytu pohybem, skokem nebo jsou unášeny do ovzduší. K chemickým změnám dochází u půdního profilu bez svrchní vrstvy jemné frakce. Týká se to přírodních látek vázaných na částice (organické sloučeniny vč. humusu, minerální živiny a látky do půdy dodávané), látek podpůrných (organická hnojiva, minerální živiny) a látek tlumivých (herbicidy, insekticidy, fungicidy aj.). V místech, kde se erodovaná půda usazuje z ovzduší zpět na zemský povrch a dochází k akumulaci sedimentů, tedy k opačnému efektu. Místa jsou zjištělná i podle vyskytujících se nitrofilních druhů (například kopřiva, šťovík a další rostliny využívající zvýšený obsah živin), jelikož jsou zde navátý materiály obohacené o minerální živiny a humusové látky. (Novotný et al., 2014)



Obr. 5: Mapa potenciální ohroženosti zemědělské půdy ČR větrnou erozí (Novotný et al. 2014).

Dle Verheijen et al. (2009) se větrná eroze vyskytuje převážně na severoevropské rovině (severní Německo, východní Nizozemsko a východní Anglie) a v částech středomořské Evropy (De Ploey 1989; Evans 1990; Evans 1996; Chappell 1999; Chappell a Thomas 2002; Warren 2002; Barrington et al. 2003; Breshears et al. 2003; Riksen et al. 2003; Jones et al. 2004; Quine et al. 2006). Větrná eroze je způsobena současným výskytem tří podmínek: vysoká rychlost větru; citlivý povrch sypkých částic a nedostatečná ochrana povrchu. Přeprava půdního materiálu (mezi erozí a sedimentací) může probíhat ve třech hlavních režimech: pohybem, skokem nebo

unášeny do ovzduší a ukládání. Faktory, které zhoršují větrnou erozi, jsou podobné faktorům eroze vody: jmenovitě erodovatelnost půdy, jak je určeno fyzikálními, chemickými a biologickými vlastnostmi, včetně struktury, obsahu organické hmoty, obsahu vlhkosti, využití půdy a krytu a energie síly způsobující erozi (erozivita větru). Riksen et al. (2003) poukazuje na to, že větrná eroze není tak významný a rozšířený problém v Evropě, jako v sušších částech světa, což by mohlo vysvětlit dosud relativně omezený výzkum větrné eroze ve srovnání se studii eroze vody. To platí i pro území České republiky, kde plošný rozsah půd zranitelných větrnou erozí je podstatně menší než vodní erozí.

3.2.2 Vodní eroze

3.2.2.1 Formy povrchové vodní eroze

Druhy povrchové vodní eroze podle účinků na vodní povrch dle Holého (1994):

- plošná,
- výmolná,
- proudová.

3.2.2.1.1 Plošná vodní eroze

Plošná vodní eroze je charakterizována rozrušováním a smyvem půdní hmoty na celé ploše území. Selektivní eroze je prvním stupněm, u kterého dochází k odnosu jemné půdní částice a na ně vázané chemické látky. Dochází ke změně půdní textury a obsahu živin v půdě. Půdy podléhají selektivní erozi a stávají se hrubozrnější. Při větší kinetické energii povrchově stékající vody a nepříznivém utváření půdního profilu dochází ke smyvu půdní hmoty ve vrstvách a vzniká tzv eroze vrstvená (Holý 1994).

3.2.2.1.2 Výmolová vodní eroze

Výmolová vodní eroze vzniká postupným soustředováním povrchově stékající vody, která vyrývá v půdním povrchu mělké zářezy, postupně se prohlubující. Eroze rýžková a brázdová je prvním stupněm výmolné vodní eroze. Brázdová eroze se vyznačuje mělkými širšími zářezy, s menší hustotou na svahu než u rýžkové eroze. Prohlubováním rýžek a brázd vzniká eroze rýhová, následuje výmolová a území devastující eroze stržová (Holý 1994).

3.2.2.1.3 Proudová vodní eroze

Proudová vodní eroze probíhá ve vodních tocích působením vodních proudů. Při erozi dnové se rozrušuje pouze dno, v případě rozrušovaných břehů se jedná o erozi břehovou. (Holý 1994).

3.2.2.2 Formy podpovrchové vodní eroze

Podpovrchová eroze zapříčiňuje přemístění půdních částic a živin z vrchních půdních horizontů do nižších působením infiltrující srážkové vody. Zejména ve spraších dochází k vymílacím činnostem podzemních vod hromadících se na nepropustné vrstvě a vznikají

tunely, které snižují stabilitu nadložních vrstev. Touto činností vzniká tzv tunelová eroze (Holý 1994).

3.2.2.3 Důsledky vodní eroze

Vodní eroze zapříčiňuje odnos nejurodnějších a živinově nejbohatších částí zemědělské půdy. Z tohoto důvodu v erodované půdě pěstované plodiny nenajdou dostatečné množství živin a dosahují nižších objemů (vymílají se sadby i kořeny, klíčivost se snižuje, zatopují se plodiny níže ležící smytými částicemi a celkově se plodiny poškozují). Slabě erodované půdy snižují výnosy o 12-20 %, středně erodovatelné půdy o 40-50 % a silně erodované půdy až o 75 %. Na Obr. 6 a 7 je znázorněna vodní eroze v podobě poškození kukuřice vodní erozí. (Novotný et al. 2014).



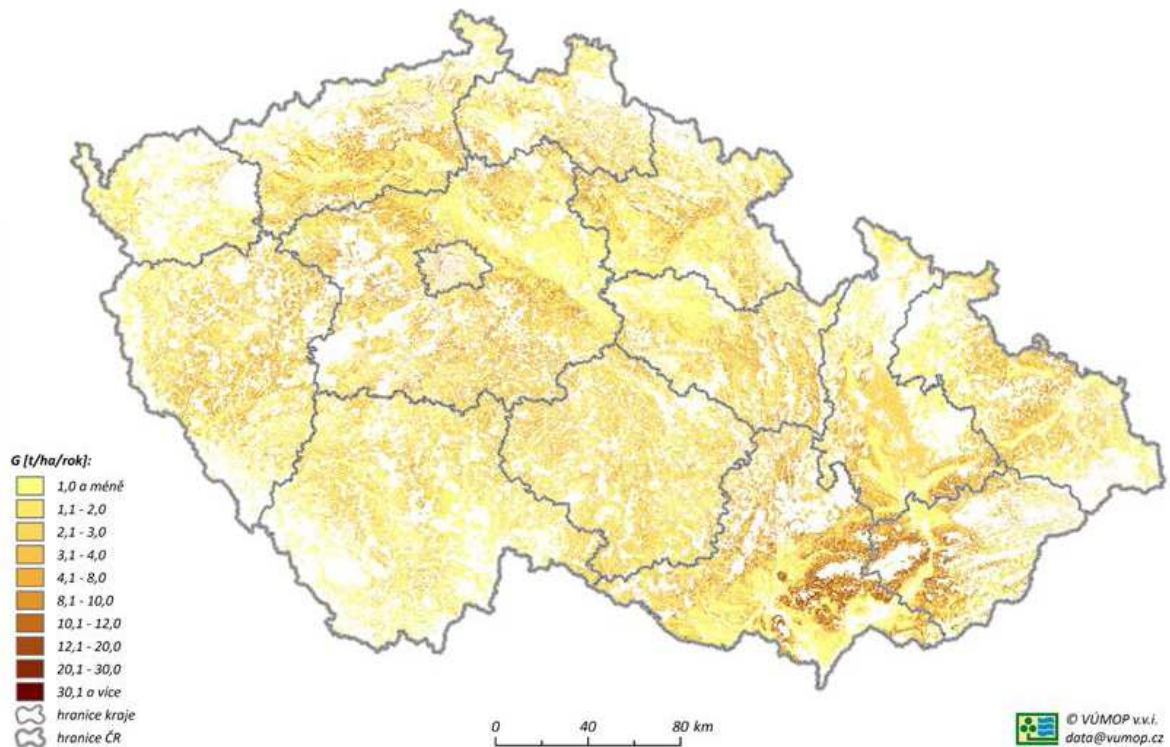
Obr. 6: Poškození kukuřice vodní erozí –prostřední řádek téměř chybí, Čejkovice, foto VÚMOP, v.v.i. (Novotný et al. 2014).



Obr. 7: Erodovaná půda z výše ležících částí půdního bloku poškozuje plodiny na úpatí svahu a v údolnici, Dolní Stropnice, foto VÚMOP, v.v.i. (Novotný et al. 2014).

Erodující půda se ze zemědělských pozemků transportuje do vodních toků. Ve vodních tocích se ukládá a v závislosti na vlastnostech proudění ovlivňuje jeho vlastnosti, nejčastěji snižují kapacitu proudění. Zanášením dna a tím i postupné zvyšování podzemní vody v okolí, může docházet k častějším vybřežování. Následuje nutná úprava koryt vodních toků, sanace se stabilizací, nutný zásah do břehových porostů a celkové vyčištění toků. Aktuálně je často využívána samovolná revitalizace koryt, ale transportující půda ze zemědělských pozemků tuto činnost značně narušuje. Erodující a transportní procesy souvisí nepochybně i se znečištěním povrchových vodních zdrojů, které se odehrává na dvou rovinách. První je znečištění fyzikálně-mechanické, kdy se jedná o zákal vody. Negativní vliv to má hlavně na vodní faunu i floru. Jedná se ale o jev spíše krátkodobí a eliminuje se dostatečnou kapacitou usazovacího prostoru. Druhé je znečištění chemické nebo biochemické, kdy se do hydrografické sítě transportují chemické látky, které mohou působit až toxicky. Jedná se hlavně o průmyslová hnojiva, pesticidy, různé druhy zemědělských odpadů i odpady průmyslové, ukládané na půdu nebo do půdy. Limitující prvek rozvoje eutrofizačních procesů, fosfor, je významnou živinou pro všechny zelené rostliny, ale jeho výskyt v přírodním prostředí v našich podmínkách je silně limitován. Z toho důvodu je hnojení zemědělských ploch fosforečnými hnojivy důležitou podmínkou vysokých výnosů. Fosfor se v půdě váže většinou na povrch půdních částic, vazby

jsou ve vodě jen málo rozpustné a jeho sloučeniny jsou proto dále transportovány s půdními částicemi (Novotný et al. 2014).



Obr. 8: Mapa potenciální ohroženosti zemědělské půdy ČR větrnou erozí (Novotný et al. 2014).

Podle Verheijen et al. (2009) vodní eroze zapříčiňuje odnos půdního materiálu v důsledku přebytečného povrchového odtoku zejména, když smyková napětí proudění vody přesahují smykovou pevnost půdy (Kirkby et al. 2000; Kirkby et al. 2004; Jones et al. 2004). Tato forma eroze je obecně odhadována jako nejrozsáhlejší forma eroze vyskytující se v Evropě. De Ploey (1989) identifikoval různé oblasti, ve kterých se tyto procesy odehrávají, v závislosti na vlastnostech půdy, svahu a půdního pokryvu ve kterémkoliv místě. Za předpokladu, že tato svrchní část půdy nebyla dříve narušena (např. intenzivní orbou nebo jinými předcházejícími erozními událostmi), bude obsahovat značné množství organické látky a živiny rostlin, které mají zásadní význam pro účinné fungování půdy (Fullen a Brandsma 1995). Tento erodovaný půdní materiál nemusí být nutně odnesen na velkou vzdálenost a může sedimentovat na stejném poli, odkud byl erodován. Oblast depozice tak může těžit z hromadění vysoce úrodné, erodované svrchní části půdy, obdobně tak, jako říční záplavové oblasti dostávají značné depozice vysoce úrodného sedimentu. Tato akumulace erodované půdy však může být pouze dočasná, například do příští erozní události. Hlavně proto, že v nedávné době uložené sedimenty často nemají agregaci a zůstávají vysoce erodovatelné. Tam, kde je malý vegetativní kryt nebo malá kořenová síť pod povrchem a svahy jsou strmé, může být odnos erodované půdy tak intenzivní, že dochází k jejímu odnosu mimo pozemky a způsobuje tak další škodlivé dopady mimo lokalitu (Cerdan et al. 2006). Odnos erodovaného materiálu bude dále posílena erozními rysy, jako jsou výmoly, které poskytují snazší cestu pro erodovanou povrchovou půdu (Blong et al. 1982), a jsou také zdrojem sedimentů. Dlouhodobě využívaná pole jsou často využívána

pro přímé měření úbytku půdy pomocí eroze vrstev a mezilehlých vrstev; jak ukázali Boix-Fayos et al. (2005). Někteří výzkumníci ukázali, že modely eroze vrstev jsou v nesouladu se současnými experimentálními důkazy (Govers et al. 2007; De Vente et al. 2008), ale přímé měření půdní eroze jsou vzácné a nereprezentují plně půdně klimatické podmínky, které jsou typické pro erozně ohrožené oblasti v Evropě. Výmolová eroze je běžná ve středomořské Evropě, zejména ve Španělsku, Itálii a Řecku (Vandekerckhove et al. 2000). Tyto oblasti jsou charakterizovány dlouhodobými výmoly (tj. nemůžou být zničeny orbou), které byly popisovány jako relativně hluboké, nedávno se tvořily, erodovaly kanály, které se tvoří na údolních stranách a na údolních patrech, kde žádný kanál předtím neexistoval (Schumm et al. 1984). Efemérní výmoly (tj., výmoly, které mohou být zničeny orbou) se běžně vyskytují v orné sprašové půdě, jak je vidět na sprašovém pásmu Belgie a na písčitéch půdách jižního a západního Anglie. Tyto výmoly se vyvíjejí rychle, jsou zorány a často se objevují v následujícím roce. Výskyt žlabů a jejich variace v typech erozí rýh souvisí s konkrétními vlastnostmi půdy, klimatem a topografií těchto oblastí (Nachtergaele a Poesen 1999; Nachtergaele et al. 2001). Je obtížné předpovědět, kde a kdy dojde k erozi výmolů v krajině, a to rozšířením stávajícího nebo vznik nových, jakožto i související míry produkce sedimentů (Poesen et al. 2003).

3.2.3 Orebná eroze

Dle Verheijen et al. (2009) je tento typ eroze znám několik desetiletí, ale rozsah ztracené půdy tímto procesem v Evropě byl oceněn a dokumentován pouze v posledních 10–15 letech (Lindstrom et al. 1992, 2000; Govers et al. 1993, 1996; Lobb et al. 1995, 1999; Van Muysen et al. 1999; Van Oost et al. 2000a, b; Quine and Zhang 2004; Van Oost et al. 2005a, b, 2006; Quine et al. 2006; Van Muysen et al. 2006; Van Oost et al. 2006). Mech a Free (1942) dospěli k závěru, že pohyb půdy obděláváním nebyl zdaleka bezvýznamný, a že jeho intenzita se týkala sklonu svahu. Translokace půdy pomocí zpracování vede ke ztrátě půdy z konvexních poloh svahu, jako jsou hřebeny a svahy ramen, z důvodu zvýšení gradientu svahu a následného zvýšení translokace půdy. Prostorové specifika eroze zpracování půdy se liší od specifíků vodní eroze, protože hlavní způsoby vzniku jsou odlišné. Ztráta půdy při zpracování půdy může být největší v té části reliéfu, kde je eroze vody minimální (tj. v konkávních oblastech a v blízkosti hranic stoupajících polí), zatímco ukládání půdy orbou může probíhat v oblastech, kde je eroze vody často maximální (tj. na konvexních částech svahu). Měření velikosti eroze obděláváním půdy je málo, ale studie v Evropě poukazují na důležitost velikosti eroze zpracováním půdy ve vztahu k vodní erozi (Govers et al. 1993; Quine et al. 1994; Owens et al. 2006a). Van Oost et al. (2005a) srovnávali míru eroze půdy obděláváním s mírou vodní eroze. Autoři dospěli k závěru, že tam, kde se půda kultivuje, může eroze obděláváním vést k větším ztrátám, než je odnos vodní erozí.

3.3 Rozsah ohrožení půd vodní a větrnou erozí v ČR

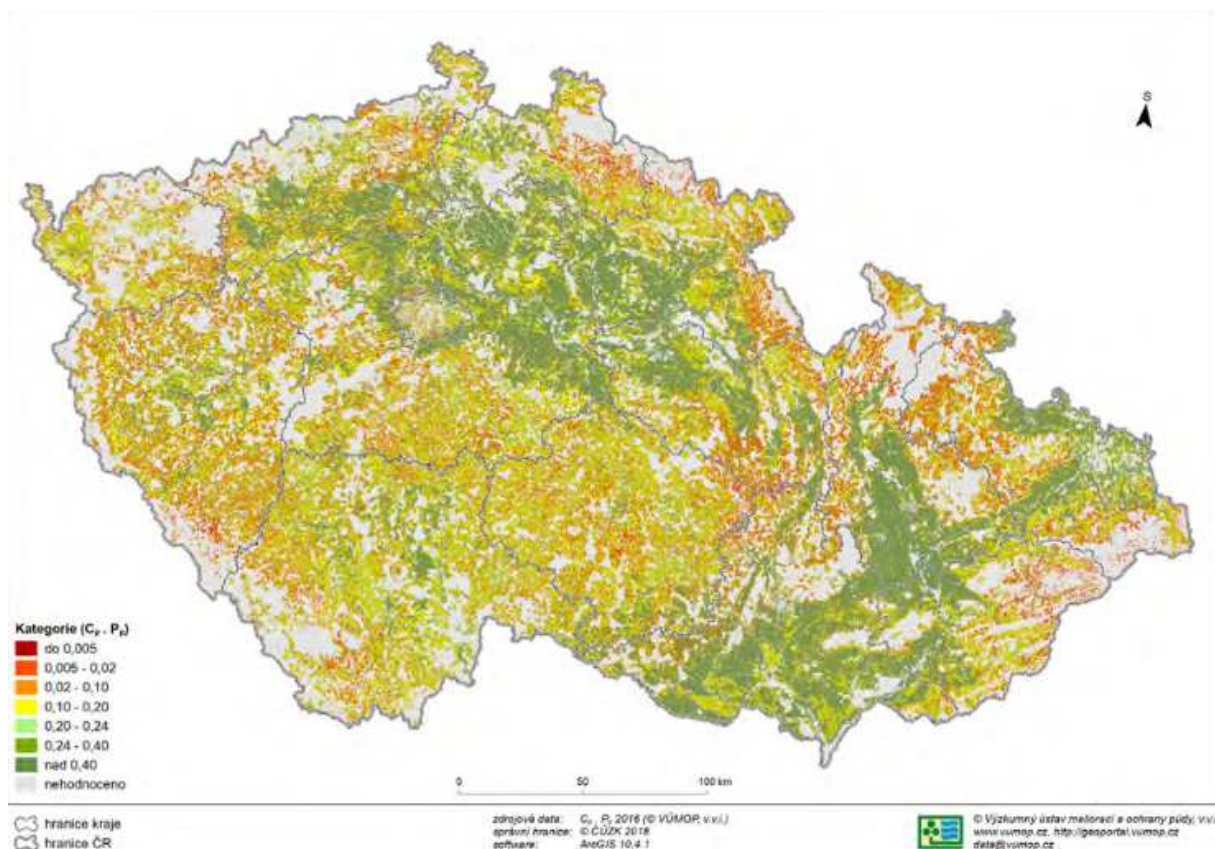
3.3.1 Ohrožení půd vodní erozí

Pro vyhodnocení erozního ohrožení většího území v ČR byla rozvinuta myšlenka definování limitů hospodaření na zemědělské půdě s ohledem na zachování funkcí půdy a její

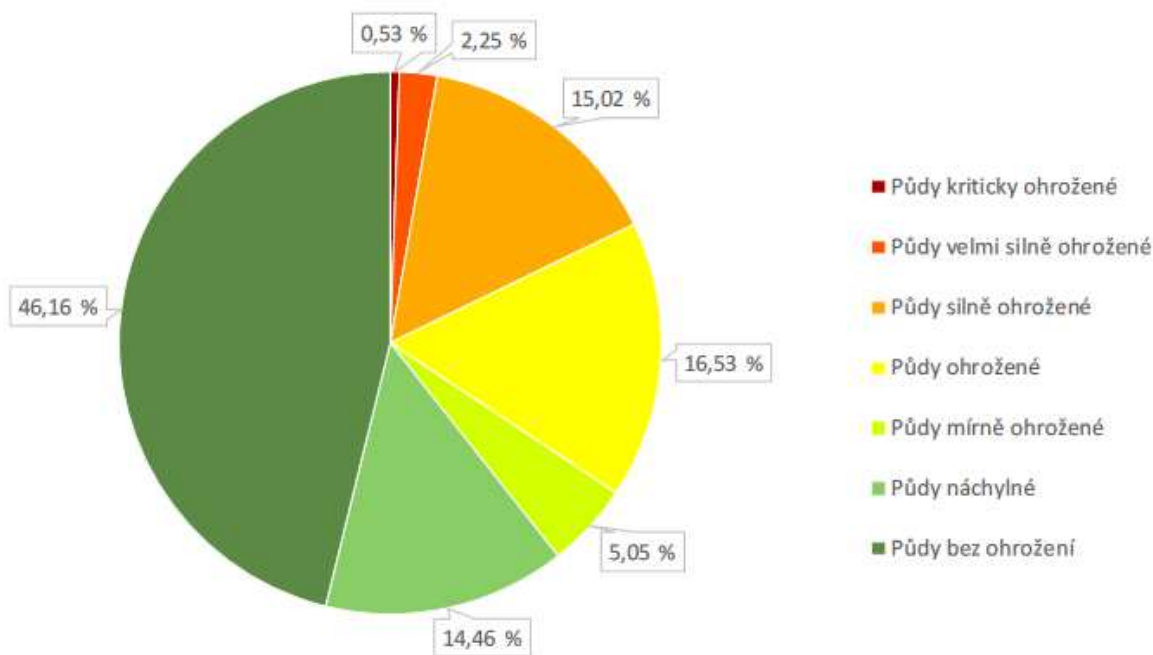
úrodnosti. Faktory $C_p \cdot P_p$ – vyjadřují požadovaný ochranný vliv vegetace a protierozních opatření vzhledem k přípustné průměrné roční ztrátě půdy (vyjadřuje tedy součin maximálně přípustné hodnoty faktoru ochranného vlivu vegetace a faktoru protierozních opatření, při jejichž překročení dojde k překročení přípustné průměrné roční ztráty půdy) (Situační a výhledová zpráva 2018). Přehled o rozsahu erozní ohroženosti uvádí Tabulka 4 a Obr. 9 a 10.

Tabulka 4. Ohrožení půd ČR vodní erozí podle „maximálně přípustné hodnoty faktoru ochranného vlivu vegetace a faktoru protierozních opatření“ (Situační a výhledová zpráva 2018).

Kategorie erozní ohroženosti	Výměra [ha]	Podíl (%)	Doporučení
1. $C_p \cdot P_p$ do 0,005	22 240,50	0,53	Ochranné zatravnění
2. $C_p \cdot P_p$ do 0,006-0,020	94 069,66	2,25	Víceleté pícniny nebo ochranné zatravnění
3. $C_p \cdot P_p$ do 0,021-0,100	627 328,82	15,02	Vyloučení erozně nebezpečných plodin a vyšší zastoupení víceletých pícnin
4. $C_p \cdot P_p$ do 0,101-0,200	690 039,11	16,53	Vyloučení erozně nebezpečných plodin a použití půdoochranných technologií
5. $C_p \cdot P_p$ do 0,201-0,240	210 728,23	5,05	Pásové střídání plodin nebo vyloučení erozně nebezpečných plodin
6. $C_p \cdot P_p$ do 0,241-0,400	603 662,64	14,46	Erozně nebezpečné plodiny pěstovány s půdoochrannými technologiemi
7. $C_p \cdot P_p$ nad 0,4	1 927 166,56	46,16	Bez omezení
Celkem	4 175 235,52	100	



Obr. 9: Ohroženost půd ČR vodní erozí vyjádřená pomocí maximální přípustné hodnoty faktoru ochranného vlivu vegetace a protierozních opatření $C_p.P_p$ (VÚMOP, v.v.i.). $C_p \times P_p$ součin maximálně přípustné hodnoty faktoru ochranného vlivu vegetace a faktoru protierozních opatření při $G_p = 8; 8; 1$ t/ha/rok (Situační a výhledová zpráva 2018).



Obr. 10: Grafické znázornění ohrožení půdy České republiky vodní erozí v roce 2018 (Situační a výhledová zpráva 2018).

3.3.2 Ohrožení půd větrnou erozí

Větrná eroze patří mezi vážné degradační činitele, a to především na lokalitách s neúrodnějšími půdami (jižní Morava, Polabí). Závažnost spočívá ve ztrátě ornice, zhoršování fyzikálních i chemických vlastností půdy, snižování hektarových výnosů a zvyšování prašnosti prostředí. Ohroženost půd větrnou erozí v ČR jsou tabulkově zobrazeny (Tabulka 5) (Situační a výhledová zpráva 2018).

Tabulka 5. Ohrožení půd ČR větrnou erozí (Situační a výhledová zpráva 2018).

Kategorie erozní ohroženosti	Podíl (%)	Výměra [ha]
půdy nejohroženější	3,23	78 983
půdy silně ohrožené	1,81	44 320
půdy ohrožené	5,81	142 251
půdy mírně ohrožené	7,52	184 077
půdy náchylné	7,11	174 096
bez ohrožení	74,52	1 825 088
nehodnoceno	0,01	183
Celkem	100,0	2 448 988

4 Akceptovatelná míra eroze

Verheijen et al. (2009) uvádí, že se v literatuře používá řada synonymních termínů: „tolerance ztráty půdy“, „přípustná ztráta půdy“, „příjatelné míry eroze“, „přípustná ztráta půdy“ atd. Je důležité si uvědomit rozdíl mezi konceptem a jednotkou. „Tolerovatelná eroze půdy“ je pojem, který obsahuje úsudky o ovlivněných funkcích půdy atd., které lze kvantifikovat v „přípustných rychlostech eroze půdy“ s jednotkami konvenčně v $t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$. Při zkoumání různých definic tolerovatelné eroze půdy v literatuře se objevují dva přístupy. První interpretací je vnímání tolerovatelné eroze půdy jako udržení dynamické rovnováhy množství půdy (hmotnost/objem) v jakémkoliv místě za jakýchkoliv okolností. Druhá interpretace zaujímá funkční přístup, který souvisí s tolerancí eroze půdy k funkci produkce biomasy z půdy. Roose (1996) zdůraznil obtíže s oběma interpretacemi. První interpretace ignoruje kvalitu půdy zaměřením se pouze na množství půdy. Druhý přístup ignoruje mnoho funkcí půdy tím, že se zaměřuje pouze na produkční funkci půdy na biomasu (zejména plodiny) (viz Tabulka 6). Kromě toho vytváří časovou nejednoznačnost: „dlouhou dobu“, „neurčitou dobu“, „dlouhou dobu“ a „20–25 let“. Je zajímavé, že slovní zásoba kvality půdy v SSSA (2001) uvádí oba výklady, podmínky, za kterých by tyto podmínky měly platit.

Tabulka 6. Harmonizované schéma základních funkcí půdy (Verheijen et al. 2009).

Funkce primární půdy	Komponenty
Místo výskytu	Útočiště; funkce školky; léčivé zdroje; genový fond; banky
Informace	Kulturní informace (archeologické a paleontologické); věda a vzdělávání; duchovní a historické; rekreace; estetické informace
Výroba	Jídlo; krmivo; vlákno; suroviny; obnovitelná energie
Inženýrství	Technické, průmyslové a socioekonomické struktury
Nářízení	Regulace plynu; regulace klimatu; odolnost proti rušení; odolnost proti poruchám; zdroj vody; filtrování vody; pH pufr; biotransformace organického uhlíku; zadržování půdy; tvorba půdy; regulace živin; biologická kontrola; odpadů a znečištění

Bazzoffi (2009) uvádí, že hodnota tolerance závisí na hloubce půdy, na poklesu růstu rostlin, na snížení organické hmoty půdy a na ztrátě živin.

4.1 Ohrožení úrodnosti erozí

Podle Alexander (1988) snížením hloubky půdy v důsledku eroze nebo mechanického přemístění povrchové půdy snižuje produktivitu, protože uchování vody a některých živin v rostlině jsou závislé na funkci a objemu půdy. Ztráty půdy z velmi hlubokých půd nemusí snížit produktivitu, pokud jsou ztráty pomalé a obsah organických látek v půdě může být udržován bez poklesu. Pokud jsou ztráty eroze z mírně hlubokých nebo mělkých půd rychlejší než hmota půdy doplněná povětrnostními podmínkami v podloží nebo konsolidovanými sedimenty, produktivita bude klesat, přestože snížení nemusí být během krátkých období měřitelné. Proto lze považovat míry tvorby půdy omezením tolerovatelných ztrát půdy z mělkých a středně hlubokých půd. Příjatelné ztráty půdy lze přirovnat k jejich rychlosti tvorby z podloží nebo konsolidovaných sedimentů (Stocking 1978).

4.1.1 Ztráta organických látek

Podle Verheijen et al. (2012) může být frakce organické hmoty (OH) půdy erodována spolu s minerální frakcí. Ve vodní a větrné erozi může být přednostně erodována z důvodu mnohem nižší hustoty částic OH ($0,9-1,3 \text{ t.m}^{-3}$; Brady a Weil, 1996) a agregátů bohatých na OH ve srovnání s minerálními půdními částicemi ($2,60-2,75 \text{ t.m}^{-3}$, Brady a Weil, 1996). Obecně je zvýšené riziko ztráty půdní organické hmoty v důsledku její vyšší koncentrace na povrchu půdy kompenzováno sníženým rizikem eroze způsobeným současnou zlepšenou strukturou půdy, vyšší mírou infiltrace a porostem vegetace.

4.1.1.1 Pokles biologické rozmanitosti půdy

Podle Verheijen et al. (2012) je eroze samotná nebo prostřednictvím interakce s jinými hrozbami půdy je hlavním faktorem, který přispívá ke ztrátě biologické rozmanitosti půdy a k souvisejícím změnám funkčnosti půdy. Regulační úloha biologické rozmanitosti půdy byla postupně nahrazována neudržitelnými opatřeními v oblasti řízení, zejména v zemědělských oblastech (CB 1992; European Commission, 2006). Plný rozsah environmentálních, ekologických a socioekonomických důsledků takové ztráty biodiverzity zůstává neměřený, a proto neznámý (Jeffery et al. 2010). Zdá se, že je nezbytné zlepšit integraci mezi vědou a politikou s ohledem na důkladnou podporu tematické strategie EU pro ochranu půdy, zachování a obnovu biologické rozmanitosti (European Commission 1998). Prioritní ukazatele vybrané ENVASSO (Huber et al. 2008) se zatím ukázaly jako uspokojivé pro monitorování reakce biologické rozmanitosti půdy na erozi (Simon et al. 2011).

4.2 Přístupy stanovení ztráty půdy

Hodnoty přípustné průměrné roční ztráty půdy erozí jsou stanoveny především z hlediska dlouhodobého zachování funkcí půdy a její úrodnosti. Pro účel stanovování přípustné ztráty půdy a nastavení legislativních pravidel a limitů, které musí dodržovat zemědělci hospodařící s podporou dotačních titulů, do modelu vstupují data, jako např. hloubka půdy, která je charakterizována mocností půdního profilu, kterou omezuje skalní podklad, nebo vysoká skeletovitost, na základě bonitace půdy, vyjádřené kódem BPEJ (Novotný et al. 2014).

4.2.1 Univerzální rovnice ztráty půdy (USLE)

Vodní eroze je kvantifikována pomocí dlouhodobého průměrného smyvu půdy (G) v (t/ha/rok), který je počítán podle Univerzální rovnice ztráty půdy (USLE) (Wischmeier a Smith 1978):

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

kde:

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

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 ($\text{N}\cdot\text{ha}^{-1}$),

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 sklonu 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).

Pokud hodnota dlouhodobého průměrného smyvu půdy nepřekročí hodnotu dlouhodobé přípustné ztráty půdy (G_p), nedochází na dané lokalitě k zrychlené erozi, lokalita není ohrožena vodní erozí a jsou zachovány funkce půdy a její úrodnost.

$$\text{tedy } G_p \geq G$$

kde:

G_p – přípustná průměrná roční ztráta půdy ($\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$)

Pokud však hodnoty dlouhodobého průměrného smyvu půdy překročí hodnoty dlouhodobé přípustné ztráty půdy (tedy $G_p < G$), dochází vlivem vodní eroze k nadlimitní ztrátě půdy a tím i k ztrátě funkcí půdy a snižování její úrodnosti. Rozdíl mezi dlouhodobým průměrným smyvem a dlouhodobou přípustnou ztrátou půdy současně vyjadřuje i míru erozní ohroženosti dané lokality.

4.2.1.1 Faktor erozní účinnosti deště R

R-faktor byl vyhodnocen s využitím původně odvozeného vztahu za třicetileté období (Wischmeier a Smith 1978), kdy byly deště menší než 12,5 mm a vyřazeny byly z hodnocení

deště oddělené od okolních mezerou delší než 6 hod, pokud nedosáhly intenzity minimálně 6,25 mm za 15 minut.

4.2.1.2 Faktor erodovatelnosti půdy K

Bilance vychází z metodiky Bielka a Jurčové (2010) zpracované ve Výzkumném ústavu pôdoznalectva a ochrany pôdy v Bratislavě. Vychází z následující rovnice:

$$B_C = (u \cdot K_C) + (D_H \cdot C_H) - (C_m \cdot K_m)$$

Veličiny ve vzorcích jsou:

- B_C - bilance uhlíku ($tC \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$),
- U - výnos hlavního produktu v $t \cdot ha^{-1}$,
- K_C - koeficient množství uhlíku plodiny při uvažovaném výnosu hlavního produktu v tC na 1 tunu výnosu,
- D_H - použitá dávka organického hnojiva v $t \cdot ha^{-1}$,
- C_H - koeficient přepočtu dávky organického hnojiva na množství uhlíku v $tC \cdot ha^{-1}$,
- C_m - základní ztráty uhlíku v příslušné kategorii půd v $tC \cdot h^{-1} \cdot rok^{-1}$,
- K_m - koeficient vlivu plodiny na ztrátu uhlíku v příslušné půdní skupině plodin.

4.2.1.3 Faktor délky a sklonu svahu (topografický faktor) LS

Topografický faktor LS se nejčastěji vyhodnocují z faktor délky svahu L a faktoru sklonu svahu S. Výpočet faktoru LS je prováděn pomocí specializovaného softwaru USLE 2D. V pravidelných ročních aktualizacích budou zapsány změny digitálního modelu terénu a aktualizace databází TPEO, KP a ZABAGED (Novotný et al. 2017).

4.2.1.4 Přípustná míra erozního ohrožení G_p

Tabulka 7. Přípustná ztráta půdy vodní erozí podle hloubky půdy (Novotný et al. 2017).

Účinnost	Hloubka půdy	5. číslice kódu BPEJ	G_p ($t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$)
od 1. července 2018 do 30. června 2022	mělká (< 30 cm) středně hluboká (30 – 60 cm) a hluboká (> 60 cm)	5, 6, 8*, 9* 0, 1, 2, 3, 4, 7	4,0 17,0
od 1. července 2022 do 30. června 2026	mělká (< 30 cm) středně hluboká (30 – 60 cm) a hluboká (> 60 cm)	5, 6, 8*, 9* 0, 1, 2, 3, 4, 7	3,0 12,0
od 1. července 2026 do 30. června 2030	mělká (< 30 cm) středně hluboká (30 – 60 cm) a hluboká (> 60 cm)	5, 6, 8*, 9* 0, 1, 2, 3, 4, 7	2,0 9,0
od 1. července 2030	mělká (< 30 cm) středně hluboká (30 – 60 cm) a hluboká (> 60 cm)	5, 6, 8*, 9* 0, 1, 2, 3, 4, 7	1,0 5,0

*) Hloubka půdy je v systému BPEJ vyjádřena 5. číslicí sruženého kódu pro skeletovitost a hloubku půdy. Kódy 7, 8 a 9 jsou určeny pro BPEJ pozemků se sklonem > 12° a pro BPEJ půd mělkých a nevyvinutých (kambizemě, rankery, litozemě). Pro půdy s kódem 8 a 9 je hloubka půdy v garantované vrstvě ve výpočtu eroze nastavena jako mělká z principu předběžné opatnosti.

4.2.1.5 Faktor ochranného vlivu vegetace C

Stanovení faktoru ochranného vlivu vegetace C se dle Novotný et al. (2017) provádí pro celý osevni postup. Stanovuje se včetně zohlednění období mezi střídáním plodin a provedené agrotechniky v pěti částech:

- A) období podmítky a hrubé brázdy
- B) období od přípravy pozemku k setí do jednoho měsíce po zasetí nebo sázení
- C) období po dobu druhého měsíce od jarního nebo letního setí či sázení, u ozimů do 30.
- D) období od konce 3. období do sklizně
- E) období strniště

4.2.1.6 Faktor účinnosti protierozních opatření P

Pokud nejsou na pozemku uplatněna opatření P, nebo nejsou dodrženy předpokládané parametry, pak se použije hodnota faktoru $P = 1$. Faktor účinnosti protierozních opatření P se odvozuje z Tabulky 8 a 9 na základě sklonu svahu a dalších parametrů. (Novotný et al. 2017).

Tabulka 8. Hodnoty P-faktoru při vrstevnicovém obdělávání (Novotný et al. 2017).

Sklon (°)	0-4,00	4,01-6,00	6,01-8,00	8,01-10,00	>10,01
P-faktor	0,6	0,7	0,8	0,9	1

Tabulka 9. Hodnoty P-faktoru při hrázkování, respektive přerušované brázdování podél vrstevnic (Novotný et al. 2017).

Sklon (°)	0-4,00	4,01-6,00	6,01-8,00	8,01-10,00	10,01-12,00	12,1-14,00
P-faktor	0,25	0,3	0,35	0,4	0,45	0,5

4.3 Legislativní limity v ČR a Evropě

Dle Poláková et al. (2018) bylo opatření na ochranu půdy úspěšně začleněna do českého práva, konkrétně zákona č. 334/1992 Sb., o ochraně zemědělských půd, zákona č. 254/2001 Sb. o vodách a nařízení vlády č. 75/2007 Sb. pokud jde o finanční podporu méně znevýhodněných oblastí. Úsilí o snížení odtoku je klíčové pro udržení půdy v dobrém zemědělském a environmentálním stavu. Kontrolní systém GAEC (zejména GAEC 4 a 5) zavedený v roce 2007 zavedl aspekty regulátorů s cílem snížit poškození půdy, například uložením sankcí týkajících se příjmů zemědělců z přímých plateb. Systém kontroly GAEC spočívá ve stanovení podmínek referenční úrovně pro splnění řady vyspělejších environmentálních systémů na pevnině.

Přípustná míra erozního ohrožení musí na jedné straně zajišťovat trvalou udržitelnost hospodaření na zemědělské půdě, na druhé straně má zohledňovat ekonomickou náročnost realizace protierozních opatření a tyto zdánlivě protichůdné potřeby vyvažovat. Z tohoto

důvodu byl Strategií resortu Ministerstva zemědělství České republiky s výhledem do roku 2030 stanoven harmonogram postupného navyšování úrovně vyžadované protierozní ochrany tak, aby byla zajištěna výsledná celková výměra erozně ohrožených plocha na ploše orné půdy (kultury R, U, G v LPIS) dle harmonogramu se čtyřletým cyklem viz Tabulka 10.

Tabulka 10. Harmonogram postupného navyšování ochrany před erozí (Novotný et al. 2017).

Účinnost	Plocha kultury R, U, G v LPIS pod ochranou (%)
od 1. července 2018 do 30. června 2022	25
od 1. července 2022 do 30. června 2026	35
od 1. července 2026 do 30. června 2030	45
od 1. července 2030	60

Postupný harmonogram sice pomůže dosáhnout co nejhladší adaptaci způsobu hospodaření, díky tomu se však mohou především v prvních letech objevit těžko postižitelné případy eroze, které ač budou způsobovat velké škody, budou z pohledu vyhlášky pod limitem přípustné míry erozního ohrožení zemědělské půdy. V těchto případech má být dána hospodářickému subjektu možnost dobrovolně změnit hospodaření tak, aby k těmto škodám dále nedocházelo. Pokud této šance hospodářící subjekt nevyužije, podmínky zajišťující pozvolný náběh požadavků a lepší možnost adaptace způsobu hospodaření budou upraveny skokově směrem k vyšším nárokům na protierozní ochranu (Novotný et al. 2017).

V rámci prováděného Monitoringu eroze zemědělské půdy, v návaznosti na úkoly k bodu č. 7 z PM MZe č. 33/2012 ze dne 2. října 2012, Informace pro pana ministra MZe (č. j. 10030/2015-MZE-14143) ze dne 16. 3. 2015 a úkoly k bodu č. 3 z PV MZe č. 19/2016 ze dne 7. června 2016 s cílem aktualizace efektivní implementace přístupu sledování projevů eroze s možností reakce na konkrétní, dosud těžko postižitelné případy, je připraven Metodický postup řešící zařazování částí monitorovaných dílů půdních bloků (DPB) s projevem eroze do mírně erozně ohrožených (MEO) a silně erozně ohrožených oblastí (SEO). Cílem metodiky je stanovení postupu pro řešení zařazování částí monitorovaných dílů půdních bloků s projevem eroze do MEO a SEO půd a zefektivnění implementace ochrany zemědělského půdního fondu před erozí a jejími následky sledováním projevů eroze s možností reakce na konkrétní, dosud těžko postižitelné případy, přestože jsou u některých z nich vymezeny a dodržovány povinnosti vyplývající z Kontroly podmíněnosti. Tento systém, jako jistou pojistku funkčnosti protierozní ochrany jako celku, je nezbytné zahrnout i do protierozní vyhlášky. Principiálně jde o změnu přípustné míry erozního ohrožení G_p , v určité lokalitě, při splnění určitých podmínek (Novotný et al. 2017).

Těmito podmínkami jsou:

A) jde o jeden z následujících typů událostí:

- opakování erozní události na DPB nebo jeho části, erozní parcele či EUC, mimo rámec jednoho osevu,
- vážné ohrožení intravilánu měst a obcí,
- vážné ohrožení komunikací,
- vážné ohrožení útvarů povrchových vod,

- vážné ohrožení dalšího majetku fyzických a právnických osob vlivem erozní události,
- vážné ohrožení ZPF vlivem erozní události,
- emědělcem neakceptovaná agrotechnická opatření na základě schválené KoPÚ (Komplexní pozemková úprava).

B) jsou splněny obě následující podmínky:

- EUC v němž došlo k erozní události (událostem) se nachází na erozně ohrožené ploše. Tedy mediánová hodnota $C_p \cdot P_p$ v EUC je menší nebo rovna 0.4.
- Aplikovaný osevní postup a agrotechnika nemají dostatečný ochranný účinek (nevyhověly přípustné ztrátě půdy), tedy zjištěná hodnota $C \cdot P$ je větší než hodnota mediánu $C_p \cdot P_p$ v posuzovaném EUC. Vyhodnocení je prováděno výhradně Protierozní kalkulačkou.

4.4 Přirozená obnova půdy

Podle Alexander (1988) je v nejširším slova smyslu přirozený proces tvorby půdy v jakémkoliv místě zahrnuje pojmy jako produkce půdy, tvorba půdy, geneze půdy, pedogeneze nebo obnova půdy (Brady a Weil 2002).

Vlastní pedogeneze zahrnuje mnoho procesů, které mohou probíhat buď samostatně, nebo mnohem častěji i souběžně. Z pohledu erozního ohrožení půdy je možné na výslednou mocnost půdy nahlížet jako na rovnováhu mezi produkcí půdy a odstraňováním erozí. Pokud by existovala rovnováha v krajině, čistá míra eroze by byla stejná jako rychlost tvorby půdy (Heimsath et al. 2000; Montgomer 2007; Dosseto et al., 2008).

Z hlediska vývoje půdy jsou důležitými procesy proces zvětrávání vedoucí k vlastní tvorbě jemnozeme, a tedy i vlastního objemu půdy a také proces akumulace organických látek, který vede k tvorbě humusových horizontů, které jsou důležité z hlediska úrodnosti půdy. Dle Bui et al. (2011) je půda produktem chemického a fyzického zvětrávání podložní skály zvané saprolit. Faktory ovlivňující tvorbu a vrstvení půdy na povrchu Země zahrnují akumulaci organických látek na povrchu půdy a zvětrávání v půdně-saprolitovém rozhraní, erozi a biologické míchání nebo „bioturbaci“ (např. Paton et al. 1995; Heimsath et al. 2000). Zatímco zvyšující se obsah organických látek na povrchu půdy obnovuje ukládání živin do ornice nebo „horizontu“, zvýšením tloušťky zakořeněné zóny v celém půdním profilu vzniká při tvorbě půdy povětrnostními vlivy, saprolitové rozhraní a bioturbací organických a minerálních látek na rozhraní mezi horním a podložím.

Bui et al. (2011) dále uvádí, že míra obnovy horizontu A je pod lesy a travními porosty prostřednictvím hromadění organické hmoty mnohem rychlejší než rychlost produkce půdy při povětrnostních vlivech na rozhraní půda-saprolit. V USA se A horizont 10-15 cm může tvořit 50 roků (Hall et al. 1982); Schertz a Nearing (2006) uvádějí odhad 2,5 cm za 30 let u středně až středně hrubých strukturovaných půd, což odpovídá 120-180 letům v horizontu 10-15 cm. V Austrálii, Hill (2003) cituje práci P.A. Yeomans, inovativní zemědělec, který byl schopný vytvořit 10 cm drobné černé půdy během 3 let na vrcholu zvětralých červené břidlice pomocí rostlin a orby techniky určené pro budování organické hmoty v ornici.

Rychlost tvorby půdy je předmětem vědeckého zájmu a je často snaha tyto procesy kvantifikovat a tvořit modely zachycující proces tvorby půd.

V ideálním případě by modely tvorby půdy (např. Hoosbeek a Bryant 1992; Minasny a McBratney 2001) byly vyvinuty a validovány v takovém rozsahu, že by byly pro jakýkoliv typ půdy, v rámci jakéhokoliv využití půdy, praxe v hospodaření s půdou, v každém regionu a přesnými odhady rychlosti tvorby půdy. Ještě lepší by byl stupeň vývoje modelu, který by mohl odhadnout míru tvorby půdy pro budoucí scénáře změny klimatu. Obecně se uznává, že „přirozená“ eroze se v průběhu geologické historie značně lišila tím, jak se změnilo klima (Wilkinson a McElroy 2007). Základní vědecké poznatky o procesech tvorby půdy jsou však v současné době stále nedostatečné na to, aby podpořily používání mechanistických modelů tvorby půdy pro stanovení přijatelných rychlostí eroze půdy v kontextu ochrany životního prostředí.

4.4.1 Rychlost tvorby půd in situ (zvětrávání)

Verheijen et al. (2009) uvádí, že je k dispozici velmi málo přímých měření rychlosti tvorby půd. To je částečně způsobeno extrémně pomalou rychlostí tvorby půdy ve vztahu k lidskému životu a následnými obtížemi při přesném měření v terénu. Ze studií používajících různé metodiky v různých měřítcích je však možné vytvořit celkový obraz o rozsahu míry tvorby půdy (Tabulka 11), ačkoli diferenciaci těchto sazeb podle dominantních faktorů zůstává neupřesněna. Byly provedeny studie měření hmotnostní bilance, aby se zjistily rychlosti tvorby půdy. Alexander (1988) určil míru tvorby půdy pro 18 malých, nezemědělských, nekarbonátových substrátů (umístěných v Severní Americe, Evropě, Austrálii (Victoria) a Zimbabwe) s mělkými až středně hlubokými půdami měřením hodnot vstupů oxidu křemičitého a výstupy a související s tvorbou půdy. Rozpětí pro nerašelinové půdy bylo od 0,02 do 1,27 (průměr = 0,49) t.ha⁻¹.rok⁻¹. Pokud a do jaké míry by se tyto míry tvorby půdy zvýšily při využívání zemědělské půdy, není známo. Wakatsuki a Rasyidin (1992) použili podobné metody geochemické hmotnostní bilance na sedmi prvcích (Al, Fe, Ca, K, Mg, Na a Si) pro výpočet tvorby půdy v globálním měřítku v rozsahu od 0,37 do 1,29 (průměr = 0,7) t.ha⁻¹.rok⁻¹. Mnohem větší hmotnosti byly vypočteny pro dobře odvodněné a vysoké srážky v jihozápadním Japonsku, ale podmínky životního prostředí nejsou pro zbytek světa typické. Míry tvorby půdy v důsledku povětrnostních vlivů v povodích s převažujícími vápenci, popř. v povodích s převážnou litologií, byly odhadnuty na <0,1 t.ha⁻¹.rok⁻¹ (Alexander 1985). Jako alternativní metodu pro odvození míry tvorby půdy lze použít studium chronosquence, i když se zdá, že většina se zaměřuje spíše na procesy, které jsou zodpovědné za specifické parametry půdy než celkové míry tvorby půdy. Viz Huggett (1998) a Yoo a Mudd (2008) pro diskusi o metodických otázkách klasické práce v chronosquence.

Tabulka 11. Hlášené míry tvorby půdy vlivem zvětrávání (velké měřítko) (Verheijen et al. 2009).

Metodologie	Prostorové měřítko	Časové měřítko	Spodní limit (t.ha ⁻¹ .rok ⁻¹)	Horní limit (t.ha ⁻¹ .rok ⁻¹)	Reference
Hmotnostní bilance (Si)	Bez uhlíkaté; neúrodné; Severní Amerika, Evropa, Austrálie (Victoria), Zimbabwe	na	0,02	1,27	Alexander (1988)
Hmotnostní bilance (Al, Fe, Ca, K, Mg, Na, Si)	Globální		0,37	1,29	Wakatsuki and Rasyidin (1992)
In situ kosmogenní ¹⁰ Be a ²⁶ Al	Severní Kalifornie	na	0,39	0,91	Heimsath et al. (1997)
In situ kosmogenní ¹⁰ Be	Středoevropské řeky	10-40 Kyr	0,26	1,3	Schaller et al. (2001)
Kontinuální eroze / sedimentace	Globální	542 Myr	0,4	1,4	Wilkinson and McElroy (2007)
na	USA	na	0,3	1,1	Bennett (1939)

na = není k dispozici.

„Funkce tvorby půdy“ (tj. vztah mezi tvorbou půdy a hloubkou půdy) jsou odvozeny ze studií v oborech geologie a geomorfologie. Humphreys a Wilkinson (2007) popisují užitečný přehled tohoto tématu a doporučují, aby základní myšlenka tvorby půdy mohla být použita pro stanovení přípustné míry eroze půdy. Heimsath et al. (1997) používá měření in situ produkovaných kosmogenních koncentrací ¹⁰Be a ²⁶Al s měřenými hloubkami půdy, aby se ukázal inverzní vztah mezi rychlostmi tvorby půdy a hloubkou půdy v severní Kalifornii. Míra tvorby půdy se pohybovala od 0,39 t.ha⁻¹.rok⁻¹ pro hlubší půdy (cca 50 cm) do 0,91 t.ha⁻¹.rok⁻¹ pro mělké půdy (cca 5 cm), za předpokladu sypané hustoty 1,3 t.m⁻³. Shakesby a Doerr (2006) přezkoumali důkazy v literatuře o povětrnostních vlivech požáru, tj. tam, kde divoké „sopečné“ požáry odlupovaly skály (odtržení ve tvaru šupin) a jiné rozrušující účinky. Zjistili a ukázali, že tam, kde jsou požáry poměrně časté, může být důležitý další proces zvětrávání, i když je pravděpodobné, že se rychlost eroze zvýší současně.

Přirozené míry eroze půdy, o nichž se předpokládá, že jsou ekvivalentní mírám tvorby půdy, byly studiem geologické časové škály odhadnuty kontinentální eroze a sedimentace. Wilkinson a McElroy (2007) poskytli vyčerpávající analýzu četnosti subaeriální denudace v Phanerozoic, období 542 milionů let od Dolní Cambrian k Terciální Pliocene. Odhadují, že eroze byla v tomto období v průměru 5 Gt.rok⁻¹. Celosvětová rozloha půdy se pohybovala po celém území pananozoiku, ale s použitím kontinentální oblasti o rozloze 118 milionů km² se 5 Gt rok⁻¹ rovná průměrné přirozené míře eroze 0,4 t.ha⁻¹.rok⁻¹ během 542 milionů let. Schaller et al. (2001) měřili in situ produkované radionuklidy (¹⁰Be) v korytech středoevropských řek, aby odvodili průměrnou míru eroze půdy, přes posledních 10 000–40 000 let, při 0,26–1,3 t.ha⁻¹.rok⁻¹ (za předpokladu objemové hustoty 1,3 t.m⁻³). Mabit et al. (2008) diskutují o výhodách a omezení radionuklidů spadů pro hodnocení eroze půdy. Bennett (1939) uvedl, že míra tvorby půdy v USA se pohybuje v rozmezí od 0,3 do 1,1 t.ha⁻¹.rok⁻¹ (za předpokladu sypané hustoty 1,3 t.m⁻³), i když nspecifikoval použitou metodiku. V oblastech, kde se vyskytuje eolická depozice, je však obraz tvorby půdy složitější.

4.4.2 Rychlost tvorby půd v důsledku eolické depozice

Verheijen et al. (2009) uvádí, že Simonson (1995) zhodnotil význam eolické depozice na tvorbu půd. Zájmem výzkumu se stala jednak snaha kvantifikace množství takto usazovaného materiálu, a tak i jeho zdroj.

Obecně platí, že největším zdrojem prachu na Zemi je Severní Afrika. Z oblasti Sahary pochází 130 až 760 milionů t.rok⁻¹ z celkového množství 1000 až 3000 milionů t.rok⁻¹ na celém světě (Engelstaedter et al. 2006). Větší část saharského a perahaharského nebo sahelského prachu je odnášena do severního Atlantiku, ale odhaduje se, že značné částky budou uloženy na evropském kontinentu. Dalmeida (1986) použila údaje ze slunečního fotometru, které byly pořízeny na počátku 80. let, aby odhadla dodávku Saharského prachu do Evropy na 80–120 milionů tun ročně. Löye-Pilot et al. (1986) extrapolovali své údaje o poli z Korsiky, aby odhadli dodávku prachu do západního Středomoří na 3,9 milionu t.rok⁻¹.

Výzkum transportu a depozice prachu se za poslední desetiletí podstatně zvýšil (Engelstaedter et al. 2006). Analýzy družicových snímků a izotopové kompozice ukázaly, že Sahara je hlavním zdrojem prachu uloženého v Evropě (Middleton a Goudie 2001), i když prach pocházející z Číny byl zaznamenán také ve francouzských Alpách (Grousset et al. 2003). Analýza dálkového průzkumu Země používající spektrometr pro měření celkového ozonového mapování (TOMS AI) identifikovala cesty prachu ze severní Afriky do oblasti Středozemního moře (Middleton a Goudie 2001; Israelevich et al. 2002).

Eolická depozice nemá význam pouze z hlediska akumulace půdního materiálu, ale i z hlediska ovlivnění chemických půdních vlastností. Známý je vliv eolické depozice z oblasti Severní Afriky na Amazonii. Prach ukládající se na půdu z oblasti pouštního zdroje, může být považován za „cennější“ pro funkce půdy v novém místě, v podobném prostoru, že Sahelský prach zvyšuje produkci biomasy v amazonských lesích (např. Swap et al. 1992). Ačkoli se jedná o sporný pohled, větrná eroze jemných částic v Sahelu může přispět k tomu, že nedovolí místní vegetaci rozvoj. Simonsonův návrh je v předkládaném příspěvku přijat, pokud je uložena hodnota řádově tak velká, aby ji mohla půda zapracovat (tj. nebyla jím pohřbena).

Terénní měření depozice prachu jsou shrnuta v Tabulce 12. Jak Middleton a Goudie (2001) a Engelstaedter et al. (2006), jak četnost usazování prachu, tak průměrné roční množství usazeného prachu je větší než u jižní Evropy. Pro středomořskou Evropu, až po pyrenejské, alpské a karpatské pohoří, se míra depozice prachu pohybuje v rozmezí od 0,05 do 0,39 t.ha⁻¹.rok⁻¹. Severně od této horské propasti je rychlost depozice prachu nižší než 0,01 t.ha⁻¹.rok⁻¹. Lokální nebo regionální ukládání prachu (tj. nikoli z pouštního zdroje) bude mít pravděpodobně relativně velký dopad na rychlost ukládání prachu, ale malý rozsah. Vždy na úkor zdrojové oblasti.

Hodnota 0,2 t.ha⁻¹.rok⁻¹ pro jižní Evropu je rychlostí depozice prachu stejného řádu, jaká byla nalezena v Kalifornii, kde Reheis a Kihl (1995) měřily rychlost depozice prachu v rozmezí od 0,04 do 0,16 t.ha⁻¹.rok⁻¹ v jižní Nevadě a jihovýchodní Kalifornii a průměrnou hodnotu 0,30 t.ha⁻¹.rok⁻¹ v jihozápadní Kalifornii. Simonson (1995) zhodnotil význam depozice prachu na půdách a citoval odhady přibližně 3,0 t.ha⁻¹.rok⁻¹ depozice prachu v průměru pro půdy mezi skalistými horami a řekou Mississippi. To je mnohem větší hodnota než ta, která byla hlášena pro Evropu nebo Kalifornii, a může být vysvětlena zdrojovou oblastí v polosuché jihozápadní Unii, která dodává většinu svého prachu na východ.

Tabulka 12. Míry tvorby půdy pomocí depozice prachu (přizpůsobené Goudie a Middleton, 2001).

Umístění	Usazování prachu (t.ha ⁻¹ .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
Korsika	0,125
Střední Francie	0,01
Kréta	0,1-1,0
Kréta	0,195
Pyreneje	0,30-0,39

4.4.3 Celková rychlost tvorby půd

Verheijen et al. (2009) uvádí, že pro účely odvození celkových rychlostí tvorby půdy při hodnocení a monitorování eroze půdy a jejích dopadů se jeví jako rozumné odhadnout depozici prachu z pouští na cca 0.0 ne více než 0,2 t.ha⁻¹.rok⁻¹ v jižní Evropě a 0,0 t.ha⁻¹.rok⁻¹ v severní Evropě. Naproti tomu odhadovaná míra tvorby půdy (povětrnostními vlivy) pro současné podmínky v Evropě se pohybuje v průměru od cca 0,3 t.ha⁻¹.rok⁻¹ až cca 1,2 t.ha⁻¹.rok⁻¹. Mnohem nižší hodnoty (např. 0,004 t.ha⁻¹.rok⁻¹ pro čedičový matečný materiál v polosuché Austrálii – Pillans, 1997) a vyšší hodnoty (např. 5,7 t.ha⁻¹.rok⁻¹ pro velmi dobře odvodnitelné srážky na jihozápadě Japonsko – Wakatsuki a Rasyidin, 1992) byly hlášeny pro podmínky prostředí obecně nenalezené v Evropě. S ohledem na rychlost tvorby půdy jak povětrnostními vlivy, tak i depozicí prachu se proto odhaduje, že u většiny faktorů tvořících půdu ve většině evropských situací se rychlost tvorby půdy pravděpodobně pohybuje v rozmezí od cca. 0,3 až 1,4 t.ha⁻¹.rok⁻¹. Ačkoliv se současná dohoda o těchto hodnotách jeví jako poměrně silná, tak zůstává neznámá prostorová variabilita v rámci celé Evropy a stejně tak i to, jak je tvorba ovlivňována změnou klimatu, využíváním a obhospodařováním půdy v budoucnu. Lze očekávat, že se míra depozice prachu ve Středozezemním moři zvýší ve scénáři změny klimatu, který přinese rostoucí sucho do oblasti Sahelu, ale bude to znamenat, že více prachu bude uloženo také dále na sever Evropy, stejně jako je tomu u regionální a lokální odchylky v míře depozice prachu. Očekává se, že chemické zvětrávání vzroste tam, kde roste množství srážek. Zejména tam, kde je matečný materiál dobře propustný, i když se rychlost eroze půdy může současně zvyšovat stejnou nebo vyšší rychlostí (zejména v případě, kdy intenzita srážek zvyšuje). U půdy vytvořených na vápencových nebo granitických horninách je uváděno, že se formují v menším rozsahu, ačkoli soubor důkazů je relativně malý a více experimentální výzkum je potřebný pro tyto skupiny hornin, protože pokrývají podstatnou oblast v Evropě.

Podle Alexander (1988) jsou nejspolehlivější odhady rychlosti tvorby půdy ze zpevněných sedimentů nebo skalního podloží vycházející ze studií malých povodí, které se za posledních 20 let objevují stále častěji. Údaje z těchto studií byly přezkoumány a rychlost tvorby půdy vypočtena z rovnice elementární rovnováhy Barth (1961). Aproximovaná rovnice je popsána jako:

$$W = D + S,$$

kde W je hmotnost zvětralého horninového materiálu, S je hmotnost zbytku zvětralin horniny, respektive půdy tvořené zvětralým litickým materiálem a D je hmotnost rozpuštěných pevných látek mateční horniny, které ve formě roztoku odešly ze systému. Jde o aproximaci skutečnosti, protože chemické prvky v půdě mohou mít oxidační stavy odlišné od těch, které se nacházejí ve stejných prvcích ve svém původním materiálu, a tedy různé hmotnosti přidruženého kyslíku. Přibližná rovnice je však ve většině případů přiměřeně přesná. Protože W a S jsou neznámé proměnné, rychlost zvětrávání je počítána nejprve transformací Barthovi rovnice nebo přibližnou rovnicí obsahující poměr S / W spíše než S

$$W = D / (1 - S/W)$$

pak $S = W(S/W)$. Poměr S/W musí být odhadnut pro řešení přibližné rovnice, ale lze ji provést se značnou jistotou.

Obecný vztah je sice znám, ale existuje stále příliš málo spolehlivých výpočtů nebo odhadů rychlosti tvorby půdy pro vývoj modelu, který by dokázal předpovědět přesné míry tvorby půdy ze specifických matečných substrátů v konkrétním klimatu. Alexander (1988) vyvinul však rovnici, která může být použita k definování rozsahů hodnot, které lze očekávat pro míru tvorby půdy ze společných nekarbonátových hornin nebo sedimentů. Tyto rozsahy lze také považovat za rozsah tolerance vůči ztrátám půdy pro mělké nebo středně hluboké půdy.

4.4.3.1 Klima

Klima má vliv na rychlost i směr vývoje půdy (Walker a del Moral 2003), hraje hlavní roli při utváření půdních vlastností a determinuje prostředí pro život organismů (Buol et. al. 2011; Lavelle a Spain 2001). Klimatický faktor působí přímo, především teplotou a srážkami (Smolíková 1982; Buol et. al. 2011; Jenny 1941), které ovládají pohyb a množství vody v půdě, a tím translokaci látek a rychlost zvětrávání (Moravec et. al. 1994). Nepřímo působí klimatický faktor na biotu, zejména na vegetační kryt. Charakter klimatu určuje množství srážek a chod teplot. Vedle hlavních faktorů se při tvorbě a vývoji půd rovněž uplatňuje řada dalších faktorů (Tomášek 2003).

4.4.3.1.1 Vliv vody a srážek

Vliv na vývoj půd mají účinky vody v závislosti na formě, intenzitě srážek a jejich sezónní variabilitě, sklonu terénu a prostupnosti matečného materiálu a rychlosti evaporace (White 2003). Pouze část z celkového množství srážek se infiltuje do půdy, odkud se část

odstranění evaporací, nebo se transpiruje rostlinami. Ztráty vody z půdy těmito ději je nazývána evapotranspirací (Buol et. al. 2011). Infiltrace vody zapříčiňuje odstraňování jílu, organické hmoty, rozpustných solí a uvolněných bází (K, Na, Ca, Mg) z povrchových horizontů a ukládání materiálu do horizontu B (Buol et. al. 2011). Pokračováním infiltrované vody hlouběji, než dosahují kořeny rostlin, uvolňuje se koloidní materiál (Buol et. al. 2011), který se z půdy může vyplavit (White 2003), a způsobit zpomalení vývoje půd během primární sukcese (Walker & del Moral 2003).

Různé klimatické podmínky, intenzity dešťových srážek a sezónní změny evapotranspirace zapříčiňují poklesové pohyby vody v půdě, s výjimkou suchých klimatických oblastí (Buol et. al. 2011). V oblastech s vyšším výparem a nižším úhrnem srážek, dochází k pohybům vody vzhůru (White 2003). Voda pohybující se vzhůru, voda vzlínající, obohacuje svrchní horizonty půdy o rozpustné soli a karbonáty (Smolíková 1982). V suchých oblastech dokáží k akumulování rozpustných solí a způsobují zasolení půd. Hlavně chlorid sodný (NaCl) a jiné chloridy, sírany a hydrogenuhličitany a alkalických kovů a kovů alkalických zemin. K hromadění solí dochází také v nízko položených částech krajiny, kde se více zadržuje voda (White 2003). Zadržování solí v půdním profilu závisí na mobilitě prvků a rychlosti průtoku. Ve vlhčích oblastech je naopak větší ztráta solí a SiO₂ a dochází k rychlejšímu vyplavování látek a živin (White 2003), čímž je podpořena tvorba humusu (Smolíková 1982). Zvyšující srážky podporují produkci biomasy rostlin (Jenny 1941). Průměrné srážky v mírném klimatu vedou k vyšší produktivitě rostlin a rychlejší dekompozici (Walker & del Moral 2003), která často souvisí s rychlým hromaděním půdní organické hmoty (Walker et. al. 1996)

4.4.3.1.2 Vliv teploty

Teplota ovzduší má vliv na zvětrávací pochody, které jsou souborem mnoha reakcí (Smolík 1957). Přibývajícím teplota zrychluje reakce a dochází k rozkladu organických i anorganických látek a k tvorbě humusu (Smolíková 1982; Smolík 1957). Zvyšující se teplota vede také k vyšší aktivitě organismů, rychlejší mineralizaci a vzniku mocnějších půd (Smolík 1957). Tyto reakce přispívají ke snížení obsahu dusíku a organického uhlíku (Jenny 1941). V chladnějších polohách je v půdách více organické hmoty, jelikož biologický rozpad organického materiálu je zpomalován nízkou teplotou (Smolík 1957).

Teplota mění v půdě poměry a má velký vliv na její skupenství a pohyb vody v půdě. Snížením teploty dojde až k zmrznutí vody, veškeré chemické reakce způsobené vodou přestávají působit, ale pokračuje fyzikální zvětrávání prostřednictvím mrazu (Buol et. al. 2011). Způsoby zvětrávání jsou tedy jiné v humidních a perhumidních oblastech než v aridních, kde převládá výhradně chemické zvětrávání, nebo fyzikálně-chemické (Smolíková 1982).

Klimatická oblast ovlivňuje dle Smolíkové (1982) také nasycenost sorpčního komplexu:

- aridních oblastí jsou zastoupeny typy se sorpčním komplexem nasyceným kationtem K^{+I} a Na^{+I},
- semiaridní oblasti jsou zastoupeny převládajícími půdy s komplexem nasyceným kationtem Ca^{+II} a Mg^{+II} (vyplavení jednomocných Na a K),
- humidní oblasti jsou zastoupeny půdy s uplatňujícím iontem H a vznikem podzolů a sorpčně nenasyceného komplexu.

V podmínkách České republiky podléhá nejvíce vertikální translokaci v půdním profilu Ca, Mg, Na, K, následkem toho dojde k hromadění ve svrchní části půdy o Al, které způsobí okyselení prostředí (Smolík 1957).

4.4.3.2 Půdotvorné substráty

Matečná hornina je zásadním faktorem řídící proces tvorby půd díky své fyzikální a chemické vlastnosti (Walker & del Moral 2003). Po vystavení substrátu vlivům vnějšího prostředí začínají pracovat půdotvorné procesy, jako je zvětrávání, translokace a humifikace (Jenny 1941). Vliv na zvětrávání horniny mají její fyzikální vlastnosti (viz 4.4.3.2.1) a chemické složení (viz 4.4.3.2.2) (Tomášek 2003).

4.4.3.2.1 Vliv fyzikálního složení matečné horniny

Horniny mají rychlost fyzikálního zvětrávání velmi rozdílnou a je ovlivněna skladbou, texturou, a obsahem bazických kationtů v minerálech. Obecně plat, že více vzdorují zvětrávacím pochodům a půdnímu vývoji kompaktní horniny. Následují horniny jemnozrnné s porfyrickým složením a horniny hrubozrnné (Smolíková 1982). Lehce zvětrávají syké sedimenty: vápnná spraš, sprašové hlíny, hlinité holocenní náplavy, dále písčité a štěrkové sedimenty a pak pevné sedimenty: jílové břidlice, pískovce a slepence. A také lehce zvětrávají metamorfity: ruly, fylity, svory, a některé vyvřeliny jako například gabro a čedič. Nejméně snadno zvětrávají kyselé vyvřeliny: žula, porfyr (Smolík 1957).

Vrstevnatost sedimentů je také určující vlastnost. Lépe zvětrávají jemně vrstvené sedimenty než hrubě lavicové (Smolíková 1982). Záleží na síle, mocnosti a uložení vrstev. Horniny s horizontálními vrstvami jsou nejodolnější, jako u opuk a slínů. Rychlost zvětrávání ovlivňuje také struktura horniny. Horniny s hrubou strukturou (gastro, žula) zvětrávají snadněji a celistvé s jemnou strukturou hůře (čedič) (Smolíková 1982). Dle Elgersma (1998) je sledovatelný rozdíl ve struktuře a kompaktnosti eolických a fluvio-periglaciálních uložení. Eolický písek je bez kompaktních vrstev a má více homogenní strukturu a z tohoto důvodu je dobře odvodněný. Fluvio-periglaciální uložení mají texturu a kompaktnost více heterogenní a odvodněnost není tak snadná.

4.4.3.2.2 Vliv chemického složení matečné horniny

Minerální složení půdy v počátečních fázích je ovlivněno především prvky, které pochází z rozpadlé matečné horniny (Jenny 1941). To následně ovlivňuje rychlost zvětrávání, vznik sekundárních jílu a průběh půdotvorných procesů. Jíly a uvolněné živiny při chemickém zvětrávání určují sorpční komplex a pH, barvu a stabilitu (Smolíková 1982).

Nestejněměrné zvětrávání hornin a tvorba půdy vzniká díky rozdílnému chemickému složení matečné horniny a prvků uvolněných při horninovém rozpadu (viz Tabulka 13). Důležité jsou prvky tvořící kostru půdy (O, Si, Al, Fe) a obsah bazických kationtů (Ca, Mg, K, Na), které řídí průběh a směr půdotvorných procesů. Nejvýrazněji souvisí v uplatnění s obsahem bází, zejména vápník a hořčík, na jejichž množství závisí rychlost vyluhování půdy a charakter sorpčního komplexu. Mimo obsahu vápníku a hořčíku, se vyskytují ještě hlavní

rostlinné živiny draslík a fosfor. Důležité je harmonické množství prvků v hornině (Smolíková 1982; Tomášek 2003). Minerálně bohaté půdy vznikají na čedičích, gabrech, slínech a slinitých vápencích (Jenny 1941).

Tabulka 13. Vlivy prvků uvolněných při zvětrávání z hornin (Jenny 1941).

Prvek	Vliv na vývoj půd
Si a Al	poskytují „skelet“ pro výrobu jílových koloidů
Fe a Mn	jsou důležité pro oxidačně-redukční procesy a silně ovlivňují barvu půd
K a Na	obsahují dispergační látky pro jílové a humusové koloidy
Ca a Mg	mají vysokou flokulační sílu a zajišťují stabilitu půd

4.4.3.3 Reliéf

Vývoj půd je reliéfem ovlivňován expozicí, nadmořskou výškou a sklonem svahu. Základním parametrem eroze je sklon. Pokud je reliéf členitý, ovlivňuje místní vzdušné proudění. Mikroklima a výskyt vegetace je závislá na nadmořské výšce, která ovlivňuje teplotu a srážky spolu s expozicí svahu. Výškou teplota klesá a srážkové úhrny stoupají (Jenny 1941).

Na mírně sklonitých terasách se vlivem zvětrávání tvoří pohyblivě sutě, které pozitivně ovlivňují rekolonizaci vegetace. Příkřejší svahy např. v lomech se sklonem přesahujících 60°, jsou většinou bez vegetace (Tichý 2006; Yuan et al. 2006). Příkré svahy svými vlastnostmi zamezují zachycování půdních částic a tím se zpomaluje vývoj půdy. Půda a vegetace vzniká u příkrých svahů pouze v nepravidelných dutinách, prasklinách a vzácně na plochých místech vytvořených těžbou (Yuan et al. 2006). Čím je svah prudší, tím jsou méně vyvinuté půdy a je větší vliv matečné horniny na půdní chemismus a na druhovou skladbu místa (Slavíková 1986).

Tvorby horizontů, hlavně rychlost změn, jsou závislé na erozi. Na rozdíl od půd na plochém reliéfu, se půdy na svazích formují kumulativními procesy a mají málo vyvinuté horizonty (Sumner 2000). Na úpatích a v depresích může docházet k tzv. pohřbívání půd (Smolíková 1982), které vznikají při přerušení vývoje organického horizontu jeho překrytím (Walker a del Moral 2003).

5 Systém nastavení limitů pro dlouhodobou udržitelnost

Dle Bui et al. (2011) je pojem „udržitelné zemědělství a postupy hospodaření s půdou“ paralelní s pojmem „udržitelný rozvoj“, který je „rozvojem uspokojujících potřeb současnosti, aniž by ohrozil schopnost budoucích generací uspokojovat své vlastní potřeby“ (WCED 1987). Udržitelnost se stala ústředním principem environmentální politiky v Austrálii (Dovers 1990). Míry eroze vodou jsou používány jako indikátor udržitelnosti zemědělství v hlášeních Australského státu životního prostředí (např. Lu et al. 2001). V definici udržitelnosti existuje implicitní představa o vzdálené budoucnosti, ačkoli kolik „budoucích generací“ není výslovně uvedeno. V kontextu eroze lze předpokládat, že přírodní míry budou dlouhodobě udržitelné (≥ 1000 let nebo v geologickém časovém měřítku); jedná se o základní sazby, které mohou být použity jako reference pro porovnání současných a budoucích rychlostí eroze.

Pokud má být systém udržitelný, mělo by platit, že tolerovatelná míra eroze může být taková, aby odpovídala přirozené obnově půd. Případně taková, že nebude docházet k vyčerpání zdrojů v rozumném časovém měřítku.

Přístupná ztráta půdy vodní erozí popsaná v kapitole 4.2.1.4 (Tabulka 7) zobrazuje limit přípustné ztráty k 1. červenci 2018 u půd mělkých (< 30 cm) $4,0 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$, u půd středně hlubokých (30–60 cm) a hlubokých (> 60 cm) $17,0 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$. Rychlost tvorby půdy je odvozena od místa a způsobu vzniku. Záleží na faktorech jako např. na klimatu, vodě a srážkách, teplotě a na složení půdotvorného substrátu. Rychlost tvorby půd in situ nerašelinové půdy bylo Alexanderem (1988) zjištěno rozpětí od 0,02 do 1,27 (průměr = 0,49) $\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$. Wakatsuki a Rasyidin (1992) použili metody geochemické hmotnostní bilance na sedmi prvcích (Al, Fe, Ca, K, Mg, Na a Si) pro výpočet tvorby půdy zvětráváním v globálním měřítku s výsledkem rozsahu od 0,37 do 1,29 (průměr = 0,7) $\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$. Heimsath et al. (1997) došel k závěru díky měření in situ produkovaných kosmogenních koncentrací ^{10}Be a ^{26}Al s měřeními hloubkami půdy. Ukázal inverzní vztah mezi rychlostmi tvorby půdy a hloubkou půdy v severní Kalifornii. Míra tvorby půdy se pohybovala od 0,39 $\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ pro hlubší půdy (cca 50 cm) do 0,91 $\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ pro mělké půdy (cca 5 cm), za předpokladu sypné hustoty $1,3 \text{ t}\cdot\text{m}^{-3}$. V oblastech, kde se vyskytuje eolická depozice je však tvorba půdy složitější. Middleton a Goudie (2001) a Engelstaedter et al. (2006) uvedli, že pro středomořskou Evropu, až po pyrenejské, alpské a karpatské pohoří, se míra depozice prachu pohybuje v rozmezí od 0,05 do 0,39 $\text{t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$. S ohledem na rychlost tvorby půdy povětrnostními vlivy i depozicí prachu se odhaduje, že ve většině evropských situací se u většiny faktorů tvořících půdu rychlost tvorby půdy pravděpodobně pohybuje v rozmezí od cca. 0,3 až $1,4 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$ (Verheijen et al. 2009).

Porovnáním hodnot přístupné ztráty půdy vodní erozí s hodnotami rychlosti tvorby půdy dojdeme ke zjištění, že jsou nastavené limity nedostatečné. Limity se sice postupem času zpřísnují a k datu 1. července 2030 mají být limity stanoveny na hodnoty u půd mělkých (< 30 cm) $1,0 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$, u půd středně hlubokých (30–60 cm) a hlubokých (> 60 cm) $5,0 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{rok}^{-1}$. Ale o kolik důležité součásti života do té doby přijdeme? Budou limity v roce 2030 dostatečné, když porovnáním hodnot tvorby půd a přípustné ztráty je již nyní patrné, že bude docházet stále k většímu odsunu půdy než jejímu vzniku? Ke zlepšování stavu by měla pomoci legislativa, která má možnosti kontrol a udává směr, ale hlavně by se měl zlepšit přístup lidí k půdě jako takové.

6 Závěr

Tato práce se zabývala problematikou obecných podmínek eroze, faktorů eroze a vlivu jednotlivých forem na degradaci půd, dynamiku tvorby půd s ohledem na možné limity eroze ve vztahu k udržitelnému užívání zemědělské půdy. Cílem bylo zhodnocení nastavení limitů eroze s ohledem na hloubku půdy a rychlost obnovy půd v různých geologicko-geomorfologických celcích. Práce se snažila kriticky zhodnotit limity možné ztráty půdy nastavené v rámci legislativy a zjistit, zda skutečně odpovídají ztrátě půdy, která je akceptovatelná z hlediska udržitelného rozvoje. Zjištěné údaje nám dovolují vyslovit tyto závěry:

- Rychlost obnovy půd je rozdílná v různých geologicko-geomorfologických celcích dle místa a způsobu vzniku. Je ovlivněna faktory, jako např. klimatem, vodou a srážkami, teplotou a složením půdotvorného substrátu.
- Legislativa udává podmínky a kontroluje přístupnou míru erozního ohrožení, které se snaží zajišťovat trvalou udržitelnost hospodaření na zemědělské půdě, ale také zohledňovat ekonomickou náročnost realizace protierozních opatření. Resort Ministerstva zemědělství České republiky stanovil harmonogram postupného navyšování úrovně vyžadované protierozní ochrany s výhledem do roku 2030 se čtyřletým cyklem tak, aby byla zajištěna výsledná celková výměra erozně ohrožených plocha na ploše orné půdy (kultury R, U, G v LPIS).
- Porovnáním hodnot přístupné ztráty půdy erozí s hodnotami rychlosti tvorby půdy došlo ke zjištění, že jsou nastavené limity nedostatečné. Dle harmonogramu postupného navyšování úrovně vyžadované protierozní ochrany dojde ke zlepšení situace, ale tvorba půd nepokryje její ztrátu. Tím byl splněn cíl práce, tedy kritické zhodnocení limitů možné ztráty půdy nastavené v rámci legislativy.

7 Seznam literatury

- Alexander EB. 1988. Rates of soil formation: implications for soil-loss tolerance. *Soil Science* 145 (1): 37–45.
- Alexander EB. 1985. Rates of soil formation from bedrock or consolidated sediments. *Physical Geography* 6 (1): 25–42.
- Barring L, Jonsson P, Mattsson JO, Ahman R. 2003. Wind erosion on arable land in Scania, Sweden and the relation to the wind climate – a review. *Catena* 52 (3–4): 173–190.
- Barth TFW. 1961. Abundance of the elements, areal averages, and geochemical cycles. *Geochim. Cosmochim. Acta* 23: 1-8.
- Bazzoffi P. 2009. Soil erosion tolerance and water runoff control: Minimum environmental standards. *Regional Environmental Change*, 9(3): 169-179.
- Beer T, Ziolkowski F. 1996. Environmental risk assessment—an Australian perspective. In: Norton TW et al. *Risk and Uncertainty in Environmental Management*, Centre for Resource and Environmental Studies. Australian National University, Canberra, ACT, pp.: 3–13.
- Bennet HH. 1939: *Soil Conservatin*. New York, London.
- Bennet HH. 1955. *Elements of Soil Conservatin*. New York, Toronto, London, McGraw-Hill.
- Brady NC, Weil RR. 1996. *The Nature and Properties of Soils* (11th ed.) (New Jersey: Prentice Hall).
- Brady NC, Weil RR. 2002. *The Nature and Properties of Soils*, 10. Prentice-Hall.
- Breshears DD, Whicker JJ, Johansen MP, Pinder JE 2003. Wind and water erosion and transport in semi-arid shrubland, grassland and forest ecosystems: quantifying dominance of horizontal wind-driven transport. *Earth Surface Processes and Landforms* 28 (11): 1189–1209.
- Blong RJ, Graham OP, Veness JA. 1982. The role of sidewall processes in gully development; some N.S.W. examples. *Earth Surface Processes and Landforms* 7: 381–385.
- Bui EN, Hancock GJ, Chappell A, Gregory L. 2010. Evaluation of Tolerable Erosion Rates and Time to Critical Topsoil Loss in Australia. CSIRO Sustainable Agriculture Flagship-C4oC Report. <http://www.nrm.gov.au/publications/books/soilcondition/topsoil-loss.html>.
- Bui EN, Hancock GJ, Wilkinson SN. 2011. 'Tolerable' hillslope soil erosion rates in australia: Linking science and policy. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 144(1): 136-149.
- Buol SW, Southard RJ, McDaniel PA. 2011: *Soil Genesis and Classification*. Wiley-Blackwell, Hoboken, USA, 574 s.
- Cablík J, Jůva K. 1963: *Protierozní ochrana půdy*. Praha, SZN.
- CBD. 1992. Convention on biological diversity. Accessed 16 February 2012, available at: <http://www.cbd.int/convention/text/>.

- Cerdan O, Poesen J, Govers G, Saby N, Le Bissonnais Y, Gobin A, Vacca A, Quinton J, Auerswald K, Klik A, Kwaad FJPM, Roxo MJ. 2006. Sheet and rill erosion. In: Boardman J, et al. *Soil Erosion in Europe*. Wiley and Sons, Chichester, pp.: 501–518.
- Dalmeida GA. 1986. A model for saharan dust transport. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 25 (7): 903–916.
- De Ploey J. 1989. *A Soil Erosion Map for Western Europe*. Catena Verlag.
- De Vente J, Poesen J, Verstraeten G, Van Rompae A, Govers G. 2008. Spatially distributed modelling of soil erosion and sediment yield at regional scales in Spain. *Global and Planetary Change* 60 (3–4): 393–415.
- Dosseto A, Turner SP, Chappell J. 2008. The evolution of weathering profiles through time: new insights from uranium-series isotopes. *Earth Planetary Sci. Lett.* 274 (3-4): 359–371.
- Dovers SROV. 1990. Sustainability in context – an Australian perspective. *Environ. Manage.* 14 (3): 297–305.
- EEA. 1998. *Europe's environment: the second assessment*. Office for official Publications of the European Communities ed., Luxembourg.
- European Commission. 1998. *European Community Biodiversity Strategy (COM (98) 42)*. Commission of the European Communities, Luxembourg: Office for Official Publications of the European Communities. Accessed 16 February 2012, available at: <http://biodiversity-chm.eea.eu.int/convention/ECBS/fulltext.html>.
- European Commission. 2006. *Communication from the Commission to the Council, the European Parliament, the European Economic and Social Committee and the Committee of the Regions: Thematic Strategy for Soil Protection*. COM (2006)231. Accessed 16 February 2012, available at: <http://ec.europa.eu/environment/soil/>.
- Elgersma AM. 1998: Primary forest succession on poor sandy soils as related to site factors. *Biodiversity and Conservation* 7.: 193-206.
- Engelstaedter S, Tegen I, Washington R. 2006. North African dust emissions and transport. *Earth-Science Reviews* 79 (1–2): 73–100.
- Evans R. 1990. Soils at risk of accelerated erosion in England and Wales. *Soil Use and Management* 6 (3): 125–130.
- Evans R. 1996. *Soil Erosion and Its Impacts in England and Wales*. London.
- Fullen MA, Brandsma RT. 1995. Property changes by erosion of loamy sand soils in east Shropshire, UK. *Soil Technology* 8: 1–15.
- Granger DE, Riebe CS. 2007. 5.19 - Cosmogenic Nuclides in Weathering and Erosion. In: Holland, H.D. et al. *Treatise on Geochemistry*. vol. 5. Pergamon, Oxford, pp.: 1–43.
- Grimm M, Jones RJA, Montanarella L. 2001. *Soil erosion risk in Europe*. European Soil Bureau, Institute for Environment & Sustainability, JRC Ispra. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg ed.

- Goossens D, Gross J, Spaan W. 2001. Aeolian dust dynamics in agricultural land areas in lower Saxony, Germany. *Earth Surface Processes and Landforms* 26 (7): 701–720.
- Govers G, Quine TA, Walling DE. 1993. The effect of water erosion and tillage movement on hill slope profile development: a comparison of field observations and model results. In: Wicherek, S. (Ed.), *Farm Land Erosion: In Temperate Plains Environments and Hills*. Elsevier, pp.: 285–300.
- Govers G, Quine TA, Desmet PJJ., Walling, D.E., 1996. The relative contribution of soil tillage and overland flow erosion to soil redistribution on agricultural land. *Earth Surface Processes and Landforms* 21: 929–946.
- Govers G, Gimenez R, Van Oost K. 2007. Rill erosion: exploring the relationship between experiments, modelling and field observations. *Earth-Science Reviews* 84 (3–4): 87–102.
- Hall GF, Daniels RB, Foss JE. 1982. Rate of soil formation and renewal in the USA. In: *Determinants of Soil Loss Tolerance*, ASA Special Publication Number 45. American Society of Agronomy, Madison, WI.
- Heimsath AM, Dietrich WE, Nishiizumi K, Finkel RC. 1997. The soil production function and landscape equilibrium. *Nature* 388 (6640): 358–361.
- Heimsath AM, Chappell J, Dietrich WE, Nishiizumi K, Finkel RC. 2000. Soil production on a retreating escarpment in southeastern Australia. *Geology* 28 (9): 787–790.
- Heimsath AM, Fink D, Hancock GR. 2009. The ‘humped’ soil production function: eroding Arnhem Land, Australia. *Earth Surf. Process. Landf.* 34 (12): 1674–1684.
- Hellman G. 1906: *Die Niederschläge in den Norddeutschen Stromgebieten*, Berlin.
- Hill SB. 2003. Yeomans keyline design for sustainable soil, water, agroecosystem and biodiversity conservation: a personal social ecology analysis, in: Wilson BP et al. *Agriculture for the Australian Environment*. Proceedings of the 2002 Fenner Conference on the Environment. Johnstone Centre, Charles Sturt University, Albury, NSW. [http://csu.edu.au/special/fenner/papers/ref/04%20Hill Stuart.pdf](http://csu.edu.au/special/fenner/papers/ref/04%20Hill%20Stuart.pdf).
- Huber S et al. 2008. *Environmental Assessment of Soil for Monitoring: Volume I Indicators & Criteria*. EUR 23490 EN/1 (Luxembourg: Office for the Official Publications of the European Communities).
- Huggett RJ. 1998. Soil chronosequences, soil development, and soil evolution: a critical review. *Catena* 32: 155–172.
- Humphreys GS, Wilkinson MT. 2007. The soil production function: a brief history and its rediscovery. *Geoderma* 139 (1–2): 73–78.
- Holý M. 1994. *Eroze a životní prostředí*. Praha, ČVUT Praha, 383 s.
- Hoosbeek MR, Bryant RB. 1992. Towards the quantitative modeling of pedogenesis - a review. *Geoderma* 55 (3–4): 183–210.
- Chappell A. 1999. The limitations of using Cs-137 for estimating soil redistribution in semi-arid environments. *Geomorphology* 29 (1–2): 135–152.

- Chappell A, Thomas AD. 2002. Modelling to reconstruct recent wind erosion history of fields in eastern England. In: Lee JA et al. ICAR5/GCTE-SEN Joint Conference. USA Publication International Center for Arid and Semiarid Lands Studies. Texas Tech University, Lubbock, Texas, p. 309.
- Grousset FE, Ginoux P, Bory A, Biscaye PE. 2003. Case study of a Chinese dust plume reaching the French Alps. *Geophysical Research Letters* 30 (6): 10–11.
- Israelevich PL, Levin Z, Joseph JH, Ganor E. 2002. Desert aerosol transport in the Mediterranean region as inferred from the TOMS aerosol index. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres* 107 (21) art. no.: 4572.
- Ivy-Ochs S, Schaller M. 2009. Examining processes and rates of landscape change with cosmogenic radionuclides. In: Ivy-Ochs et al. *Environmental Radionuclides: Tracers and Timers of Terrestrial Processes*. Elsevier, pp.: 231–294.
- Jandák J, Pokorný E, Prax A. 2007. *Půdoznalství*. 2. vyd. Brno: Mendělova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, 142 s.
- Janeček M et al. 2005. *Ochrana zemědělské půdy před erozí*. VÚOP Praha, 195 s.
- Jeffery S et al. 2010. *European Atlas of Soil Biodiversity* (Luxembourg: European Commission, Office for Official Publications of the European Communities).
- Jenny H. 1941. *Factors of Soil Formation: A System of Quantitative Pedology*. McGraw-Hill, New York, 272 s.
- Jones RJA et al. 2004. Nature and extent of soil erosion in Europe. In: Van-Camp L et al. *Reports of the Technical Working Groups Established Under the Thematic Strategy for Soil Protection. Volume II Erosion*. EUR 21319 EN/2. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg, pp.: 145–185.
- Kasperson R et al. 1990. *Understanding Global Environmental Change: The Contributions of Risk Analysis and Management*, Clark University, Worcester, MA.
- Kirkby MJ, Le Bissonais Y, Coulthard TJ, Daroussin J, McMahon MD. 2000. The development of land quality indicators for soil degradation by water erosion. *Agriculture Ecosystems and Environment* 81: 125–136.
- Kirkby MJ et al. 2004. *Pan-European Soil Erosion Risk Assessment: the PESERA map. Version 1 October 2003*. Explanation of Special Publication Ispra 2004 No.73 (S.P.I.04.73), European Soil Bureau Research Report No.16, EUR 21176. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg. 18 pp.
- Kozmenko AA. 1954. *Borba s erozijej počv*. Moskva.
- Lavelle P, Spain AV. 2001. *Soil Ecology*. Kluwer Academic Publishers, Secaucus, USA, 683 s.
- Li L, Shuhan D, Wu L, Liu G. 2009. An overview of soil loss tolerance. *Catena* 78: 93–99.
- Lindstrom MJ, Nelson WW, Schumacher TE. 1992. Quantifying tillage erosion rates due to moldboard plowing. *Soil and Tillage Research* 24 (3): 243–255.

- Lindstrom MJ, Schumacher JA, Schumacher TE. 2000. TEP: a Tillage Erosion Prediction model to calculate soil translocation rates from tillage. *Journal of Soil and Water Conservation* 55 (1): 105–108.
- Lobb DA, Kachanoski RG, Miller MH. 1995. Tillage translocation and tillage erosion on shoulder slope landscape positions measured using cs-137 as a tracer. *Canadian Journal of Soil Science* 75 (2): 211–218.
- Lobb DA, Kachanoski RG, Miller MH. 1999. Tillage translocation and tillage erosion in the complex upland landscapes of southwestern Ontario, Canada. *Soil and Tillage Research* 51 (3–4): 189–209.
- Löye-Pilot MD, Martin JM, Morelli J. 1986. Influence of saharan dust on the rain acidity and atmospheric input to the mediterranean. *Nature* 321 (6068): 427–428.
- Lu H, Gallant J, Prosser IP, Moran C, Priestley G. 2001. Prediction of sheet and rill erosion over the Australian continent, incorporating monthly soil loss distribution. CSIRO Land and Water Technical Report 13/01. <http://www.clw.csiro.au/publications/technical2001/tr13-01.pdf>.
- Mabit L, Benmansour M, Walling DE. 2008. Comparative advantages and limitations of the fallout radionuclides 137 Cs, 210 Pbex and 7 Be for assessing soil erosion and sedimentation. *Journal of Environmental Radioactivity* 99 (12): 1799–1807.
- Mandal D, Dadhwal KS, Khola OPS, Dhyani BL. 2006. Adjusted T values fo conservation planning in Northwest Himalayas of India. *J. Soil Water Conserv.* 61: 391–397.
- Mech SJ, Free GA. 1942. Movement of soil during tillage operations. *Agricultural Engineering* 23: 379–382.
- Middleton NJ, Goudie AS. 2001. Saharan dust: sources and trajectories. *Transactions of the Institute of British Geographers* 26 (2): 165–181.
- Minasny B, McBratney AB. 2001. A rudimentary mechanistic model for soil formation and landscape development II. A two-dimensional model incorporating chemical weathering. *Geoderma* 103 (1–2): 161–179.
- Moravec J et al. 1994. *Fytocenologie*. Academia, Praha, 403 s.
- Montgomery DR. 2007. Soil erosion and agricultural sustainability. *PNAS* 104, 13268–13272. <http://www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.0611508104>.
- Mráček Z, Krečmer V 1975. *Význam lesa pro lidskou společnost*. Praha, SZN.
- Nachtergaele J, Poesen J. 1999. Assessment of soil losses by ephemeral gully erosion using high-altitude (stereo) aerial photographs. *Earth Surfaces Processes and Landforms* 24: 693–706.
- Nachtergaele J, Poesen J, Steegen A, Takken I, Beuselinck L, Vandekerckhove L, Govers G. 2001. The value of a physically based model versus an empirical approach in the prediction of ephemeral gully erosion for loess-derived soils. *Geomorphology* 40: 237–252.

- Němeček J, Smolíková L, Kutílek M. 1990. Pedologie a paleopedologie. Academia Praha, 546 s.
- Novotný I, Holub J, Mistr M, Juřicová A, Drožen M. 2017. Příručka aplikace „Protierozní kalkulačka“: [aktualizované znění - listopad 2017]. 2., aktualiz. vyd. Praha: Ministerstvo zemědělství.
- Novotný, I. et al. 2014. Příručka ochrany proti vodní erozi: [aktualizované znění - leden 2014]. 2., aktualiz. vyd. Praha: Ministerstvo zemědělství. ISBN isbn978-80-87361-33-7.
- OECD. 2001. Environmental indicators for agriculture. Methods and results, vol 3. In: OECD (ed) Agriculture and food. ISBN 92-4- 18614-X, pp 409.
- Óskarsson H, Arnalds Ó, Gudmundsson J, Gudbergsson G. 2004. Organic carbon in Icelandic Andosols: Geographical variation and impact of erosion. *Catena*, 56: 225-238.
- Owens PN, Rickson RJ, Clarke MA. 2006a. Review of How Appropriate Current Mechanism and Advice on Best Practice for Control and Mitigation of Erosion is to Wind Tillage Co-Extraction with Root Vegetables in England and Wales, and Consideration of Alternative Methods and Advice. Cranfield University, UK. Last accessed 14/02 2009: <http://randd.defra.gov.uk/Default.aspx?Menu=Menu&Module=More&Location=None&ProjectID=14183&FromSearch=Y&Publisher=1&SearchText=wind%20erosion&SortString=ProjectCode&SortOrder=Asc&Paging=10#Description;%20>.
- Owens PN, Rickson RJ, Clarke MA, Dresser M, Deeks LK, Jones RJA, Woods GA, Van Oost K, Quine TA. 2006b. Review of the Existing Knowledge Base on Magnitude, Extent, Causes and Implications of Soil Loss Due to Wind, Tillage and Co-Extraction with Root Vegetables in England and Wales, and Recommendations for Research Priorities. Cranfield University, UK. Last accessed 14/02/2009: <http://randd.defra.gov.uk/Default.aspx?Menu=Menu&Module=More&Location=None&ProjectID=14183&FromSearch=Y&Publisher=1&SearchText=wind%20erosion&SortString=ProjectCode&SortOrder=Asc&Paging=10#Description;%20>.
- Owens PN, Rickson RJ, Clarke MA, Dresser M, Deeks LK, Jones RJA, Woods GA, Van Oost K, Quine TA. 2006c. Scoping study of soil loss through wind erosion, tillage erosion and soil co-extracted with root vegetables. DEFRA Research Project SP08007. Last accessed 14/02/2009: http://randd.defra.gov.uk/Document.aspx?Document=SP08007_6584_FRA.pdf.
- Paton TR, Humphreys GS, Mitchell PB. 1995. *Soils: A New Global View*. UCL Press, London.
- Phillips JD. 2010. The convenient fiction of steady-state soil thickness. *Geoderma* 156: 389–398.
- Pillans B. 1997. Soil development at snail's pace: evidence from a 6Ma soil chronosequence on basalt in north Queensland, Australia. *Geoderma* 80 (1–2): 117–128.
- Podhrázká J, Dufková J. 2005. Protierozní ochrana půdy. Brno, Mendělejev zemědělská a lesnická univerzita Agronomická fakulta Brno, 99 s.

- Poesen J, Nachtergaele J, Verstraeten G, Valentin C. 2003. Gully erosion and environmental change: importance and research needs. *Catena* 50 (2–4): 91–133.
- 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.
- Quine TA, Van Oost K, Walling DE, Owens PN. 2006. Development and Application of GIS-Based Models to Estimate National Rates of Soil Erosion by Tillage, Wind and Root Crop Harvest. University of Exeter, Exeter.
- Quine TA, Zhang Y. 2004. Re-defining tillage erosion: quantifying intensity-direction relationships for complex terrain. 1. Derivation of an adirectional soil transport coefficient. *Soil Use and Management* 20: 114–123.
- Quine TA, Desmet P, Govers G, Vandaele K, Walling D. 1994. A comparison of the roles of tillage and water erosion in landform development and sediment export on agricultural land, near Leuven, Belgium. In: Olive, L.J et al., *Variability in Stream Erosion and Sediment Transport*. IAHS Publication, pp.: 77–86.
- Reheis MC, Kihl R. 1995. Dust deposition in southern Nevada and California, 1984 – 1989 - relations to climate, source area, and source lithology. *Journal of Geophysical Research- Atmospheres* 100 (D5): 8893–8918.
- Riksen M, Brouwer F, de Graaff J. 2003. Soil conservation policy measures to control wind erosion in northwestern Europe. *Catena* 52 (3–4): 309–326.
- Roose E. 1996. Land husbandry: components and strategy. *FAO soils Bulletin N° 70*. FAO, Rome. 380 pp.
- Shakesby RA, Doerr SH. 2006. Wildfire as a hydrological and geomorphological agent. *Earth-Science Reviews* 74 (3–4): 269–307.
- Schaller M, von Blanckenburg N, Hovius N, Kubik PW. 2001. Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 188: 441–458.
- Schumm SA, Harvey MD, Watson CC. 1984. *Incised Channels: Morphology, Dynamics and Control*. Water Resources Publications, Colorado, U.S.A., p. 200.
- Schertz DL, Nearing MA. 2006. Erosion tolerance/soil loss tolerance. In: Lal, R. (Ed.), *Encyclopedia of Soil Science*, 2nd ed., Taylor & Francis. pp.: 640–642.
- Simon B, Gaál A, Marosfalvi Z, Hegymegi P, Szeder B, Micskei E. 2011. Tests on the methodology elaborated by the ENVASSO Project to measure the decline in soil biodiversity due to erosion. *Agrokémia és Talajtan*, 60: 245-258.
- Simonson RW. 1995. Airborne dust and its significance to soils. *Geoderma* 65 (1–2): 1–43.
- Situáční a výhledová zpráva. 2018. Praha: Ministerstvo zemědělství České republiky. Dostupné také z: <http://eagri.cz/public/web/mze/potraviny/publikace-a-dokumenty/situacni-a-vyhledove-zpravy/puda/>.

- Slavíková J. 1986. Ekologie rostlin. Státní pedagogické nakladatelství Praha, 366 s.
- Smolík, L. 1957. Pedologie. Státní nakladatelství technické literatury, Praha, 399 s.
- Smolíková L. 1982. Pedologie. I. díl. Univerzita Karlova, Praha, 123 s.
- Stocking M. 1978. A dilemma for soil conservation. *Area* 10: 306-308.
- Sumner ME. 2000. Handbook of soil science. CRC Press, Boca Raton, 2111 s.
- Swap R, Garstang M, Greco S, Talbot R, Kallberg P. 1992. Saharan dust in the Amazon basin. *Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology* 44 (2): 133–149.
- Špička A et al. 1961. Kniha o půdě. 3. Zpracování půdy. Praha, SZN.
- Tichý L. 2006. Diverzita vápencových lomů a možnosti jejich rekultivace s využitím přirozené sukcese na příkladu Růženina lomu. In Prach K et al. *Botanika a Ekologie Obnovy, Zprávy Čes. Bot. Společnosti, Materiály* 21: 89-103.
- Tomášek M. 2003. Půdy České republiky. Český geologický ústav, Praha, 67 s.
- Vandekerckhove L, Poesen J, Oostwoud Wijdenes D, Gyssels G, Beuselinck L, de Luna E. 2000. Characteristics and controlling factors of bank gullies in two semiarid Mediterranean environments. *Geomorphology* 33: 37–58.
- Van Muysen W, Govers G, Bergkamp G, Roxo M, Poesen J. 1999. Measurement and modelling of the effects of initial soil conditions and slope gradient on soil translocation by tillage. *Soil and Tillage Research* 51 (3–4): 303–316.
- Van Muysen W, Van Oost K, Govers G. 2006. Soil translocation resulting from multiple passes of tillage under normal field operating conditions. *Soil and Tillage Research* 87 (2): 218–230.
- Van Oost K, Govers G, Desmet P. 2000a. Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage. *Landscape Ecology* 15: 577–589.
- Van Oost K, Govers G, Van Muysen W, Quine TA. 2000b. Modeling translocation and dispersion of soil constituents by tillage on sloping land. *Soil Science Society of America Journal* 64 (5): 1733–1739.
- Van Oost K, Govers G, Quine TA, Heckrath G, Olesen JE, De Gryze S, Merckx R. 2005a. Landscape-scale modeling of carbon cycling under the impact of soil redistribution: the role of tillage erosion. *Global Biogeochemical Cycles* 19 (4): 1733–1739.
- Van Oost K, Van Muysen W, Govers G, Deckers J, Quine TA, 2005b. From water to tillage erosion dominated landform evolution. *Geomorphology* 72 (1–4): 193–203.
- Van Oost K, Govers G, de Alba S, Quine TA. 2006. Tillage erosion: a review of controlling factors and implications for soil quality. *Progress in Physical Geography* 30 (4): 443–466.
- Verheijen FGA, Jones RJA, Rickson RJ, Smith C J. 2009. Tolerable versus actual soil erosion rates in Europe. *Earth-Science Reviews*, 94(1-4): 23-38.

- Verheijen FGA, Jones RJA, Rickson RJ, Smith CJ, Bastos AC, Nunes JP, Keizer JJ. 2012. Concise overview of european soil erosion research and evaluation. *Acta Agriculturae Scandinavica Section B: Soil and Plant Science*, 62(SUPPL. 2): 185-190.
- Warren A et al. 2002. *Wind Erosion on Agricultural Land in Europe*. EUR 20370 EN. Office for the Official Publications of the European Communities, Luxembourg, p. 76.
- Walker LR, del Moral R. 2003. *Primary succession and Ecosystem rehabilitation*. Cambridge University Press, Cambridge, 442 s.
- Wakatsuki T, Rasyidin A. 1992. Rates of weathering and soil formation. *Geoderma* 52 (3–4): 251–263.
- White RE. 2003. *Soils for Fine Wines*. Oxford University Press, USA, 290 s.
- WCED. 1987. *Our Common Future*. Oxford University Press, Oxford. Available at <http://www.un-documents.net/wced-ocf.htm>.
- Wilkinson BH, McElroy BJ. 2007. The impact of humans on continental erosion and sedimentation. *Geological Society of America Bulletin* 119 (1–2): 140–156.
- Wischmeier WH, Smith DD. 1978. *Predicting Rainfall Erosion Losses – A Guide to Conservation Planning*, Agr. Handbook, 537, US Dept. of Agriculture, Washington. [Online]. Dostupné z: http://www.ars.usda.gov/SP2UserFiles/ad_hoc/36021500USLEDatabase/AH_537.pdf.
- Yoo K, Mudd SM. 2008. Discrepancy between mineral residence time and soil age: implications for the interpretation of chemical weathering rates. *Geology* 36 (1): 35–38.
- Yuan J, Fang W, Fan L, Chen Y, Wang D, Yang Z. 2006. Soil formation and vegetation establishment on the cliff face of abandoned quarries in the early stages of natural colonization. *Restoration Ecology* Vol. 14, No. 3, s.: 349-356.

