

Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích
Zemědělská fakulta

Studijní program: B4106 Zemědělská specializace

Studijní obor: Pozemkové úpravy a převody nemovitostí

Katedra krajinného managementu

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE
Porovnání metod výpočtu vodní eroze

Autor: Pavlína Svobodová

Vedoucí diplomové práce: Ing. Pavel Ondr, CSc.

2011

JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH

Zemědělská fakulta

Akademický rok: 2009/2010

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

(PROJEKTU, UMĚLECKÉHO DÍLA, UMĚLECKÉHO VÝKONU)

Jméno a příjmení: **Pavína SVOBODOVÁ**
Osobní číslo: **Z08654**
Studijní program: **B4106 Zemědělská specializace**
Studijní obor: **Pozemkové úpravy a převody nemovitostí**
Název tématu: **Porovnání metod výpočtu vodní eroze**
Zadávající katedra: **Katedra krajinného managementu**

Z á s a d y p r o v y p r a c o v á n í :

Cílem práce je vypracovat rešerši z hlediska možných metod výpočtů vodní eroze.
Provést vyhodnocení literárních pramenů řešících možné modely výpočtu vodní eroze.
Popsat historii a vývoj výpočetních metod vodní eroze.
Vybrat a vyhodnotit softwarové produkty řešící výpočty erozního smyvu.
Vyhodnotit klimatické změny a jejich vliv na erozní transporty.

Rozsah grafických prací: dle potřeby
Rozsah pracovní zprávy: 415.3.2010 stran
Forma zpracování bakalářské práce: tištěná/elektronická

Seznam odborné literatury:


Forman, R.T., Godron, M.: Landscape ecology. J.Wily and sons, New York, 1986
Sklenička, P.: Základy krajinného plánování. Naděžda Skleničková, Praha, 2003
Dumbrovský, M.: Metodický návod pro pozemkové úpravy a související informace. VÚMP Praha, 2000
Holý, M.: Protierozní ochrana. SNTL, Praha, 1978
Janeček, M.: Základy erodologie. ČZU Praha, Praha, 2008
Časopis Soil and Water

Vedoucí bakalářské práce: Ing. Pavel Ondr, CSc.
Katedra krajinného managementu


Datum zadání bakalářské práce: 15. března 2010

Termín odevzdání bakalářské práce: 15. dubna 2011

JIHOČESKÁ UNIVERZITA
V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH
ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA
studijní oddělení
Studentská 13 ④
370 05 České Budějovice


prof. Ing. Milošlav Šoch, CSc.
děkan

L.S.


prof. Ing. Tomáš Kyteček, CSc.
vedoucí katedry

V Českých Budějovicích dne 15. března 2010

PROHLÁŠENÍ

Prohlašuji, že svoji bakalářskou práci jsem vypracovala samostatně pouze s použitím pramenů a literatury uvedených v seznamu citované literatury. Prohlašuji, že v souladu s § 47b zákona č. 111/1998 Sb. v platném znění souhlasím se zveřejněním své bakalářské práce, a to v nezkrácené podobě (v úpravě vzniklé vypuštěním vyznačených částí archivovaných Zemědělskou fakultou JU) elektronickou cestou ve veřejně přístupné části databáze STAG provozované Jihočeskou univerzitou v Českých Budějovicích na jejích internetových stránkách.

V Českých Budějovicích 11.4.2011

Pavλίna Svobodová

PODĚKOVÁNÍ

Ráda bych touto cestou poděkovala panu Ing. Pavlu Ondrovi, CSc. za vedení při psaní bakalářské práce a za praktické rady. Také děkuji všem, kteří mne v tomto období podporovali.

ANOTACE

Cílem této bakalářské práce je vypracovat rešerši z hlediska metod výpočtu vodní eroze. Je zde popsán pojem eroze, činitelé ovlivňující ji, její rozdělení a rozšíření. Dále je popsána metoda USLE a CN - křivek, jejich vývoj, jednotlivé části a vliv klimatických změn na erozi. Metody byly aplikovány na povodí Budského potoka. Pro výpočty byl užit program ERCN.

Klíčová slova: eroze, Univerzální rovnice ztráty půdy (USLE), CN - křivky, transport splavenin, vliv změny klimatu na erozi

ANNOTATION

The goal of this thesis is to work out a search for methods of evaluation of water erosion. There is a description of concept of erosion, factors affecting erosion, division of erosion and its extension. Furthermore is there described USLE and Curve Number, its development, particular parts and influence of climate changes on erosion. Methods were applied on Budský potok's drainage area. There was used computer programme ERCN for calculations.

Key words: erosion, Universal Soil Loss Equation (USLE), Curve Number, transporting sediment runoff, influence of climate changes on erosion

OBSAH	
1 ÚVOD	9
2 LITERÁRNÍ PŘEHLED	10
2.1 Eroze	10
2.2 Povrchový odtok	10
2.3 Geologická a zrychlená eroze	11
2.4 Činitelé ovlivňující erozi	12
2.4.1 Klimatické a hydrologické poměry	12
2.4.2 Územní poměry	12
2.4.3 Půdní poměry	13
2.4.4 Biologické poměry	13
2.4.5 Hospodářskotechnické poměry	14
2.5 Rozdělení vodní eroze	14
2.5.1 Vodní eroze plošná	14
2.5.2 Vodní eroze rýhová	15
2.5.3 Vodní eroze výmolová	16
2.5.4 Eroze bystřinná a říční	16
2.6 Důsledky eroze	16
2.7 Rozšíření eroze	18
2.8 Predikce erozních a transportních procesů	19
2.9 Vývoj Univerzální rovnice ztráty půdy (USLE)	20
2.10 Univerzální rovnice ztráty půdy (USLE)	22
2.11 Jednotlivé faktory rovnice USLE	22
2.11.1 Faktor erozní účinnosti přívalového deště (R)	23
2.11.2 Faktor erodovatelnosti půdy (K)	25
2.11.3 Faktory délky a skonu svahu (L, S)	29
2.11.4 Faktor délky svahu (L)	30
2.11.5 Faktor sklonu svahu (S)	30
2.11.6 Faktor ochranného vlivu vegetace (C)	31
2.11.7 Faktor účinnosti protierozních opatření (P)	33
2.12 Přípustná ztráta půdy vodní erozí	34
2.13 Metoda CN - křivek	35
2.13.1 Objem přímého odtoku	37
2.13.2 Čísla odtokových křivek	39
2.13.3 Kulminační průtok	43
2.13.4 Doba koncentrace a doba doběhu	45
2.14 Výpočet transportu splavenin	48
2.14.1 Faktor erodovatelnosti půdy K	49
2.14.2 Průměrná délka povrchového toku po svahu l	49
2.14.3 Průměrná svažítost povodí s	49
2.14.4 Hodnota topografického faktoru LS	50
2.14.5 Faktor ochranného vlivu vegetace C	50
2.15 Poměr odnosu	50
2.16 Klima	51
2.16.1 Skleníkový efekt	52
2.16.2 Vliv změny klimatu na erozi	52

3 CÍL PRÁCE	54
4 CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉ OBLASTI	54
4.1 Charakteristika českokrumlovského okresu	54
4.2 Klimatické poměry v regionu Český Krumlov	55
4.3 Geologické a půdní poměry v regionu Český Krumlov	55
4.4 Povodí Budského potoka	56
5 VÝSLEDKY A DISKUSE	58
5.1 Výpočet metodou USLE	58
5.2 Výpočet metodou CN - křivek	59
5.3 Porovnání metod	61
6 ZÁVĚR	62
7 SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY	63
8 SEZNAM OBRÁZKŮ A TABULEK	66

1 ÚVOD

Eroze je přírodní proces, který můžeme výrazně omezit správným přístupem k půdě, jejím vhodným využíváním a obděláváním, nemůžeme mu ovšem zcela zabránit. Eroze je nejzávažnější mechanismus degradace půdy, protože půdu pouze nepoškozuje, ale půda se jím ztrácí. Procesy eroze celkově ovlivňují a devastují krajinu a životní prostředí.

Půda je základním a zásadním zdrojem. Přestože k ní často přistupujeme jako k něčemu nevýznamnému, nemůžeme bez ní žít, je základem všeho pozemského života. Půda se vyvíjí po tisíce let, člověk ji kultivuje a zároveň i destruuje tím, že ignoruje přírodní zákony. Měli bychom na půdu pohlížet tak, že ji máme pouze zapůjčenou a musíme ji nepoškozenou předat následujícím generacím, aby ji i ony mohly plnohodnotně využívat.

Pojem eroze sahá do dávné minulosti. Již ve Starém zákoně můžeme nalézt náhodné zmínky o erozi. Lidé si brzy uvědomili potřebu ochrany před erozí. Jedno z nejstarších děl na ochranu půdy jsou například terasy - nejznámější jsou v Machu Picchu v Peru. Terasy můžeme nalézt třeba i na jihu Francie, kde je před 2 500 lety vybudovali Féničané.

Na počátku 13. století se s příchodem nových osadníků z německých zemí a Holandska začalo v českých zemích objevovat užívání pluhu. Vznikl tak protáhlý tvar pozemku. Postupně se kvůli vyčerpání vhodné půdy v nížinách lidé začali přemísťovat do podhůří a hor. Zakládání a organizaci půdního fondu měl na starosti tzv. lokátor, který určoval mimo jiné i rozmístění orné půdy, hranici mýcení lesů a odvodňovací příkopy. Určitým způsobem tedy tvořil protierozní ochranu.

Zintenzivněním využívání půdy pro zemědělství a odlesňováním se pozvolna porušil přirozený pokryv půdy a její povrch se tak vystavil erozním silám.

2 LITERÁRNÍ PŘEHLED

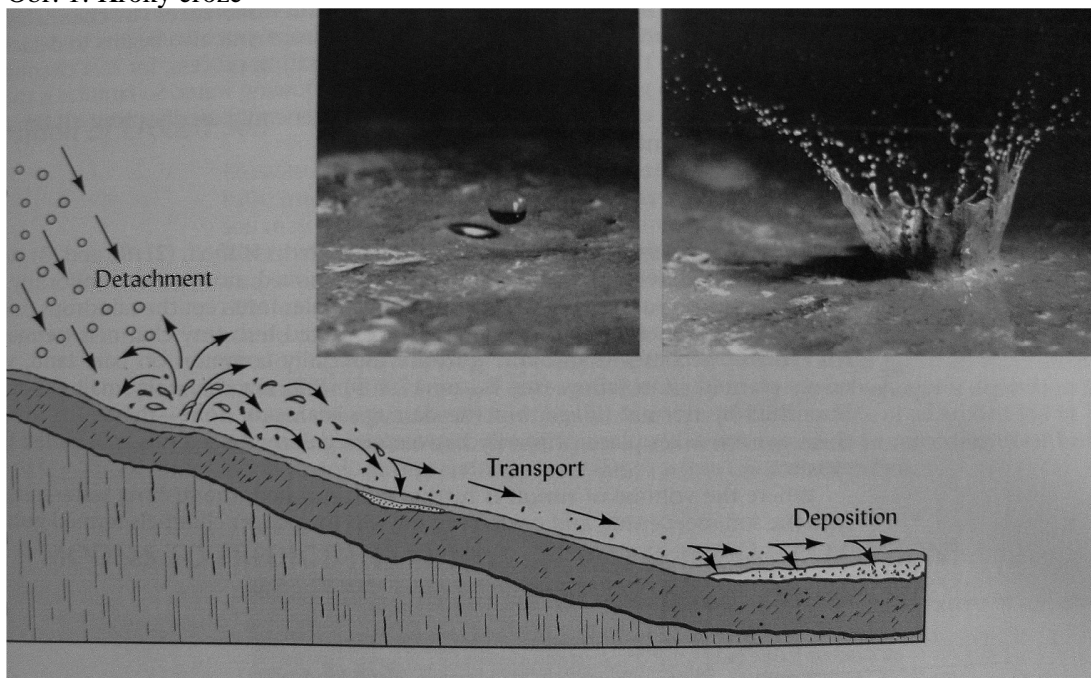
2.1 Eroze

Eroze, z latinského výrazu erodere, tj. rozhlodávat, značí rozrušování zemského povrchu působením exogenních sil, zejména působením vody, ledu, větru a člověka, jako výrazného antropogenního činitele (Holý, 1978).

Eroze půdy vodou je v zásadě proces tří kroků (Obr. 1):

1. odtržení půdní částice z půdní hmoty,
2. transport oddělených částic dolů ze svahu,
3. usazení transportovaných částic v místech s nižší nadmořskou výškou (Brady, Weil, 2002).

Obr. 1: Kroky eroze



(Brady, Weil, 2002)

Vodní eroze je vyvolávána kinetickou energií dešťových kapek dopadajících na půdní povrch a mechanickou silou povrchově stékající vody (Holý, 1978). Z hlediska eroze je rušivá činnost deště větší než vlastní činnost stékající vody (Kudrna, 1985).

2.2 Povrchový odtok

Je-li intenzita a úhrn deště větší než vsakovací schopnost půdy, dochází po zaplnění mikroakumulačních prostor na povrchu půdy k povrchovému odtoku (Janeček et al., 2007). Povrchový odtok vzniká z přívalových nebo dlouhotrvajících

srážek, ze sněhových vod při jarním tání a také koncentrací vody v přirozené i umělé hydrografické síti (Holý, 1978). V zásadě lze rozlišit tři fáze povrchového odtoku: 1. fázi nasycování půdy, 2. fázi plošného nebo svahového odtoku a 3. fázi soustředěného odtoku v hydrografické síti (Sklenička, 2003).

Vodní eroze nastává tehdy, když rychlost vodního proudu nabývá unášecího účinku a její energie je větší než je odpor zpevnění částic v půdní vrstvě (Kudrna, 1985).

2.3 Geologická a zrychlená eroze

Eroze neustále přetváří územní reliéf (Cablík, Jůva, 1963). Geologická eroze je normální proces zvětrávání, ke kterému přirozeně dochází v nízkých hodnotách na všech půdách jako součást přirozených půdotvorných procesů (Blanco, Lal, 2008). Erozi podmiňují a ovlivňují různé místní činitele (podnebí, územní vyčlenění, půda, vegetační kryt aj.), kteří rozhodují o jejím vzniku, průběhu a intenzitě. Jsou-li tyto činitele v určitých přípustných mezích, eroze nenastává nebo probíhá jen mírně a poměrně neškodně (tj. eroze normální). Překročí-li však tyto meze, stávají se příčinou abnormální (zrychlené) eroze, při níž se splavuje značné a často až katastrofální množství svrchní, humusem obohacované půdní vrstvy a obnažují se spodnější vrstvy, což velmi zhoršuje půdní úrodnost a znehodnocuje půdu pro zemědělství, lesní těžbu i jiné kulturní užívání. Takto probíhající eroze může vést až k úplnému zpuštění půdy (Cablík, Jůva, 1963). Zrychlená eroze je často 10 až 1000 krát destruktivnější než geologická eroze, zejména na svažitých pozemcích v regionech s vysokými srážkami (Brady, Weil, 2002).

Obecnou příčinou zrychlené eroze obvykle bývá nerespektování přírodních charakteristik a zákonů (Sklenička, 2003). Využívání výkonnějších mechanizačních prostředků sice uspoří pracovní síly a zlepšuje ekonomiku výroby, ale to zároveň vyžaduje potřebu scelování pozemků do větších půdních bloků. Vyšší hmotnost mechanismů vede ke zhoršování fyzikálních vlastností půd zhutňováním orniční vrstvy (Kozák et al., 2009). Rozhodující historickou epochou pro rozvoj zrychlené eroze byl přechod člověka od pastevnictví k zemědělství (Holý, 1978). Zrychlená eroze je tedy stejně stará jako zemědělství. To se datuje zpět do starých civilizací v Mezopotámii, Řecku, Římě a ostatních regionů na Blízkém východě (Bennett, 1939).

Působnost soudobé eroze se definuje jako normální, je-li sice zjistitelná, avšak svými následky nepříliš závadná, neboť odnášení zemitých částic se vyrovnává nebo překonává jejich novou tvorbou z půdní podstaty (Cablík, Jůva, 1963). Za přibližnou hranici mezi normální a zrychlenou erozí lze považovat odnos půdy o vrstvičce 0,05 m³/ha za rok (Stehlík et al., 1968).

V ochraně půd před procesy eroze především platí zásady prevence, neboť je lehčí a účelnější znehodnocení půdy předcházet než nákladně vytvářet půdu novou (Pasák et al., 1984). Půda se obecně tvoří relativně pomalu a odhaduje se, že 1 cm vrstva půdy se vytváří 100 - 400 roků (Šimek, 2004).

2.4 Činitelé ovlivňující erozi

Eroze se může projevovat v různé formě i intenzitě a může také dosáhnout různého rozsahu neboli stupně. O tom obecně rozhodují tyto činitelé: klimatické a hydrologické poměry, územní poměry, půdní poměry, biologické poměry, hospodářskotechnické poměry. Tito činitelé ovšem nepůsobí nikdy jednotlivě, nýbrž vždy ve vzájemném seskupení, přičemž však vliv určitého činitele může být převládající a pro průběh a účinnost eroze rozhodující (Cablík, Jůva, 1963).

2.4.1 Klimatické a hydrologické poměry

Klimatické poměry, charakterizované intenzitou, množstvím a časovým výskytem atmosférických srážek, teplotními poměry a roční dobou, jsou základními předpoklady odtokového procesu (Tlapák, Šálek, Legát, 1992). Obecně posuzováno jsou náchylná k erozi vůbec kontinentální území s občasnými prudkými dešti, jež jsou opět vystřídávány delšími obdobími sucha.

Při vzniku, průběhu a účincích vodní eroze se z klimatických podmínek uplatňují hlavně ovzdušné srážky (déšť, sníh), přičemž nerozhoduje jejich celoroční množství, nýbrž hlavně intenzita, trvání a doba výskytu. Krátkodobý, avšak mimořádně prudký déšť může vyvolat i katastrofální erozní účinky, kdežto stejná srážka, rozdělená na dobu několika dní, nemusí být erozně vůbec nebezpečná (Cablík, Jůva, 1963).

2.4.2 Územní poměry

Územní poměry se uplatňují v procesu odtoku především konfigurací terénu v povodí, polohou, délkou, tvarem a sklonem svahů (Tlapák, Šálek, Legát, 1992).

Všeobecně lze říci, že členitý reliéf území zvyšuje erozní činnost vody, neboť napomáhá jejímu soustředování a rychlejšímu odtoku.

Z územních činitelů, zesilujících vodní erozi, se především uplatňuje sklonitost (inklinace) (Cablík, Jůva, 1963). Na území se sklonem přibližně do 5 % se eroze projevuje mírným smyvem půdy, při větších sklonech nastává intenzivní rozrušování, vymílání a odnos půdy a současně se tvoří rýhy, brázdy, výmoly a strže (Zachar, Jůva et al., 1987).

Stejně významně jako sklonitost se projevuje délka a tvar svahů. Plošná eroze se zrychluje a stupňuje s délkou. Také expozice svahu, tj. jeho umístění ke světovým stranám, působí na povahu erozních jevů (Cablík, Jůva, 1963). Na hodně svažitém, dlouhém a exponovaném pozemku je eroze silnější než na mírnějším, kratším a méně exponovaném svahu (Janeček et al., 2007).

2.4.3 Půdní poměry

Půdní poměry, charakterizované povahou půdotvorného substrátu, zrnitostí, slohem, obsahem humusu i jinými vlastnostmi, určují protierozní odolnost půdy. Některé horniny a jejich zvětraliny, zejména mladší sypké sedimenty (písečné, hlinité, jílovité sedimenty, křídové slíny aj.), podléhají erozi snadno, jiné horniny, zejména vyvřeliny, jsou erodovány za stejných podmínek velmi pomalu.

Přihlížíme-li k druhu eroze, uplatňuje se na půdách zrnitostně jemnějších (hlinitých, jílovitých) plošná vodní eroze, kdežto na méně hutných půdách (lehkých píscích, rozbrídavých hlínách) převládá eroze rýhová až výmolová (Cablík, Jůva, 1963).

2.4.4 Biologické poměry

Z biologických podmínek rozhodují o erozní činnosti hlavně rostlinný kryt a biologický stav půdy. Rostlinný kryt působí na vznik a účinnost eroze velmi výrazně, neboť při dobrém druhovém složení a stavu porostu chrání půdu proti erozi.

Půda krytá rostlinstvem je chráněna proti erozi několika způsoby. Rostlinný kryt především zmírňuje nebo zamezuje přímý dopad deště na půdu, a tím brání rozrušování a splachování půdních částic. Podporuje dále vsakování vody do půdy, a tím zmenšuje množství, rychlost a účinnost povrchově stékající vody. Konečně obohacuje půdu odumřelými rostlinnými zbytky o humus, čímž zlepšuje strukturu, vláhový režim i protierozní odolnost půdy (Cablík, Jůva, 1963).

2.4.5 Hospodářskotechnické poměry

Na erozi mohou mít různý vliv také hospodářskotechnické poměry, charakterizované užíváním a obhospodařováním zemědělské půdy, polohovým umístěním kultur, volbou osevních postupů i různými technickými stavbami a úpravami.

Při užívání zemědělské půdy rozhoduje o účincích eroze již pouhé polohové a tvarové umístění pozemků, zejména na svazích. Pozemky umístěné délkovým rozměrem po svahu a v tomto směru také obhospodařované a hlavně orané mohou být postiženy vodní erozí až katastrofálně, neboť po spádu vedené brázdy a plodinové řádky soustřeďují a zrychlují srážkový odtok, a tím zesilují jeho erozní účinek. Naproti tomu příčný směr orby i příčné řádkování plodin na svahových polích velmi účinně brání eroznímu splachování (Cablík, Jůva, 1963).

2.5 Rozdělení vodní eroze

Přihlížíme-li k účinkům na půdu, může eroze působit jako:

- a) eroze plošná (vrstevná),
- b) eroze rýhová (brázdová),
- c) eroze výmolová (stržová),
- d) eroze bystřinná a říční.

Plošná eroze se projevuje smyvem půdy poměrně rovnoměrně na celé ploše. Selektivně postihuje přemísťování nejjemnějších půdních částic. Vyskytuje se i při méně intenzivních deštích. Větší intenzitou deště dochází k postupnému soustřeďování povrchově tekoucí vody do stružek a rýh; plošná eroze přechází v erozi rýhovou. Rýhy se dále postupně prohlubují, až stékající voda nabývá charakter soustředěného odtoku se stále větší vymílací schopností. Na delších svazích může rýhová eroze vyvolat tvorbu výmolů a strží (eroze výmolová) (Pasák et al., 1984).

Uvedené erozní formy nebývají v přírodě zpravidla ostře rozlišeny, nýbrž navzájem navazují, a to často bez zjevného přechodu (Cablík, Jůva, 1963).

2.5.1 Vodní eroze plošná

V méně nebezpečných poměrech nebo na počátku erozního pochodu dešťová voda, stékající po svahu plošně neboli tzv. ronem, vyvolává erozi plošnou, která se projevuje méně výrazným, často vůbec nezatelným splachem půdní prsti (Cablík,

Jůva, 1963). Plošný srážkový odtok (plošný ron), nastává tehdy, převyšuje-li objem spadlé srážky intercepci, výpar, vsakovací schopnost půdy a akumulaci půdního povrchu (Tlapák, Šálek, Legát, 1992).

Poněvadž půda je splachována plošně a většinou stejnoměrně, nenastávají zjevné změny v územním reliéfu, nýbrž dočasné drobné vyvýšeniny se ponenáhlu snižují a naopak prohlubeniny zanášejí (Cablík, Jůva, 1963). Plošná eroze je velmi škodlivá, neboť působí postupné ztenčování ornice, její ochuzování o živiny a zhoršování její vodní jímavosti (Stehlík et al., 1968).

Při plošné erozi jsou odnášeny především jemnozrné částice a erodované půdy se stávají hrubozrnějšími, kdežto půdy, na nichž je půdní splach ukládán, se naopak stávají jemnozrnějšími (Stehlík et al., 1968). Tuto erozi proto nazýváme selektivní (výběrovou). Selektivnost je kritériem plošné eroze, která v pravé formě nastává pouze při dopadu větších dešťových kapek na půdu, jejíž drobtý a hrudky rozrušuje (Cablík, Jůva, 1963). Selektivní eroze probíhá zvolna, často nepozorovatelně, a nezanechává viditelné stopy. Lze ji zjistit z jemného materiálu akumulovaného v dolních částech svahu po přivalovém dešti. Selektivní plošná vodní eroze způsobuje nestejný vývoj vegetace, projevující se rozdílným růstem, rozdílnou barvou a kvalitou v částech svahu, v níž došlo k akumulaci smytého materiálu (Holý, 1978).

Další důsledek plošné eroze je vznik půdního škraloupu a následný pokles vsaku. Zmenšená vodní jímavost zvyšuje pak povrchový odtok, a tím ještě erozi zesiluje. Nejintenzivněji působí plošná eroze tehdy, když prudký déšť dopadá na silně vyschlou půdu a tříští její nechráněný povrch (Cablík, Jůva, 1963).

2.5.2 Vodní eroze rýhová

Rýhová, též brázdová eroze je charakterizována tím, že voda stékající po svahu vytváří v napadeném půdním povrchu malé, avšak zřetelně patrné rýžky a brázdičky, které se postupně spojují a prohlubují ve větší zářezy hloubky 5 - 20 cm, výjimečně i více. Tato vymílací působnost se zpravidla neprojevuje přímo na rozvodí, nýbrž stékající voda nejprve splachuje zemité částice plošně.

Teprve když ronová vrstva vody v určité vzdálenosti od rozvodí zvětší svůj objem, soustředí se do stružek a zvětší odtokovou rychlost i unášecí sílu, počne voda v půdě prohlubovat rýžky, brázdičky a stružky, jimiž pak odnáší splavené částice. Prohloubí-li se některá rýha, pohltní vodu z rýžky sousední. Takto se počet jemných

rýžek po svahu zmenšuje, avšak naopak vznikají rýhy hlubší a širší, které nakonec rozryjí celý svah.

Rýhová eroze je na pohled patrnější než plošná, avšak i její účinek se zpočátku přehlíží, neboť upravováním půdního povrchu hospodářským nářadím, a zvláště pluhem, se rýhy snadno zahladí (Cablík, Jůva, 1963).

2.5.3 Vodní eroze výmolová

Eroze výmolová neboli stržová nastává, jestliže srážkový odtok, soustředěný ve větší a rychle tekoucí proudy, vymílá na svahových polohách hluboké brázdy, výmoly a strže. Obvykle následuje po erozi rýhové jako další vývojový stupeň, zanedbá-li se včasné odstranění vznikajících rýh. V četných případech však eroze počíná ihned výmolovou formou.

Podnětem ke vzniku výmolové eroze je soustředění dešťového odtoku, a to zejména ve zhlaví vznikajícího výmolového zářezu, v němž se vějířovitě sbíhají a spojují erozní brázdičky. Soustředěný vodní proud pak postupně vymílá, vyrývá a prohlubuje dno výmolového zářezu ve směru územního sklonu a současně se zařezává a posunuje jeho zhlaví do svahu zpětným postupem proti proudu (tzv. zpětná neboli regresivní eroze) (Cablík, Jůva, 1963).

2.5.4 Eroze bystřinná a říční

Nejzřetelnějším stupněm erozního vymílání zemského povrchu je bystřinná eroze, která vzniká v horských polohách s příkrými svahy, jež jsou jen nedostatečně chráněny vegetačním krytem nebo jsou zcela holé. Tím dochází k rychlému soustředování a prudkému odtoku dešťových a sněhových vod, které pak silně erodují půdu a tvoří četné erozní brázdy, výmoly a strže.

Obdobou bystřinné eroze je u údolních toků (řek, potoků) eroze říční, též zvaná proudová, která se projevuje prohlubováním a rozšiřováním řečišť, podemláváním břehů a svahovými sesuvy (Cablík, Jůva, 1963). Je-li rozrušováno pouze dno, mluvíme o erozi dnové, jsou-li rozrušovány břehy, o erozi břehové (Holý, 1978).

2.6 Důsledky eroze

Vodní eroze má u půd za následek nejen snižování orniční vrstvy smyvem, ale i zhoršování fyzikálních a chemických vlastností, a tím zhoršení vodního režimu.

Vodní eroze znamená z agronomického hlediska fyzikální a biologickou degradaci půdy, nenávratnou ztrátu zeminy, humusu i rostlinných živin, vysušení půdy, utlumení mikrobiálního života, porušení, popřípadě zničení kultur a celkovou degradaci produktivní půdy (Pasák et al., 1984).

Negativní důsledky eroze je možné zaznamenat i mimo plochy, na nichž k erozi dochází, vlivem transportu a depozice materiálu (Sklenička, 2003). Smyté půdní částice jsou velmi složitým materiálem s různými fyzikálními, chemickými a biologickými vlastnostmi. Stanou-li se součástí povrchových vod, znečišťují je, zanášejí akumulární prostory nádrží a jiných vodních děl, snižují průtočnou kapacitu, vyvolávají zakalení, poškozují prostředí pro vodní organismy, zvyšují náklady na úpravu vody a na těžbu usazenin.

Zakalení vody se nepříznivě projevuje při úpravě povrchové vody na vodu pitnou. Negativní důsledky zakalení pociťují i v rybářství. Ryby se snaží ze zakaleného prostředí uniknout. Zákal a sediment potlačuje život vodních rostlin, planktonu a rybích jiker (Pasák et al., 1984).

Splaveniny zanášejí přirozené i umělé vodní toky (plavební, odvodňovací, závlahové a jiné kanály), vodní nádrže a stavby na tocích. Zmenšují potřebnou kapacitu toků a kanálů, což ovlivňuje zásobování různých odvětví národního hospodářství vodou a mnohdy omezuje funkci kanálů. Zejména nepříznivě se to projevuje u závlahových soustav. Zanášení odvodňovacích kanálů umožňuje zarůstání a zmenšuje průtočnou kapacitu (Holý, 1978). Odstraňování nánosů je zpravidla velmi nákladné a není proto zanedbatelné. Průměrný roční transport sedimentů z pevniny je odhadován na 18 až 20 mld tun. Proto také produkty eroze - sedimenty - ve světovém měřítku představují objemově největší znečištění povrchových vod (Pasák et al., 1984). Více než 33 % kapacity vodních nádrží ve státech středního západu USA je do 50 let od výstavby ztraceno zanášením (Basley, 1972). U mnoha nádrží je ročně zanášeno až 5 % objemu (Holý, 1978).

Nedílnou součástí erozního procesu (respektive transportu uvolněných částic) je i transport veškerých látek, které jsou na půdní částice vázány. Jedná se zejména o nejrůznější chemické látky, z nichž nejvýznamnější jsou hnojiva (dusík a zejména fosfor) a pesticidy (Vrána, Kender et al., 1998). Vysoký obsah dusíku spolu s fosforem způsobuje eutrofizaci mnoha vodních nádrží, zejména rybníků, což snižuje jejich rekreační i jiné využití.

V současné době, v níž se půda dostává do styku s obrovským množstvím chemických látek různého druhu a různého stupně toxicity, představuje jejich transport, výrazné nebezpečí pro společnost. Nebezpečí je tím výraznější, že se chemické látky uvádějí do pohybu velmi lehce a že erozní procesy probíhají rozptýleně, na velkých plochách, což znesnadňuje návrh účinných a ekonomických protierozních opatření (Holý, 1978).

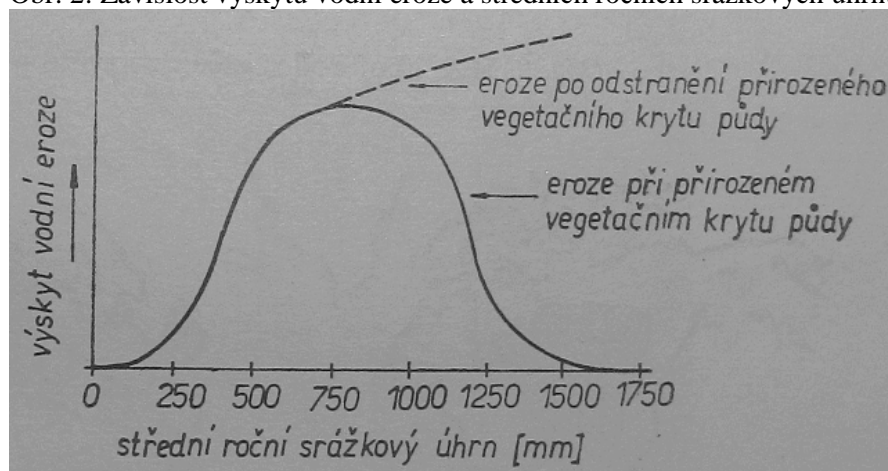
Povrchový odtok rozpouští a odplavuje soli, a tím půda ztrácí rostlinné živiny, ať už vzniklé přirozeně, nebo dodané jako průmyslová hnojiva. Škodí tedy i slabý povrchový odtok, který ještě nemůže odnášet půdní zrna (Cablík, Jůva, 1963). Povrchový odtok je pravděpodobně plošně nejrozsáhlejším zdrojem nízké úrovně kontaminace vod reziduí pesticidů (Pasák et al., 1984).

2.7 Rozšíření eroze

V oblastech s malým množstvím srážek dochází obvykle k malému povrchovému odtoku, neboť srážková voda infiltruje do půdy a je spotřebována vegetací. Větší množství srážek, obvykle více než 1 000 mm za rok, vede k vytvoření husté vegetace, jež brání rozvinutí erozních procesů. Z toho důvodu usuzují někteří autoři, že k největšímu rozšíření vodní eroze dochází v oblastech se středními hodnotami ročních srážek, v nichž je porušen přirozený kryt půdního povrchu, a v oblastech s velkým množstvím srážek, v nichž došlo k odstranění přirozeného lesního porostu (Holý, 1978).

Hudson (1971) sestavil závislost výskytu vodní eroze a středních ročních srážkových úhrnů do grafu (Obr. 2.).

Obr. 2: Závislost výskytu vodní eroze a středních ročních srážkových úhrnů



(Hudson, 1971)

Na výskyt vodní eroze a její intenzitu má výrazný vliv charakter srážek. Přívalové srážky o značných intenzitách jsou v mnoha případech rozhodující pro intenzitu erozních procesů (Holý, 1978). Takové srážky vyskytují převážně mezi 40° severní a 40° jižní zeměpisné šířky, i když existují výjimky (Hudson, 1971).

Vodní eroze postihuje okolo 1 094 milionů hektarů na celém světě, což představuje přibližně 56 % z celkového množství znehodnocené půdy (Oldeman et al., 1990). Celková výměra půdního fondu ČR je 7 887 tis. ha. Celková výměra zemědělského půdního fondu (ZPF) ČR k 31.12. 2008 činí 4 244 tis. ha. Podíl zemědělské půdy představuje 54 % celkové rozlohy půdního fondu ČR. Vodní eroze ohrožuje přibližně 42 % ploch zemědělské půdy. Podle odborníků z Výzkumného ústavu meliorací a ochrany půdy, Praha se odhaduje, že poškozeno je kolem 1,4 mil. ha, z toho pak přibližně 31 % je výrazně poškozeno (MZe, 2009). Vodní erozí jsou ohroženy nejvíce půdy v kraji Jihomoravském, Východočeském a Severočeském (Pasák et al., 1984).

Tab. 1: Potenciální ohrožení zemědělských půd ČR vodní erozí

Stupeň ohrožení	Povrchový odnos (t.ha ⁻¹ .rok)	% zemědělské půdy
velmi slabé	< 1,5	3
slabé	1,6 - 3,0	26
střední	3,1 - 4,5	25
silné	4,6 - 6,0	17
velmi silné	6,1 - 7,5	11
extrémní	> 7,5	18

(MZe, 2009)

2.8 Predikce erozních a transportních procesů

Hodnocení erozní ohroženosti území a vlivu protierozních opatření na snížení intenzity erozních a transportních procesů v území je založeno na použití výpočetních metod, které umožňují intenzitu těchto procesů kvantifikovat.

Vzhledem k charakteru erozního procesu, jehož poznání je založeno na analýze dlouhodobého experimentálního sledování vlivu jednotlivých erozních faktorů, byly nejprve pro hodnocení erozní ohroženosti území používány tzv. empirické modely erozního procesu (Vrána, Kender et al., 1998). V polovině 70. let teoretický rozvoj v oblasti hydrauliky povrchového odtoku, infiltračních teorií, mechanismů erozních procesů atd. a v neposlední řadě i rozvoj výpočetní techniky umožnily přechod od empirických postupů k řešení erozního jevu jako dynamického

procesu proměnného v prostoru a čase (Janeček, 2008). Tento přístup vedl k průběžnému rozvoji metody tzv. simulačních modelů erozního procesu, které na základě fyzikálního popisu rozhodujících procesů řeší průběh a výslednou intenzitu erozního jevu (Vrána, Kender et al., 1998).

Za první empirický model erozního procesu se považuje vztah odvozený Zinggem (In: Janeček, 2008) pro odhad průměrné roční ztráty půdy vodní erozí na základě rozsáhlého výzkumu vlivu sklonu a délky svahu: $G = C.S^{1.4}.L^{0.6}$

kde: G - průměrná roční ztráta,

S - sklon svahu,

L - délka svahu,

C - konstanta, která zahrnovala ostatní faktory ovlivňující erozi (Janeček, 2008).

2.9 Vývoj Univerzální rovnice ztráty půdy (USLE)

Dále uvedené vztahy pro odhad intenzity vodní eroze ukazují historický vývoj předpovědních metod v USA, který vyplýval z prohlubování teorie vodní eroze, založené na dlouhodobém terénním i laboratorním výzkumu eroze.

Smith (In: Buzek, 1983) rozšířil v roce 1941 Zinggovu rovnici: $G = C.S^{7/5}.L^{3/5}.P$

kde: C - faktor zahrnující vliv klimatu, půdy a vegetačního pokryvu,

S - sklon svahu,

L - délka svahu,

P - faktor protierozních opatření.

V rámci USA byl pro stát Iowa sestaven R.K. Frevertem empirický model ve tvaru:

$$S_p = 10.(K.O.L.S.C.P)$$

kde: K - faktor druhu půdy,

O - faktor geologického podkladu,

L - je faktor délky svahu,

S - je faktor sklonu svahu,

C - je faktor vegetačního krytu půdy,

P - je faktor druhu protierozní ochrany,

10 představuje numerický koeficient vlivu srážek v tomto státě (Buzek, 1983).

V roce 1946 začala v rámci SCS (Soil Conservation Service) pracovat výzkumná skupina pod vedením Musgrava a výsledkem práce tohoto týmu byla „rovnice Musgrava“: $G = K.C.S^{1,35}.L^{0,35}.R^{1,75}_{30}$

kde: G - roční ztráta půdy v palcích,
K - faktor erodovatelnosti půdy,
C - faktor účinku vegetačního krytu,
S - sklon svahu (%),
L - délka svahu (ft) (1 ft = 30,48 cm),
R - úhrn 30-min. deště s periodicitou $p=0,5$ (in) - (1 in = 5,54 cm).

V roce 1948 uveřejnili Smith a Whitt rovnici pro odhad velikosti ztrát půdy ve státě Missouri: $G = A.S.L.K.P$

kde: A - průměrná roční ztráta půdy na pozemku se sklonem 3 %, délkou 27,43 m s jílovitohlinitými půdami,
S - faktor sklonu,
L - faktor délky,
K - faktor druhu půdy,
P - faktor protierozních opatření.

Zatím nejdokonaleji vyjadřuje kvantitativní účinek hlavních faktorů, ovlivňujících vodní erozi způsobovanou přívalovými dešti, tzv. univerzální rovnice pro výpočet průměrné dlouhodobé ztráty půdy erozí z pozemků dle Wischmeiera, Smithe (In: Sklenička, 2003): $G = R.K.L.S.C.P$ ($t.ha^{-1}.rok^{-1}$)

kde: G je dlouhodobá průměrná roční ztráta půdy ($t.ha^{-1}.rok^{-1}$),
R - faktor erozní účinnosti deště,
K - faktor náchylnosti půdy k erozi,
L - faktor délky svahu,
S - faktor sklonu svahu,
C - faktor ochranného vlivu vegetace,
P - faktor vlivu protierozních opatření (Sklenička, 2003).

2.10 Univerzální rovnice ztráty půdy (USLE)

Empirické modely byly a jsou používány kvůli jejich jednoduché struktuře a snadnosti použití. Nejrozšířenější empirický erozní model je Univerzální rovnice ztráty půdy (USLE) (Amore, Modica et al., 2004).

USLE byla vyvinuta z dat získaných z let pečlivého výzkumu na pokusných pozemcích za velmi specifických dešťových podmínek, půdních podmínek a svahových podmínek ve Spojených státech, které se nemusí vyskytovat v ostatních částech světa. I přes to je USLE široce používána mimo USA, protože poskytuje relativně jednoduchý způsob odhadu eroze a porovnání pravděpodobných přínosů různých půdoochranných postupů (Laflen, Moldenhauer, 2003). Velký počet současných erozních a transportních modelů je založen na USLE. Jejich aplikace je však omezena přírodními poměry, z nichž byla USLE vytvořena (Aksoy, Kavas, 2005).

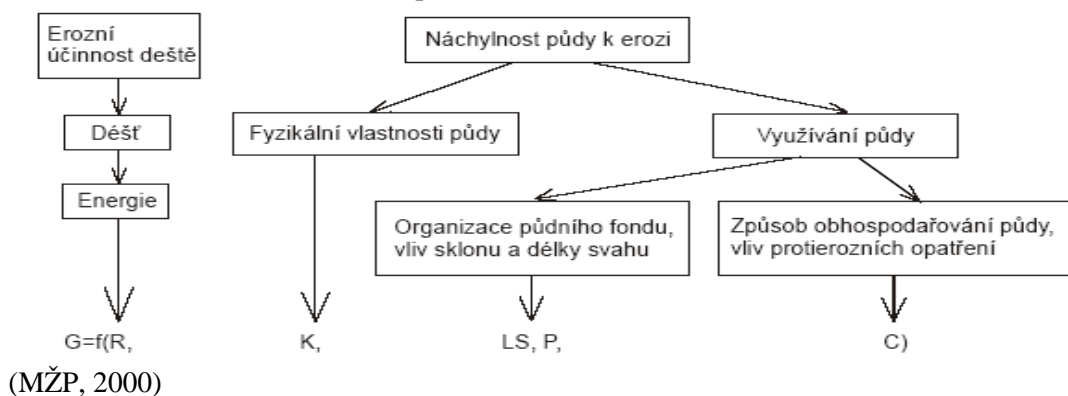
USLE je ceněna jako jedna z nejvýznamnějších výzkumných prací pro ochranu půdy a vod v 20. století (Laflen, Moldenhauer, 2003).

Univerzální rovnice ztráty půdy je určena především pro: stanovení průměrné roční ztráty půdy na daných pozemcích, výběr vhodných půdoochranných opatření na vyšetřovaném pozemku, určení maximální délky svahu (tzv. přípustné délky) pro daný systém hospodaření na pozemku.

Z případů, resp. situací, pro které je použití USLE nevhodné, je třeba především uvést: přímý odhad množství splavenin v povodí, stanovení velikostní ztráty půdy pro jednotlivé srážko-odtokové situace, návrh technických prvků protierozního systému (např. protierozní příkopy, průlehy apod.) (Vrána, Kender et al., 1998).

2.11 Jednotlivé faktory rovnice USLE

Obr. 3: Základní schéma erozního procesu



Účinek jednotlivých členů rovnice na intenzitu erozního procesu se posuzuje podle působení na jednotkovém pozemku (Holý, 1978). Jednotkový pozemek je definován délkou 22,13 m a sklonem 9 %, pozemek je trvalý úhor obdělávaný ve směru sklonu (Kinnell, 1998).

2.11.1 Faktor erozní účinnosti přívalového deště (R)

Výzkum ukázal, že ztráty půdy jsou přímo úměrné celkové energii deště a jeho maximální 30-minutové intenzitě (Dumas, Printemps et al., 2010). Ze srážek jsou erozně nebezpečné prudké přívalové srážky, zejména následující-li po delším období sucha. Přitom nerozhoduje velikost ročního srážkového průměru, nýbrž intenzita a časové rozdělení srážek v ročním období (Cablík, Jůva, 1963).

Intenzita deště má velký význam ze dvou důvodů: 1. intenzivní deště mají velké kapky, což má za následek mnohem větší kinetickou energii k oddělení půdních částic a 2. čím vyšší je míra srážek, tím větší povrchový odtok nastává a poskytuje podmínky pro přepravu oddělených částic. Intenzita srážek na většině lokalit je tak variabilní, že skutečná erozivita v jednom roce je obvykle 2 až 5-krát větší nebo menší než dlouhodobý průměr. Ve skutečnosti několik neobvykle intenzivních silných bouří často zodpovídá za většinu eroze, která nastane během typického desetiletí (Brady, Weil, 2002).

Faktor erozní účinnosti srážek R tedy závisí na četnosti výskytu srážek, jejich kinetické energii, intenzitě a úhrnu (Janeček et al., 2007). Erozivita deště a její účinky se mezi klimatickými regiony liší. Stejně množství srážek má nápadně odlišné účinky na množství eroze v závislosti na intenzitě a podmínkách povrchu půdy (Blanco, Lal, 2008).

Faktor erozní účinnosti deště - R ($\text{MJ}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$) je definován jako součin celkové kinetické energie deště - E ($\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$) a maximální 30minutové intenzity deště i_{30} ($\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$). Exaktní stanovení faktoru R pro danou lokalitu a období je poměrně obtížné (Sklenička, 2003).

$$R = E \cdot i_{30} / 100$$

kde: R - faktor erozní účinnosti deště ($\text{Mj}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$),

E - celková kinetická energie deště ($\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$),

i_{30} - max. 30 minutová intenzita deště ($\text{cm}\cdot\text{h}^{-1}$) (Janeček et al., 2007).

Celková kinetická energie deště se určí ze vztahu $E = (206 + 87 \log i_s) \cdot H_s$

kde: E - kinetická energie deště ($\text{J}\cdot\text{m}^{-2}$),

i_s - intenzita deště (cm.h^{-1}),

H_s - úhrn přívalového deště (cm).

Počet jednotek dešťového faktoru R odpovídá v SI jednotkách počtu $\text{MJ.ha}^{-1}.\text{cm.h}^{-1}$ (Pasák et al., 1984). Deště o vydatnosti do 12,5 mm, oddělené od předchozích a následných dešťů šestihodinovou či delší přestávkou, a deště, jejichž maximální intenzita nepřekročí 24 mm.h^{-1} , se nepočítají, a předpokládá se, že při nich nedochází k odtoku vody po povrchu pozemku (Podhrázká, Dufková, 2005). Uvedené limitní hodnoty byly naměřeny na sprašových půdách, na jiných půdách jsou většinou poněkud nižší. Jestliže trvání přívalového deště je kratší než 30 minut, za i_{30} se dosadí dvojnásobek úhrnu deště (Pasák et al., 1984).

Tab. 2: Hodnoty kinetické energie (E) úhrnu deště o výšce 1 cm v J.m^{-2}

Intenzita srážky (cm.h^{-1})	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
1	206	210	213	216	219	221	224	226	225	230
2	233	234	236	237	239	241	242	243	245	246
3	247	249	250	251	252	253	254	255	256	257
4	258	259	260	261	262	263	264	264	265	266
5	267	268	268	269	270	270	271	272	272	273
6	274	274	275	276	276	277	277	278	278	279
7	279	280	281	281	282	283	283	283	283	283

(Pasák et al., 1984)

Podle ombrografu se stanoví intenzita jednotlivých úseků deště a rozdělení úhrnu deště na tyto úseky. Kinetická energie deště (E) se vypočte pro úsek deště s určitou intenzitou (i_s) pomocí Tab. 2. Hodnota odečtená z tabulky se vynásobí úhrnem tohoto úseku deště H_s v cm. Součet hodnot E za celý dešť se vynásobí maximální třicetiminutovou intenzitou deště. Pro převod výsledku získaného v $\text{J.m}^{-2}.\text{cm.h}^{-1}$ na $\text{MJ.ha}^{-1}.\text{cm.h}^{-1}$ se výsledek vydělí stem, tzn., desetinná čárka se posune o dvě místa vlevo (Pasák et al., 1984). Pro Českou republiku byla určena průměrná roční hodnota faktoru erozní účinnosti deště $R = 20 \text{ MJ.ha}^{-1}.\text{cm.h}^{-1}$ (Janeček et al., 2007). Nejnižší hodnotu 16 vykazují například jihozápadní Čechy, nejvyšší hodnotu 30 nejteplejší území mezi Znojmem a Břeclaví (Pasák et al., 1984).

Tab. 3: Průměrné rozdělení faktoru R do měsíců vegetačního období v ČR

Měsíc	IV.	V.	VI.	VII.	VIII.	IX.	X.
% faktoru R	0,5	10	23	32	27	7	0,5

(Janeček, 2008)

Z rozdělení vyplývá, že v období červen - srpen se vyskytne přes 80 % erozně nebezpečných dešťů, a proto je ochrana půdy zejména vegetačním pokryvem v těchto měsících nejdůležitější (Janeček, 2008).

2.11.2 Faktor erodovatelnosti půdy (K)

Erodovatelnost půdy znamená náchylnost půdy k oddělitelnosti částic dopadem dešťové kapky a přesunu povrchovým odtokem (Vaezi, Bahrami et al., 2008). Reakce půdy na erozní procesy je komplexní a je ovlivněna takovými vlastnostmi půdy, jako je její struktura, strukturní stabilita, obsah organické hmoty, mineralogie jílu a chemické složky (Tippl, Pivcová et al., 1999).

Vlastnosti půdy ovlivňují infiltrační schopnost půdy a odolnost půdních agregátů (Janeček et al., 2007). Půdy propustné, strukturní a humózní, propustným podložím jsou nesnadněji erodovány než půdy opačných vlastností (Stehlík et al., 1968). USLE byla původně vyvinuta pro nevápenité půdy v USA. Vápník je ovšem důležitý faktor ovlivňující strukturu půdy, a proto může ovlivnit erodovatelnost půdy. Použití USLE na vápenitých půdách proto vyžaduje přehodnocení K (Vaezi, Bahrami et al., 2008).

Příznivé podmínky pro erozi vznikají především na flyšovém substrátu a na spraších, a také další druhy sedimentů, např. křídové slíny a sypké písčité, hlinité a jílovité usazeniny ovlivňují kladně tvorbu erozních forem. Poměrně odolné proti erozi jsou vyvěřeliny a karbonáty (pokud jsou kryté vegetací). Odolnost půdy proti erozi posuzujeme především z hlediska jejího druhu, daného texturou (zrnitostí). Hrubé písčité a hlinitopísčité půdy a zeminy jsou proti erozi odolné, protože svou vysokou propustností podporují zasakování vody, a tím se snižuje při malém povrchovém odtoku její erozní působení. Hrubozrnnost půd snižuje nejen splach, ale také deflacii. Protierozní odolnost mají také jílovité zeminy bohaté na koloidy, kdežto hlíny s vysokým obsahem prachu, které mají málo součástí s tmelící funkcí jsou snadno erodovatelné (Buzek, 1983).

Faktor erodovatelnosti půdy K (resp. náchylnosti půdy k erozi) je v USLE definován jako ztráta půdy ze standardního (jednotkového) pozemku vyjádřená v $t \cdot ha^{-1}$ na jednotku faktoru erozní účinnosti deště R ($MJ \cdot ha^{-1} \cdot cm \cdot h^{-1}$).

Faktor erodovatelnosti půdy lze stanovit třemi postupy:

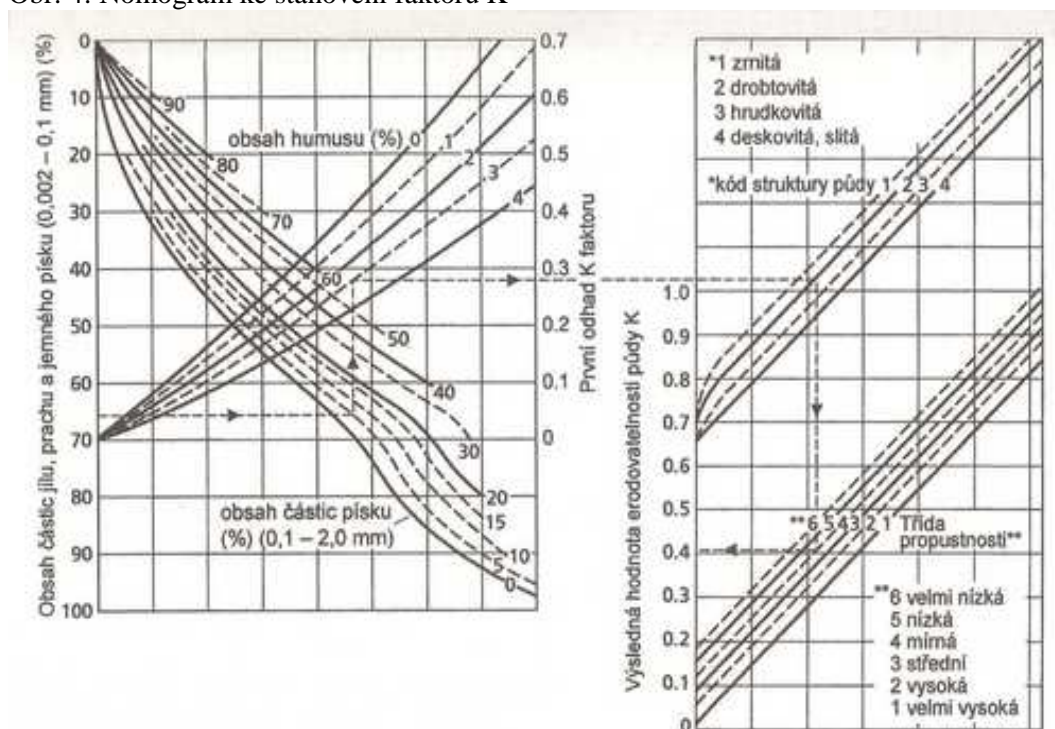
1. podle nomogramu sestrojeného na základě uvedeného vztahu,
2. podle vztahu odvozeného pro faktor K,
3. přibližně podle hlavních půdních jednotek (HPJ) bonitační soustavy půd.

U prvních dvou postupů stanovení je třeba mít k dispozici základní údaje o dané půdě, případně výsledky rozborů přímo v terénu odebraných směsných půdních vzorků z vyšetřovaného pozemku. Pro rámcové posouzení erozní ohroženosti je možné použít přibližné stanovení K faktoru podle HPJ bonitační soustavy půd (BPEJ) (Janeček et al., 2007).

Ad 1) Hodnoty faktoru K lze určit z nomogramu. Hodnota faktoru K stanovená pomocí nomogramu je již v SI jednotkách (Janeček et al., 2007).

Vstupní hodnoty pro všechny křivky v nomogramu kromě tříd propustnosti platí pro ornici (svrchní vrstvu půdy). Třídy propustnosti se vztahují na půdní profil (Pasák et al., 1984). Vstupní parametry jsou obdobné jako u předchozího stanovení, u hranice kategorií zrnitosti se navíc používá hranice procenta písku (0,1 - 2,0 mm). Pro půdy se zrnitou a drobtovitou strukturou ornice a střední propustností půdního profilu stačí k určení K-faktoru použít levou polovinu nomogramu (Janeček et al., 2007).

Obr. 4: Nomogram ke stanovení faktoru K



(Janeček, 2008)

Ad 2) Pokud obsah prachu a práškového písku (0,002 - 0,1 mm) nepřekročí 70 %, lze faktor K určit ze vztahu: $100K = 2,1M^{1,14}(10^{-4}) \cdot (12 - a) + 3,25(b-2) + 2,5(c-3)$

kde: M - součin (% prachu + % práškového písku) krát (100 - % jílu),

a - % organické hmoty (humusu),

b - třída struktury ornice,

c - třída propustnosti půdního profilu (Podhrázská, Dufková, 2005).

(Použité kategorie zrnitosti: % obsah jílu je ohraničen kategorií velikosti zrn < 0,002 mm, % obsah prachu a práškového písku je ohraničen kategorií velikosti zrn 0,002 - 0,1 mm) (Janeček et al., 2007).

Hodnotu faktoru K je nutno převést na jednotky SI přenásobením součinitelem 1,32.

a - procentuální obsah humusu ornice se určí vynásobením celkového oxidovatelného uhlíku (C_{ox}) hodnotou 1,724

b - třída struktury ornice: zrnitá 1; drobtovitá 2; hrudkovitá 3; deskovitá, slitá 4

c - třída propustnosti; lze ji přibližně určit podle HPJ (Tab. 4) (Janeček et al., 2007)

Tab. 4: Třída propustnosti půdního profilu

Třída propustnosti	Propustnost	Poznámky	Hlavní půdní jednotka (HPJ)
1	Velmi vysoká, > 2,5 mm.min-1; hluboké, dobře odvodněné písky, některé černozemě ze spraší.	Půda zůstává po nasycení vodou vlhká pouze několik hodin.	04, 05, 17, 21, 31, 32, 37, 40, 55
2	Vysoká, 0,83 - 2,5 mm.min-1; stukturní písčité hlína až hlinitý písek, černozemě a hnědozemě ze spraší.		13, 16, 18, 22, 27, 30, 34, 38, 41
3	Střední, 0,25 - 0,83 mm.min-1; podorničí s výraznou strukturou nebo tvořené hlínou.	Půda zůstává po nasycení vodou vlhká několik dnů.	01, 02, 08, 09, 10, 12, 14, 15, 23, 26, 28, 29, 35, 36, 51, 56
4	Mírná, 0,08 - 0,25 mm.min-1, středně propustná svrchní vrstva půdy je uložena na jílovité hlíně se slabě vyvinutou kostkovitou nebo polyedrickou strukturou.		03, 06, 11, 19, 24, 25, 33, 42, 43, 44, 45, 46, 48, 50, 52, 58, 60
5	Nízká, 0,025 - 0,08 mm.min-1; pod svrchní propustnější vrstvou je kompaktní jíl nebo jílovitá hlína.	Půda zůstává po nasycení vodou vlhká déle než týden.	07, 20, 39, 47, 49, 57, 59, 62, 64, 65, 66, 75, 77, 78
6	Velmi nízká, < 0,025 mm.min-1; tvrdé kompaktní jíly.		53, 54, 61, 63, 67, 68, 69, 70, 71, 72, 73, 74, 76

(Janeček, 2008)

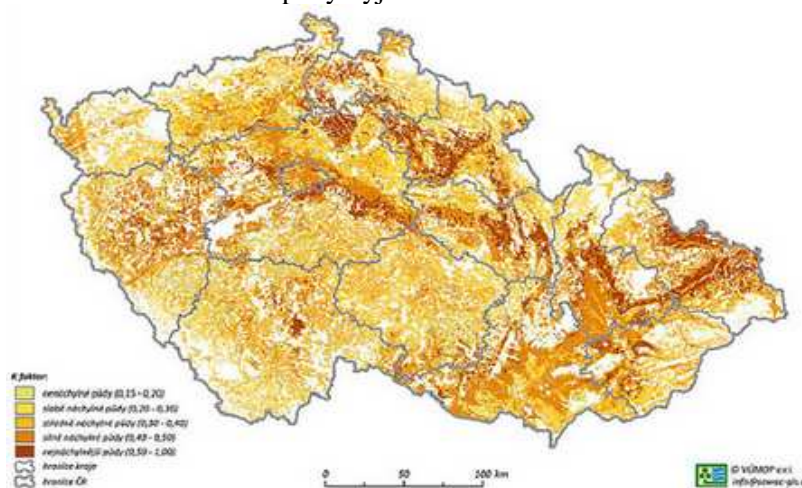
Ad 3) K přibližnému určení faktoru K podle HPJ bonitační soustavy půd (BPEJ) slouží hodnoty uvedené v Tab. 5. K určení hodnoty faktoru K je nutno znát HPJ (2. a 3. místo kódu BPEJ). Pokud pro některou HPJ není uvedena hodnota faktoru K, je nutno k jeho stanovení použít rovnici nebo nomogram (Janeček, 2008).

Tab. 5: Hodnoty faktoru K podle bonitovaných půdně ekologických jednotek (BPEJ)

HPJ	K - faktor	HPJ	K - faktor	HPJ	K-faktor
01	0,41	27	0,34	53	0,38
02	0,46	28	0,29	54	0,40
03	0,35	29	0,32	55	0,25
04	0,16	30	0,23	56	0,40
05	0,28	31	0,16	57	0,45
06	0,32	32	0,19	58	0,42
07	0,26	33	0,31	59	0,35
08	0,49	34	0,26	60	0,31
09	0,60	35	0,36	61	0,32
10	0,53	36	0,26	62	0,35
11	0,52	37	0,16	63	0,31
12	0,50	38	0,31	64	0,40
13	0,54	39	nedostatek dat	65	nedostatek dat
14	0,59	40	0,24	66	nedostatek dat
15	0,51	41	0,33	67	0,44
16	0,51	42	0,56	68	0,49
17	0,40	43	0,58	69	nedostatek dat
18	0,24	44	0,56	70	0,41
19	0,33	45	0,54	71	0,47
20	0,28	46	0,47	72	0,48
21	0,15	47	0,43	73	0,48
22	0,24	48	0,41	74	nedostatek dat
23	0,25	49	0,35	75	nedostatek dat
24	0,38	50	0,33	76	nedostatek dat
25	0,45	51	0,26	77	nedostatek dat
26	0,41	52	0,37	78	nedostatek dat

(Janeček, 2008)

Obr. 5: Erodovatelnost půdy vyjádřená K faktorem



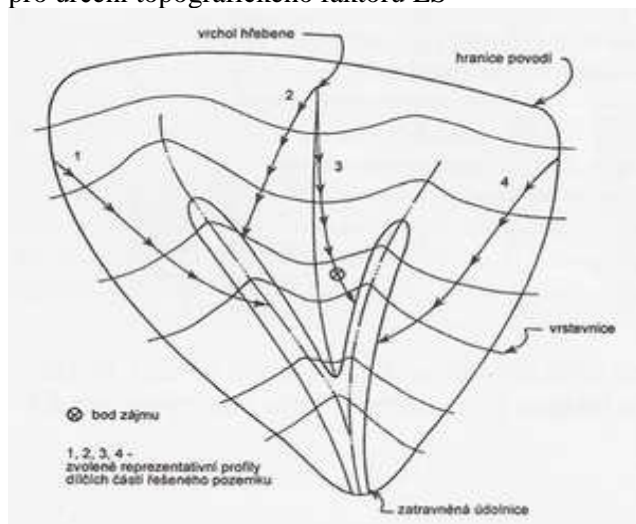
(Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i.)

2.11.3 Faktory délky a sklonu svahu (L, S)

Topografické faktor LS odráží vliv délky a sklon svahu na erozi půdy (Brady, Weil, 2002). Eroze se vyvíjí tím snadněji, čím je území sklonitější, členitější a čím jsou svahy delší (Stehlík et al., 1968). Vzhledem k reliéfu území jsou erozním splachem ohrožovány již polohy se sklonem 5° (asi 8 %) a pravidelně erozí trpí polohy se sklonem nad 10° (asi 16 %) (Cablík, Jůva, 1963).

Tento faktor představuje poměr ztráty půdy na vyšetřovaném pozemku ke ztrátě půdy na standardním pozemku o délce 22 m a sklonu 9 %. Topografický faktor se určuje pro reprezentativní dráhy plošného povrchového odtoku, které charakterizují odtokové poměry na pozemku, příp. na jeho jednotlivých částech (Janeček et al., 2007).

Obr. 6: Schéma umístění reprezentativních drah plošného povrchového odtoku na pozemku pro určení topografického faktoru LS



(Janeček, 2008)

Hodnota LS faktoru se pro přímé svahy vypočítá ze vztahu:

$$LS = l_d^{0,5}(0,0138 + 0,0097s + 0,00138s^2)$$

kde: l_d - nepřerušovaná délka svahu (m),

s - sklon svahu (%) (Sklenička, 2003).

Pro pozemek nebo jeho část je reprezentativní trasa s nejvyšší hodnotou topografického faktoru LS. Délky a sklony odtokových drah se určují z vrstevnicových a hospodářských map a ověřují se při terénním průzkumu. Pro samostatné určení faktorů L a S platí postupy a vztahy uvedené dále (Janeček et al., 2007).

2.11.4 Faktor délky svahu (L)

Intenzita eroze se zvyšuje s rostoucí délkou svahu, která je definována jako horizontální vzdálenost od místa vzniku povrchového odtoku k bodu, kde se sklon svahu snižuje natolik, že dochází k ukládání erodovaného materiálu, nebo se plošný odtok soustředí do odtokové dráhy. Hodnota faktoru délky svahu L se stanoví ze vztahu: $L = (l_d / 22,13)^p$

kde: l_d - nepřerušovaná délka svahu (m),

p - exponent zahrnující vliv sklonu svahu.

Tab. 6: Exponent zahrnující vliv sklonu svahu

Sklon (%)	p
> 5	0,5
3-5	0,4
1-3	0,3
<	0,2

(Sklenička, 2003)

Tab. 7: Hodnoty faktoru délky svahu (L)

L_d (m)	5	10	15	20	30	40	50
L	0,48	0,68	0,82	0,95	1,17	1,35	1,52
L_d (m)	60	80	100	150	200	250	300
L	1,66	1,91	2,13	2,61	3,02	3,38	3,69
L_d (m)	350	400	450	500	600	700	800
L	3,99	4,27	4,52	4,77	5,22	5,62	6,04
L_d (m)	900	1000	1100	1200	1300	1400	1500
L	6,39	6,75	7,07	7,39	7,69	7,98	8,26

(Pasák et al., 1984)

2.11.5 Faktor sklonu svahu (S)

Ztráta půdy se zvyšuje se vzrůstajícím sklonem svahu, a to rychleji než je tomu u délky svahu (Janeček et al., 2007).

Hodnoty faktoru sklonu S lze vypočítat podle vztahu:

$$S = (0,43 + 0,30 s + 0,043 s^2)/6,613$$

Tab. 8: Hodnoty faktoru sklonu svahu (S)

S (%)		2	3	4	5	6	7	8	9	10
S		0,18	0,26	0,35	0,45	0,57	0,70	0,84	1,0	1,17
S (%)	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
S	1,35	1,55	1,75	1,97	2,21	2,46	2,72	2,99	3,27	3,57
S (%)	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
S	3,89	4,21	4,55	4,90	5,26	5,64	6,03	6,43	6,85	7,28

(Pasák et al., 1984)

Pro vyjádření proměnného sklonu svahu, příp. k vyjádření vlivu změn půdních vlastností na svahu lze rozdělit svah na 10 stejně dlouhých úseků a faktor sklonu svahu S stanovit jako vážený průměr faktoru S dílčích úseků. Výsledná

hodnota faktoru sklonu svahu S pro svahy nepravidelného tvaru se stanoví následovně od nejvyšší polohy S_1 po nejnižší S_{10} ze vztahu:

$$S = 0,03.S_1 + 0,06.S_2 + 0,07.S_3 + 0,09.S_4 + 0,10.S_5 + 0,11.S_6 + 0,12.S_7 + 0,13.S_8 + 0,14.S_9 + 0,15.S_{10}$$

kde: S_i - hodnota faktoru S pro i -tý úsek svahu, rozděleného na deset úseků stejné délky (Janeček et al., 2007).

2.11.6 Faktor ochranného vlivu vegetace (C)

Vliv vegetace na ochranu půdy před vodní erozí má řadu aspektů. Na jedné straně chrání vegetace povrch půdy před vlivem dopadajících dešťových kapek, současně zpomaluje rychlost povrchového odtoku a zlepšuje pórovitost půdy a tudíž její infiltrační schopnost (Sklenička, 2003).

Ochranný vliv vegetace je přímo úměrný pokryvnosti a hustotě porostu v době výskytu přívalových dešťů (měsíce duben - září). Proto dokonalou protierozní ochranu představují porosty trav a jetelovin, zatímco běžným způsobem pěstované širokořádkové plodiny (kukuřice, okopaniny, sady a vinice) chrání půdu nedostatečně (Janeček et al., 2007). Ve srovnání s půdou bez vegetace je v porostech okopanin a kukuřice smyv půdy poloviční, obiloviny snižují smyv na čtvrtinu až desetinu podle doby výsevu a sklizně, jeteloviny na padesátinu a víceleté travní porosty až na dvou setinu (Dumbrovský, Mezera, 2000). Čím je vegetační pokryv hustější a čím déle na povrchu půdy existuje, tím z hlediska ochrany půdy lépe. Proto se v této souvislosti takový význam přikládá zejména trvalým travním porostům (Janeček, 1999).

Pro řešení protierozní ochrany pozemků a posouzení jejich dlouhodobé erozní ohroženosti se faktor C stanoví pro jednotlivé po sobě pěstované plodiny, včetně období mezi střídáním plodin, při zohlednění nástupu a způsobu agrotechnických prací v 5-ti základních obdobích:

1. období podmínky a hrubé brázdy,
2. období od přípravy pozemku k setí do jednoho měsíce po zasetí nebo sázení,
3. období po dobu 2. měsíce od jarního nebo letního setí či sázení, u ozimů do 30.4.,
4. období od konce 3. období do sklizně,
5. období strniště (Janeček, 2008).

Tab. 9: Hodnoty faktoru C - ochranného vlivu vegetace a způsobu obdělávání

Plodina	Zarazení v osevním postupu	Použitá agrotechnika	Hodnoty faktoru vegetačního krytu a agrotechniky podle pěstebních období										
			1	2	3	4	5a	5b					
Obilniny	po 1. roce po jeteleovných	OP	0,50	0,55	0,30	0,05	0,20	0,04					
		St	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02					
	po obilninách	OP	0,65	0,70	0,45	0,08	0,25	0,04					
		St	0,25	0,25	0,20	0,08	0,25	0,04					
Kukuřice	po okopaných a kukuřici	OP	0,70	0,75	0,50	0,08	0,25	0,04					
		St	0,70	0,70	0,45	0,08	0,25	0,04					
	sláma předplodiny sklizena	OP	0,70	0,90	0,70	0,35	0,70	0,40					
		St	O	K	O	K	O	K	0,25	0,60	0,30		
Brambory, cukrovka	sláma předplodiny nesklizena	OP	0,60	0,75	0,55	0,25	0,60	0,30					
		St	O	K	O	K	O	K	0,04 - 0,30	0,04 - 0,25	0,04 - 0,20	0,05 - 0,20	0,25 - 0,04
	do herbicidem umrtveného dnu	víceletých píceň	0,02	0,02	0,03	0,03	0,05	0,03					
		jílku jako ozimé mezplodiny	0,05	0,05	0,05	0,05	0,15	0,10					
Vojtěška	v přírodních řádcích libovolného směru		0,65	0,80	0,65	0,30	0,70						
			0,02										
			0,015										
Jeteřka červená, louky			0,005										

Pozn. 5a-sláma sklizena, 5b – sláma ponechána, O – po obilnině, K – po kukuřici, OP – setí do zorané půdy, St – setí do strniště (Janeček, 2008)

Váhu hodnot C-faktoru v jednotlivých pěstebních obdobích je nutné korigovat procentuálním rozdělením R-faktoru v průběhu roku - viz Tab. 3. Následující příklad je uveden pro ozimou řepku (jako obilninu) v mírně teplé (bramborářské) oblasti, vyseté po jarním ječmeni do zorané půdy (Janeček, 2008).

Tab. 10: Příklad výpočtu C faktoru

Období vývoje plodiny	Kalendářní období	Součin faktorů (USLE) C x R
1. období podmítky a hrubé brázdy	od 1. 8. do 20. 8.	0,65 . 0,208 = 0,135
2. období od přípravy pozemku k setí do 1. měsíce po zasetí	od 21. 8. do 30. 9.	0,70 . 0,123 = 0,086
3. období od konce 2. období do 30. 4.	od 1. 10. do 30. 4.	0,45 . 0,009 = 0,004
4. období od konce 3. období do sklizně	od 1. 5. do 20. 7.	0,08 . 0,552 = 0,044
5. období strniště	od 21. 7. do 31. 7.	0,25 . 0,108 = 0,027
Výsledná roční hodnota faktoru C ozimé řepky		celkem C x R = 0,30

(Janeček, 2008)

Hodnotu faktoru C plodiny ovlivňuje tedy její zařazení v osevním sledu, délka vegetační doby plodiny, použitá agrotechnika a v neposlední řadě výrobní oblast (její průměrná roční teplota) (Pasák et al., 1984).

2.11.7 Faktor účinnosti protierozních opatření (P)

P - faktor vyjadřuje vliv protierozních opatření; udává poměr ztráty půdy z vyšetřovaného pozemku a ztráty půdy z jednotkového pozemku, obdělávaného ve směru sklonu svahu (Holý, 1978).

Pro snížení rizika působení eroze je třeba provádět protierozní ochranu půdy. Protierozní ochrana je soubor opatření k zeslabení nebo zamezení účinku eroze na půdu, půdní vláhu a povrchovou vodu a pěstované plodiny (Hůla, Procházková et al., 2008).

P nabývá hodnot od 0 do 1, kdy nejvyšší hodnoty odpovídají holé půdě bez ochrany. Zachování živého i neživého vegetačního krytu a provádění ochranného obdělávání půdy významně snižuje erozi půdy. Kombinování různých postupů je účinnější než postup jediný (Blanco, Lal, 2008).

Vodní eroze může nastat jedině tam, kde vzniká povrchový odtok; všechna protierozní opatření budou zaměřena v podstatě na:

- co největší zintenzívnění vsaku vody do půdy, aby nenastával povrchový odtok,
- zamezení možnosti soustředování povrchového odtoku, není-li možné dosáhnout dostatečně vydatného vsaku a dbát o jeho stálé rozptylování,
- zpomalování povrchového odtoku, aby nenabyl unášecí síly schopné odnášet zeminu, a umožnit jeho vsak do půdy (Tlapák, Šálek, Legát, 1992).

Velmi účinným protierozním faktorem je vegetace, která zmírňuje, resp. zabraňuje destrukčním účinkům dopadajících vodních kapek a podporuje zásak vody do půdy. Chrání také povrch reliéfu před vysoušením, což je zvláště významné proti eolické erozi a dále zlepšuje strukturu půdy (Buzek, 1983).

Nejméně účinným opatřením je konturové obdělávání podél vrstevnic. Účinnější je pásové pěstování plodin, kdy se na svahu střídají podél vrstevnic umístěné pásy plodin chránících půdu proti erozi nedostatečně s pásy víceletých píceňin nebo ozimých obilovin (Pasák et al., 1984). Při pásovém hospodaření, při němž se střídají kultivované pásy s ochrannými, doporučují autoři přibližně poloviční

hodnotu faktoru P (Holý, 1978). Hrázkování (přerušované brázdování) se dobře uplatní v porostech bramborů, ale též v ovocných výsadbách a vinicích.

Nejúčinnějším technickým protierozním opatřením je terasování, kdy svah výrazně ohrožený erozí se střídavě upraví vždy na nechráněný pruh půdy s malým nebo dokonce nulovým příčným sklonem a na svah terasového stupně s mimořádně vysokým sklonem, chráněný travním porostem, popřípadě v extrémních sklonech tvořený zdí (Pasák et al., 1984).

Tab. 11: Hodnoty faktoru protierozních opatření P

Protierozní opatření	Sklon svahu (%)			
	2 - 7	7 - 12	12 - 18	18 - 24
Maximální délka pozemku po spádnicí při konturovém obdělávání	120 m	60 m	40 m	-
	0,6	0,7	0,9	1,0
Maximální šířka a počet pásů při pásovém střídání	40 m	30 m	20 m	20 m
	6 pásů	4 pásy	4 pásy	2 pásy
- okopanin s víceletými pícninami	0,30	0,35	0,40	0,45
- okopanin s ozimými obilovinami	0,50	0,60	0,75	0,90
Hrázkování, resp. přerušované brázdování podél vrstevnic	0,25	0,30	0,40	0,45
Terasování	0,05 - 0,20			

(Janeček, 2008)

Jestliže nelze předpokládat, že by byly dodrženy vyznačené podmínky maximálních délek a počtu pásů, nelze s uvedenou účinností příslušného opatření vyjádřenou hodnotami faktoru P počítat a faktor $P=1$ (Podhrázká, Dufková, 2005).

Mezi protierozní opatření na zemědělských půdách patří:

- organizační opatření – delimitace kultur, osevní postup, dělení pozemků do pásů, tvar a velikost pozemku,
- agrotechnická opatření – pásové zatravnění, pásové střídání plodin, redukované zpracování půdy, setí do mulče vymrzajících meziplodin nebo posklizňových zbytků atd.,
- technická opatření – terénní urovnávky, terasy, kanály, průlehy, protierozní nádrže aj. (Hůla, Procházková et al., 2008).

2.12 Přípustná ztráta půdy vodní erozí

Univerzální rovnice ztráty půdy vychází z principu tzv. přípustné ztráty půdy (Vrána, Kender et al., 1998). Hodnota přípustné ztráty půdy slouží ke stanovení míry

erozního ohrožení pozemku a je definována jako maximální velikost eroze půdy, která dovoluje trvale a ekonomicky dostupně udržovat dostatečnou úroveň úrodnosti půdy (Janeček et al., 2007). Absolutní ochrana zemědělských pozemků před účinky eroze není reálná a ani ekonomická. Návrh protierozních opatření se tedy provádí na určitý „únosný“ stupeň ochrany (Janeček, 1999).

Určení přípustné meze eroze, jež je dána intenzitou eroze, je velmi obtížné, neboť se musí zároveň uvažovat důsledky, jež může erozní proces v daných podmínkách způsobit (Holý, 1978). Dosazením zjištěných hodnot faktorů pro vyšetřovaný pozemek do Univerzální rovnice se určí dlouhodobá průměrná ztráta půdy vodní erozí v $t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$ při současném či navrhovaném způsobu využívání. (Janeček et al., 2007). Pokud vypočtená ztráta půdy překročí hodnoty stanovené jako přípustné ztráty půdy je zřejmé, že způsob využívání pozemku nezabezpečuje dostatečnou protierozní ochranu. Proto je nutné uplatnit přísnější protierozní opatření (Janeček et al., 2007).

Přípustná ztráta je pro:

mělké půdy (do 30 cm)..... $1 t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$,
středně hluboké (30 - 60 cm)..... $4 t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$,
hluboké (nad 60 cm)..... $10 t \cdot ha^{-1} \cdot rok^{-1}$.

K množství přípustného odnosu jemnozeme lze podotknout, že je z hlediska současného vývoje degradace půdy by bylo vhodné přehodnotit tyto limity (Mazín, Uhlířová et al., 2005).

2.13 Metoda CN - křivek

Hydrologické studie určující základní parametry odtoku vycházejí z dlouhodobě sledovaných průtoků v uzávěrových profilech povodí. Takové údaje jsou však v malých povodích zřídka k dispozici. Potřebné návrhové parametry, jako je objem odtoku a kulminační průtok, je možné stanovit pomocí hydrologických modelů, vyjadřujících vliv charakteristik povodí na odtokový proces (Janeček, 2008).

Ve světě i u nás byly a jsou vytvářeny jednoduché i složité modely srážkoodtokových vztahů, které však zpravidla nejsou zcela vhodné k těmto účelům, neboť bývají odvozeny pro větší povodí. Neseparují povrchový odtok od odtoku podpovrchového, nezohledňují vlivy půdních vlastností, rostlinného pokryvu a zemědělského obdělávání a někdy vyžadují i poměrně obtížně dostupná vstupní data.

Při současné úrovni poznatků se jeví jako nejvhodnější tzv. „metoda čísel odtokových křivek“ (Pasák et al., 1984).

Metoda CN (Curve Number) byla odvozena pro potřeby odhadu velikosti přímého odtoku ze zemědělských ploch ve Spojených státech v Soil Conservation Service (dnes NRCS - Natural Resources Conservation Service) (Daňhelka, 2007). Metoda je konečným produktem důkladných šetření provedených během let 1930 až 1940. S pasáží v Zákoně o ochraně povodí a prevence před povodněmi (Watershed Protection and Flood Prevention) (Public Law 83-566) v srpnu 1954 metoda získala federální uznání (Frevert, Singh, 2002).

Metoda čísel odtokových křivek je jednou z nejpoblárnějších metod pro výpočet objemu povrchového odtoku dešťových srážek pro danou událost z malých zemědělských povodí. Její původ může být stopován k návrhu Shermana na vyhodnocování přímého odtoku dešťových srážek v závislosti na přívalovém dešti, následné práci Mockuse na odhadu povrchového odtoku z povodí s využitím informací o půdě, využití půdy, předcházejících srážkách, délce deště a průměrné roční teplotě (Singh, Seo, Sonu, 1999); a grafickému postupu Andrewse pro odhad přímého odtoku pro kombinace struktury půdy, druhu a množství pokryvu a ochranných opatření (Woodward, Quan, Hawkins et al., 2002).

V roce 1955 G.W. Musgrave popsal hydrologickou klasifikaci půd v závislosti na jejich infiltračních sazbách. Všechny půdy byly seskupeny do čtyř základních skupin v závislosti na minimální infiltrační schopnosti na základě laboratorních testů (Woodward, Quan, Hawkins et al., 2002).

Metodu CN lze použít i u nás v malých povodích do velikosti cca 8 až 10 km² k návrhu nebo k posouzení protierozních opatření, jako jsou dráhy soustředěného povrchového odtoku - údolnice, průlehy, záchytné příkopy a nádrže, a pro odhad transportu znečišťujících látek - erozních smyvů z malých povodí (Pasák et al., 1984). Metodu nelze použít pro výpočet odtoku z tání sněhu (Janeček, 2008).

Tato metoda vychází z předpokladu, že objem a výška odtoku závisí na meteorologických (úhrnu srážek), pedologických charakteristikách (druh půdy) a půdním krytu povodí. Výpočet odtoku vyžaduje určení indexu, který reprezentuje tyto činitele a odpovídá číslu odtokové křivky (CN – curve number) (Krešl, 2001).

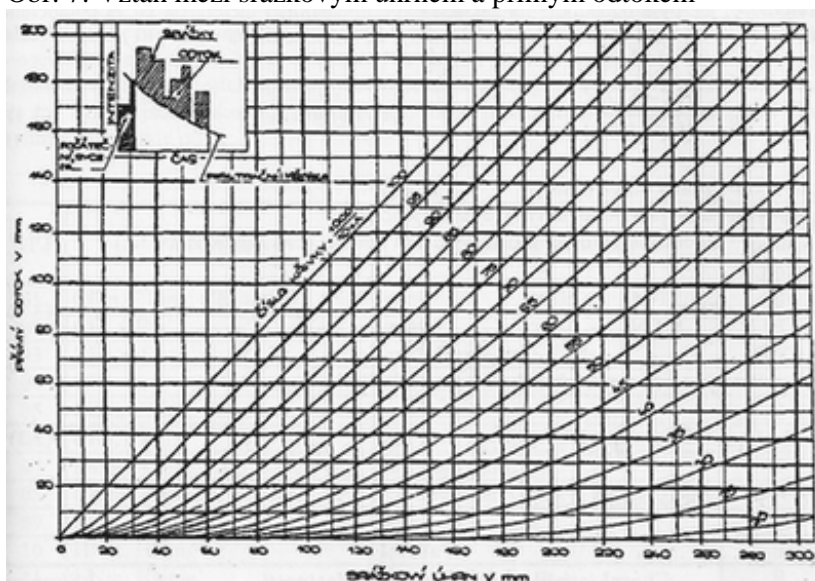
Základním vstupem metody CN křivek je srážkový úhrn o určitém časovém rozdělení, za předpokladu jeho stejnoměrného rozdělení po ploše povodí (Mazín, Uhlířová et al., 2005). Objem srážek je přeměněn na objem odtoku pomocí čísel odtokových křivek - CN. Jejich hodnoty jsou závislé na hydrologických vlastnostech půd, vegetačním pokryvu, velikosti nepropustných ploch, intercepci a povrchové akumulaci (Janeček et al., 2007).

2.13.1 Objem přímého odtoku

Přímý odtok zahrnuje odtok povrchový a část odtoku podpovrchového (hypodermického). Podíly těchto odtoků se oceňují právě pomocí čísel odtokových křivek – CN křivky (Curve number) (Obr. 7) (Ehrlich, Gergel, Lojda, 2005). K hypodermickému odtoku podílejícímu se na přímém odtoku dochází tehdy, když do půdy infiltrovaná voda stéká po mělce uložené, málo propustné vrstvě a vyvěrá opět na povrch, na rozdíl od základního odtoku, na jehož tvorbě se podílí voda, která se vsakuje až k hladině podzemní vody a vtéká do koryt toků (Krešl, 2001). Tento základní odtok se objevuje zřídka natolik brzo po přivalovém dešti, aby měl vliv na velikost povodňové vlny vyvolané přivalovým deštěm. CN je tedy současně i ukazatelem pravděpodobnosti typu odtoku (Janeček, 2008).

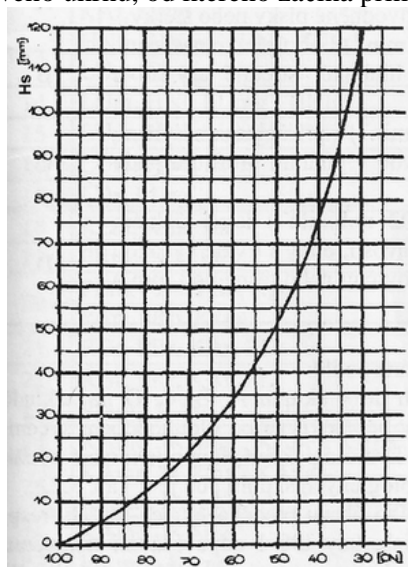
Ačkoli CN teoreticky kolísá od 0 do 100, skutečné hodnoty potvrzené praxí leží v rozmezí 40 až 98. Čím vyšší je hodnota CN, tím větší je potenciální odtok z povodí, a naopak (Tyagi, Mishra, Singh, 2008).

Obr. 7: Vztah mezi srážkovým úhrnem a přímým odtokem



(Podhrázská, Dufková, 2005)

Obr. 8: Velikost srážkového úhrnu, od kterého začíná přímý odtok v závislosti na CN



(Podhrázská, Dufková, 2005)

K odhadu objemu přímého odtoku z malých povodí na našem území lze využít zpracované N-leté jednodenní srážkové úhrny, které se blíží hodnotám návrhových přívalových dešťů způsobujících erozi půdy, příp. o průměrnou hodnotu úhrnu návrhového deště pro vyšetřovanou lokalitu je nutné požádat ČHMÚ (Janeček, 2008).

Metoda CN-křivek vychází z předpokladu, že poměr objemu odtoku k úhrnu přívalové srážky se rovná poměru objemu vody zadržené při odtoku k potenciálnímu objemu, který může být zadržen. Odtok začíná po počáteční ztrátě, která je součtem intercepce, infiltrace a povrchové retence. Tato počáteční ztráta byla stanovena na základě experimentálních měření na 20 % potenciální retence ($I_a=0,2A$) (Janeček, 2008).

Velikost přímého odtoku se stanoví podle rovnice: $O_{pH} = 1000 \cdot H_0 \cdot S_p$

Výška přímého odtoku v mm je dána vztahem: $H_0 = (H_s - 0,2A)^2 / (H_s + 0,8A)$

kde: H_s – výška srážky z přívalového deště v mm,

S_p – plocha povodí v km^2 ,

A – potenciální retence určovaná podle čísla křivky CN podle vztahu:

$A = 25,4 (1000 / CN - 10)$ (mm) (Krešl, 2001).

2.13.2 Čísla odtokových křivek

Čísla odtokových křivek CN jsou tabelizována podle:

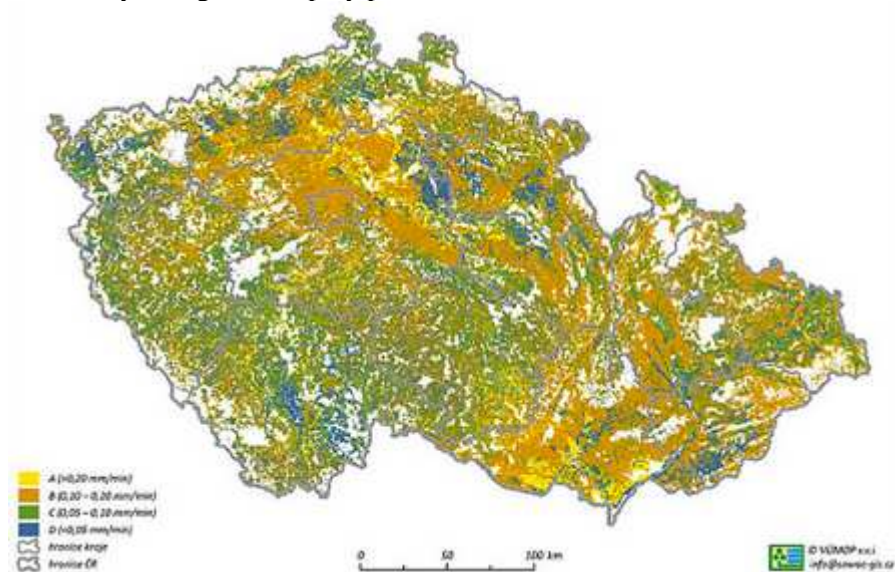
a) hydrologických vlastností půd rozdělených do 4 skupin: A, B, C, D na základě minimálních rychlostí infiltrace vody do půdy bez pokryvu po dlouhodobém sycení (Mazín, Uhlířová et al., 2005). Půdní charakteristiky ovlivňují zejména infiltrační a retenční schopnosti území (písčité půdy mají větší infiltrační rychlosti, ale menší retenční schopnost) (Daňhelka, 2007). Pro přibližnou orientaci pro zařazování půd do hydrologických skupin je možné použít Tab. 12 (Janeček, 2008).

Tab. 12: Hydrologické skupiny půd

Hydrologická skupina	Charakteristika hydrologických vlastností půd
A	Půdy s vysokou rychlostí infiltrace ($> 0,12 \text{ mm.min}^{-1}$) i při úplném nasycení, zahrnující převážně hluboké, dobře až nadměrně odvodněné písky nebo štěrky.
B	Půdy se střední rychlostí infiltrace ($0,06 - 0,12 \text{ mm.min}^{-1}$) i při úplném nasycení, zahrnující převážně půdy středně hluboké až hluboké, středně až dobře odvodněné, hlinitopísčité až jílovitohlinité.
C	Půdy s nízkou rychlostí infiltrace ($0,02 - 0,06 \text{ mm.min}^{-1}$) i při úplném nasycení, zahrnující převážně půdy s málo propustnou vrstvou v půdním profilu a půdy jílovitohlinité až jílovité.
D	Půdy s velmi nízkou rychlostí infiltrace ($< 0,02 \text{ mm.min}^{-1}$) i při úplném nasycení, zahrnující převážně jíly s vysokou bobtnavostí, půdy s trvale vysokou hladinou podzemní vody, půdy s vrstvou jílu na povrchu nebo těsně pod ním a mělké půdy nad téměř nepropustným podložím.

(Janeček, 2008)

Obr. 9: Hydrologické skupiny půd



(Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i.)

Pro přibližnou orientaci při zařazování půd do hydrologických skupin je možné použít Tab. 13 podle 2. a 3. číslice 5-ti místného kódu BPEJ (Janeček, 2008).

Tab. 13: Hydrologické skupiny zemědělských půd podle HPJ (2. a 3. číslice kódu BPEJ)

HPJ	Hydrologická půdní skupina	HPJ	Hydrologická půdní skupina	HPJ	Hydrologická půdní skupina	HPJ	Hydrologická půdní skupina
1	B	21	A	40	B	60	B
2	B	22	B	41	B	61	D
3	C	23	C	42	B	62	C
4	A	24	B	43	B	63	D
5	A	25	B	44	C	64	C
6	C	26	B	45	C	65	C
7	D	27	B	46	C	66	D
8	B	28	B	47	C	67	D
9	B	29	B	48	C	68	D
10	B	30	B	49	D	69	D
11	B	31	A	50	C	70	D
12	B	32	A	51	C	71	D
13	B	33	B	52	C	72	D
14	B	34	B	53	D	73	D
15	B	35	B	54	D	74	D
16	B	36	B	55	A	75	C
17	A	37	B	56	B	76	D
18	B	38	B	57	C	77	C
19	B	39	C	58	C	78	C
20	D			59	D		

(Janeček, 2008)

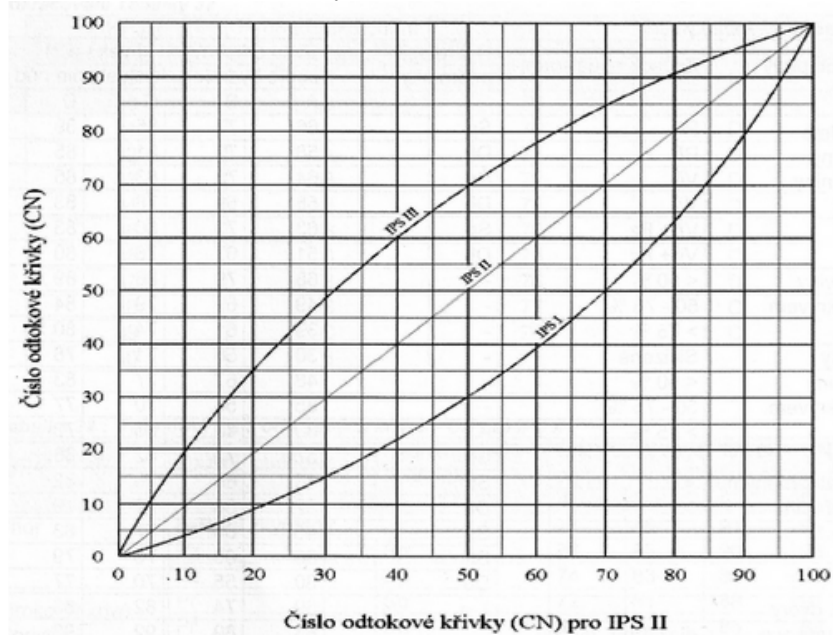
b) vlhkosti půdy určované na základě 5-ti denního úhrnu předcházejících srážek resp. indexu předchozích srážek (IPS) ve 3 stupních, kdy IPS I odpovídá takovému minimálnímu obsahu vody v půdě, který ještě umožňuje uspokojivou orbu a obdělávání, při IPS III je půda přesycena vodou z předcházejících dešťů. Index předchozích srážek je uveden v Tab. 14. Pro návrhové účely se zvažuje IPS II (Obr. 10), tedy pro střední nasycení půdy vodou (Janeček, 2008). Retenční schopnost krajiny bude pochopitelně nižší v případě, kdy srážky následují po jiné srážkové epizodě (Daňhelka, 2007).

Tab. 14: Index předchozích srážek (IPS)

Skupina IPS	Celkový úhrn předchozích srážek v mm za 5 dnů v období	
	mimovegetačním	vegetačním
I.	< 13	< 36
II.	13 - 28	36 - 53
III.	> 28	> 53

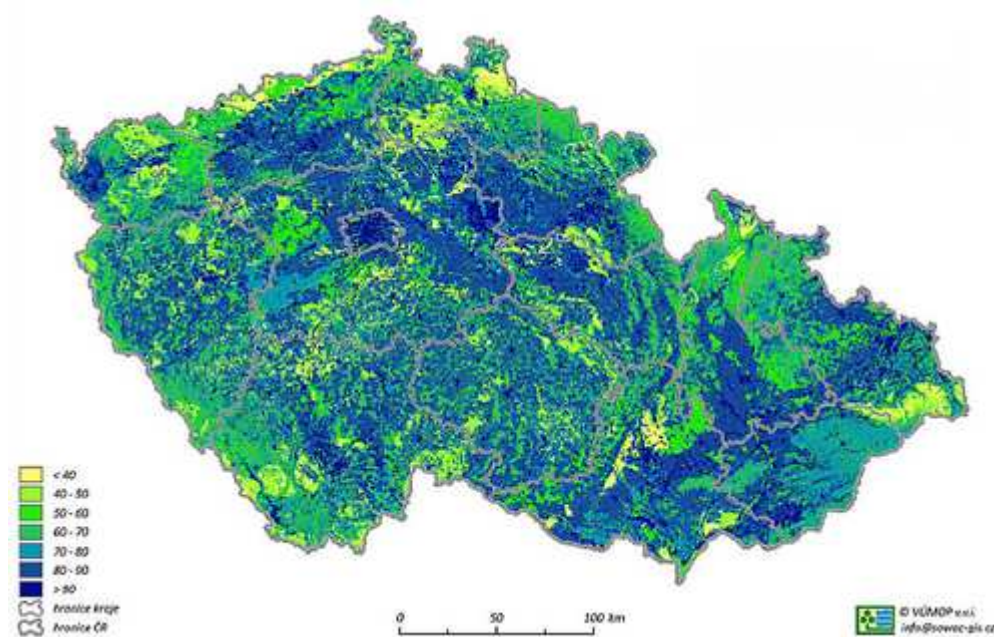
(Pasák et al., 1984)

Obr. 10: Vliv obsahu vody v půdě (IPS I - suchá, IPS II - střední, IPS III - nasycená) na změnu čísla odtokové křivky (CN)



(Janeček, 2008)

Obr. 11: Čísla odtokových křivek (CN) - předchozí vláhové podmínky (PVP) II



(Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i.)

c) využití půdy, vegetačního pokryvu, způsobu obdělávání a uplatnění protierozních opatření (Janeček et al., 2007). Vliv povrchu povodí se hodnotí pomocí tříd využívání a obdělávání půdy. Využíváním půdy se rozumí pokryv povodí a zahrnuje všechny zemědělské kultury, lesy, jakož i nezemědělské využití (vodní a nepropustné plochy). Obdělávání půdy zahrnuje způsob zpracování půdy a střídání

plodin. V Tab. 15 jsou uvedena průměrná čísla křivek odtoku (CN) pro hydrologický komplex: půda - pokryv (Pasák et al., 1984).

Tab. 15: Průměrná čísla odtokových křivek - CN pro IPS II

Využití půdy	Obdělávání	Hydrologická skupina půd			
		A	B	C	D
Úhor	-	77	86	91	94
Širokořádkové plodiny	přímé řádky	67	78	85	89
	vrstevnicové ř.	65	75	82	86
	protierozní o.	62	71	78	81
Úzkořádkové plodiny	přímé řádky	63	75	83	87
	vrstevnicové ř.	61	73	81	84
	protierozní o.	59	70	78	81
Hustě seté jeteloviny nebo dočasné louky	přímé řádky	58	72	81	85
	vrstevnicové ř.	55	69	78	83
	protierozní o.	51	67	76	80
Pastviny		39	61	74	80
Louky		30	58	71	78
Lesy		25	55	70	77
Intravilán		59	74	82	86
Cesty nezpevněné		72	82	87	89
Cesty zpevněné		74	84	90	92

(Pasák et al., 1984).

Úhor představuje pole bez vegetace s nejvyšším odtokovým potenciálem. Pole s přímými řádky jsou obdělávána po spádnici nebo napříč svahu. Hydrologický účinek vrstevnicové orby spočívá v povrchové akumulaci v brázdách, čímž je prodlužována doba vsakování. Termín „protierozní obdělávání“ se týká terasovaných ploch s průlehy, se zatravněnými údolnicemi nebo s jinými účinnými protierozními opatřeními.

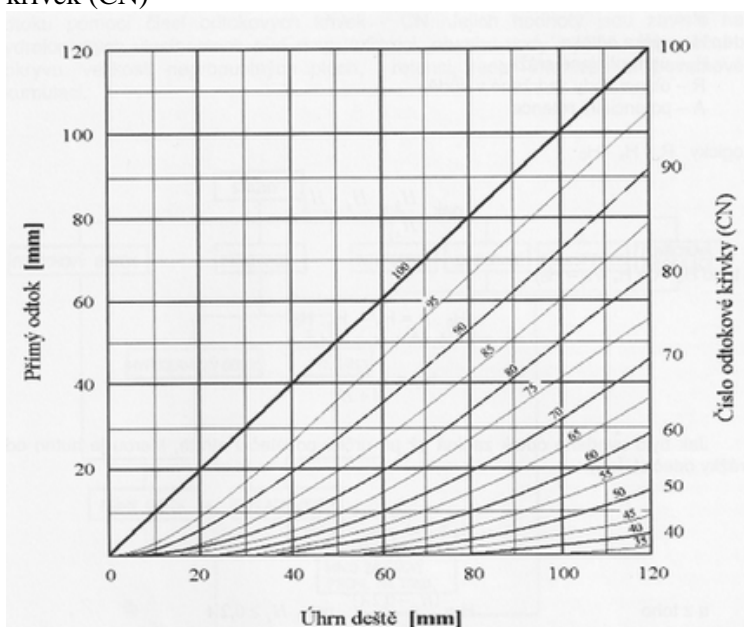
Průměrná čísla křivek uvedená v Tab. 15 odpovídají dobře zapojeným porostům a jsou použitelná pro průměrné hospodářské podmínky během vegetačního období (Pasák et al., 1984). Sezónní změny CN lze vyjadřovat tak, že pro období orání a setí (sázení) CN odpovídá úhoru. Mezi výsevem (výsadbou) a před vrcholovým růstem odpovídají CN průměrům. V období vrcholového růstu, zpravidla před sklizní, je $CN = 2 CN_{\emptyset} - CN_{\text{úhor}}$. Po sklizni závisí CN na zakrytí povrchu půdy rostlinnými zbytky. Pokud jsou 2/3 povrchu půdy bez pokryvu, pak CN odpovídá úhoru, pokud je 1/3 bez pokryvu, odpovídá průměrnému CN (Janeček, 2008).

Vyskytují li se v povodí plochy reprezentované různými čísly křivek CN, pak se průměrné číslo křivky CN pro celé povodí stanoví vztahem:

$$CN = \frac{\sum_{i=1}^n CN_i \cdot SP_i}{S_p}$$

kde: CN – průměrné číslo křivky pro celé povodí,
 CN_i – číslo křivky i-té plochy,
 SP_i – velikost plochy povodí se stejným číslem křivky,
 S_p – celková plocha povodí (Krešl, 2001).

Obr. 12: Závislost výšky přímého odtoku (H_o) na úhrnu deště (H_s) a číslech odtokových křivek (CN)



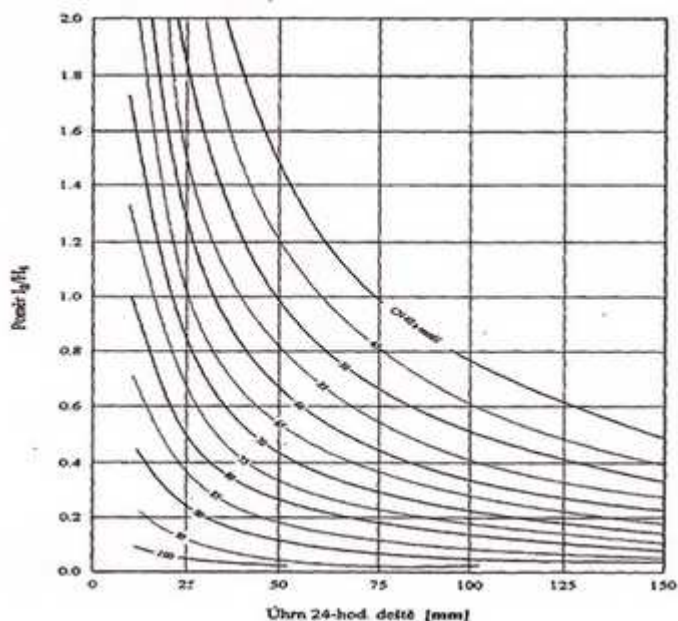
(Janeček et al., 2007)

2.13.3 Kulminační průtok

Určení kulminačního (vrcholového) průtoku Q_{pH} je obtížnou částí nepřímých hydrologických metod. Povodí s podstatně rozdílnými čísly CN, či dobami koncentrace v důsledku různých svahů, půd a způsobů jejich využití, je nutné rozdělit na dílčí povodí (MŽP, 2000).

Při výpočtu kulminačního průtoku se v metodě odtokových křivek používá poměru počáteční akumulace k jednodennímu maximálnímu srážkovému úhrnu I_a/H_s (Obr. 13). (Janeček et al., 2007).

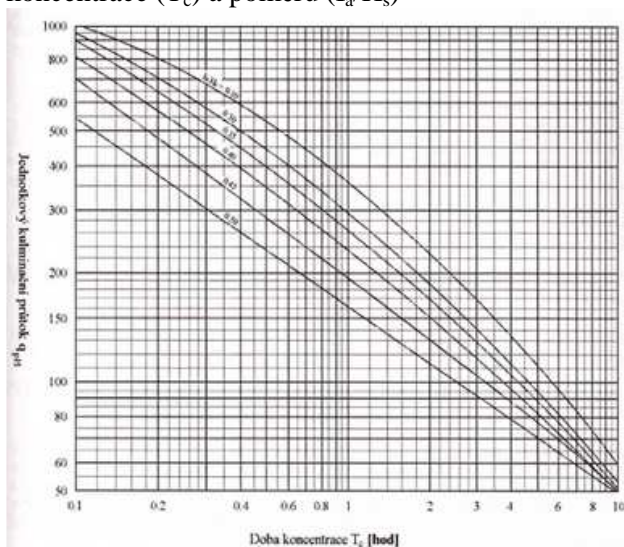
Obr. 13: Nomogram k určení I_a/H_s z 24-hod. úhrnu deště pro různá čísla odtokových křivek (CN)



(Janeček, 2008)

Pro poměr I_a/H_s se podle doby koncentrace určí jednotkový kulminační průtok Q_{pH} z nomogramu (Obr. 14). (Janeček, 2008).

Obr. 14: Nomogram pro zjištění jednotkového kulminačního průtoku (q_{pH}) z doby koncentrace (T_c) a poměru (I_a/H_s)



(Janeček, 2008)

Kulminační průtok se stanoví ze vztahu: $Q_{pH} = 0,00043 \cdot q_{pH} \cdot P_p \cdot H_o \cdot f$

kde: q_{pH} - jednotkový kulminační průtok ($m^3 \cdot s^{-1}$),

P_p - plocha povodí (km^2),

H_o - výška odtoku (mm),

f - opravný součinitel pro rybníky a mokřady.

Jednotkový kulminační průtok q_{pH} se odečte z nomogramu, pro II. typ rozdělení srážek (Tab. 14) z doby koncentrace T_c a poměru I_a/H_s (Obr. 14). I_a je počáteční ztráta vody, již dříve definována a k jejímuž určení podle CN lze použít Tab. 16. Opravný součinitel f pro nádrže, rybníky a bažiny, které nejsou v trase průtoku T_c , je uveden v Tab. 17. Výsledný kulminační průtok Q_{pH} o požadované pravděpodobnosti opakování souží především k dimenzování základních hydrotechnických prvků protierozní ochrany - příkopů a průlehů, příp. odpadů a kanálů (Podhrázská, Dufková, 2005).

Tab. 16: Určení počáteční ztráty $I_a=0,2A$ podle čísla odtokové křivky CN

CN	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49
I_a (mm)	76,2	73,1	70,2	67,3	64,6	62,1	59,6	57,3	55,0	52,9
CN	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59
I_a (mm)	50,8	48,8	46,9	45,1	43,3	41,6	39,9	38,3	36,8	35,3
CN	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69
I_a (mm)	33,9	32,5	31,1	29,8	28,6	27,4	26,2	25,0	23,9	22,8
CN	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79
I_a (mm)	21,8	20,8	19,8	18,8	17,9	16,9	16,1	15,2	14,3	13,5
CN	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89
I_a (mm)	12,7	11,9	11,2	10,4	9,7	9,0	8,3	7,6	6,9	6,3
CN	90	91	92	93	94	95	96	97	98	
I_a (mm)	5,6	5,0	4,4	3,8	3,3	2,7	2,1	1,6	1,0	

(Janeček, 2008)

Tab. 17: Opravný součinitel (f) pro nádrže, rybníky a mokřady

Procento ploch nádrží, rybníků a mokřadů v povodí	Opravný součinitel (f)
0,0	1,00
0,2	0,97
1,0	0,87
3,0	0,75
5,0	0,72

(Janeček et al., 2007)

Faktor rybníků a mokřadů (f) se používá tehdy, vyskytují-li se v povodí rybníky a mokřady mimo hydraulickou dráhu povrchového odtoku, takže s nimi není počítáno při určování dob doběhu, resp. doby koncentrace (MŽP, 2000).

2.13.4 Doba koncentrace a doba doběhu

Doba doběhu (T_t) je čas, po který se voda přemísťuje z jednoho místa v povodí na jiné. Odtok může probíhat po povrchu nebo pod ním nebo v kombinovaně. Je to část doby koncentrace (T_c), která je časem potřebným pro odtok z hydraulicky nejvíce vzdálené části povodí do uzávěrového profilu (Kent, 1971). Počítá se jako součet dílčích dob doběhu ve zvolené odtokové dráze.

Intenzifikace zemědělského využití pozemků v krajině obvykle zkracuje dobu koncentrace, čímž se zvyšuje vrcholový průtok (Janeček et al., 2007).

Voda z povodí stéká z horních částí jako plošný povrchový odtok, přechází v soustředěný odtok o malé hloubce a končí soustředěným odtokem v otevřeném korytě (MŽP, 2000).

a) Plošný povrchový odtok

Pro plošný (svahový) odtok kratší než 100 m lze použít pro výpočet doby doběhu T_{ta} Manningovu kinematickou rovnici. Hodnoty Manningova součinitele drsnosti (n) pro plošný odtok o maximální hloubce do 3 cm, pro různé druhy povrchů, včetně vlivu dopadu dešťových kapek, odporu povrchu (překážek v podobě posklizňových rádků) a transportu sedimentů udává Tab. 18 (Janeček, 2008).

Tab. 18: Manningův součinitel drsnosti (n) pro plošný povrchový odtok

Popis povrchu	Manningův součinitel drsnosti (n) pro plošný povrchový odtok
Hladký povrch (beton, asfalt, štěrk, holá půda)	0,011
Úhor bez posklizňových zbytků	0,05
Obdělávaná půda s posklizňovými zbytky < 20 % povrchu	0,06
Obdělávaná půda s posklizňovými zbytky > 20 % povrchu	0,17
Travní porost nízký	0,15
Travní porost střední	0,24
Travní porost vysoký, hustý	0,41
Les s bylinným porostem řídkým	0,4
Les s bylinným porostem hustým	0,8

(Janeček, 2008)

$$T_{ta} = 0,007(n \cdot l / 0,3048)^{0,8} / [(H_{s2} / 25,4)^{0,5} \cdot s^{0,4}]$$

kde: T_{ta} - doba doběhu (h),

n - Manningův součinitel drsnosti (Tab. 18),

l - délka proudění (m),

H_{s2} - úhrn 24 hod. deště s dobou opakování 2 roky (mm),

s - hydraulický sklon povrchu ($m \cdot m^{-1}$).

Tento zjednodušený tvar Manningova kinematického řešení je založený na předpokladu ustáleného proudění v tenké vrstvě, konstantní intenzitě efektivního deště v době trvání 24 hodin a malém vlivu rychlosti infiltrace na dobu oběhu (Janeček et al., 2007).

b) Soustředěný odtok o malé hloubce

Po cca 100 m se plošný odtok zpravidla mění na soustředěný odtok o malé hloubce. Doba doběhu (T_{tb}) je dána podílem délky proudění a jeho rychlosti:

$$T_{tb} = l/3600 \cdot v$$

kde: T_{tb} - doba doběhu (h),

l - délka proudění (m),

v - průměrná rychlost (m.s⁻¹) - Průměrnou rychlost lze určit z Obr. 15 pro zpevněný a nezpevněný povrch.

Pro sklony menší než 0,005 lze užit vztahy založené vztahy založené na řešení Manningovy rovnice pro nezpevněným povrch s Manningovým součinitelem drsnosti $n=0,05$ a hydraulickým poloměrem $R=0,12$ m, pro zpevněný povrch pro $n=0,025$ a $R=0,06$ m.

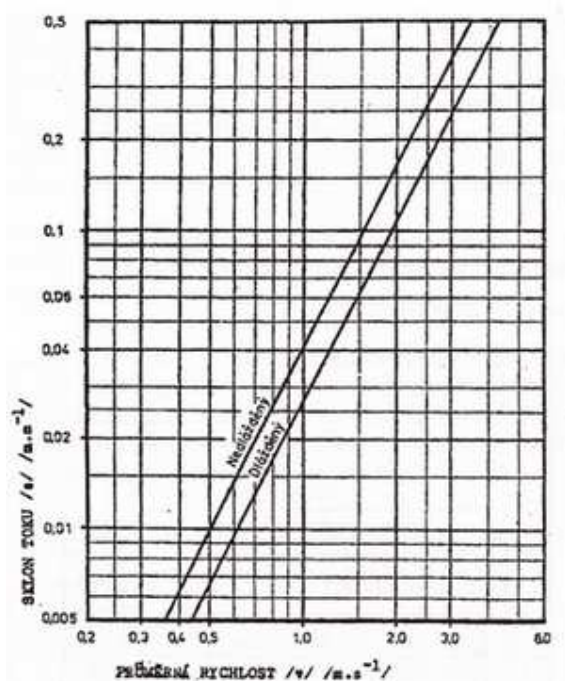
pro nezpevněný povrch $v = 4,918 \cdot s^{0,5}$

pro zpevněný povrch $v = 6,196 \cdot s^{0,5}$

kde: v - průměrná rychlost (m.s⁻¹),

s - sklon odtokového prvku (m.m⁻¹) (Janeček et al., 2007).

Obr. 15: Průměrné rychlosti pro stanovení doby doběhu pro soustředěný odtok o malé hloubce



(Janeček et al., 2007)

c) Otevřená koryta

Otevřená koryta začínají tam, kde lze zaměřit příčný profil nebo kde jsou zakreslena na mapách. Průměrná rychlost proudění se obvykle stanoví pro průtok otevřeným korytem podle rovnice Manninga: $v = 1/n \cdot R^{2/3} \cdot s^{1/2}$

kde: v - průměrná rychlost ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),

R - hydraulický poloměr (m); $R = F/O$,

F - plocha příčného profilu (m^2),

O - omočený obvod (m),

s - sklon koryta toku ($\text{m} \cdot \text{m}^{-1}$).

n - Manningův součinitel drsnosti pro průtok otevřeným korytem (Tab. 19)

Tab. 19: Manningův součinitel drsnosti (n) pro otevřená koryta

Charakteristika koryta	Manningův součinitel drsnosti (n) pro otevřená koryta
Betonové tvárnice spárované	0,012
Betonové tvárnice spárované	0,013
Struskobetonové tvárnice	0,014
Kamenná dlažba spárovaná	0,022
Polovegetační tvárnice	0,025
Zemní koryto pravidelné, kosené	0,025
Kamenná dlažba na sucho, hrubá	0,029
Kamenná rovnánina	0,032
Polovegetační tvárnice, vzrostlý drn	0,033
Zemní koryto pravidelné, nekosené	0,033

(Janeček, 2008)

Doba doběhu (T_{tc}) se vypočte podle vztahu: $T_{tc} = 1/3600 \cdot v$ (h)

Doba koncentrace povrchového odtoku (T_c) je součtem doby oběhu (T_t) pro různé po sobě následující úseky proudění: $T_c = T_{ta} + T_{tb} + T_{tc}$ (h)

(Janeček et al., 2007).

2.14 Výpočet transportu splavenin

Pro odhad transportu splavenin z jednotlivého přívalového deště lze použít modifikovanou rovnici MUSLE (Modified Universal Soil Loss Equation), kde je hodnota R-faktoru nahrazena součinem objemu a kulminačního průtoku vypočtených metodou CN křivek a ostatní faktory jsou vyjádřeny průměrnými hodnotami faktorů USLE pro povodí (Janeček, 2008).

$$G = 11,8 \cdot (O_{pH} \cdot Q_{pH})^{0,56} \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P$$

kde: G - transport splavenin z přívalového deště v t,

O_{pH} - objem přímého odtoku v m^3 ,

Q_{pH} - velikost kulminačního průtoku v $m^3 \cdot s^{-1}$,

K,L,S,C,P - faktory univerzální rovnice pro dané povodí (počítány váženým průměrem vztáženým k ploše povodí) (Mazín, Uhlířová et al., 2005).

2.14.1 Faktor erodovatelnosti půdy K

Faktor erodovatelnosti půdy (K) pro dané povodí je dán sumací hodnot K jednotlivých půd, vážených plochou připadající na danou půdu:

$$K = \frac{\sum_{i=1}^n K_i \cdot F_i}{P_p}$$

kde: K_i - faktor erodovatelnosti i-té půdy v povodí,

P_i - plocha i-té půdy v povodí (ha),

P_p - celková velikost povodí (ha),

n - počet různých půd v povodí (Pasák et al., 1984).

2.14.2 Průměrná délka povrchového toku po svahu l

Pro stanovení L faktoru se předpokládá povodí obdélníkového tvaru s tokem uprostřed: $l = P_p / (2 \cdot l_v)$

kde: l - délka povrchového toku po svahu (m),

P_p - celková plocha povodí (m^2),

l_v - celková délka všech toků v povodí (m).

2.14.3 Průměrná svažítost povodí s

Zjišťuje se z mapy sklonitosti, na niž zakreslíme plochy stejného sklonu, udávaného intervalem, např. 0-5 %, 5,1 - 10,0 %. Průměrný sklon povodí pak lze vypočítat jako všeobecný aritmetický střed:

$$s = \frac{\sum_{i=1}^n S_i \cdot P_i}{P_p}$$

kde: s - průměrný sklon povodí (%),

P_i - plochy jednotlivých dílčích plošek v povodí se sklony S_i (m^2),

P_p - celková plocha povodí (m^2),

S_i - středy volených intervalů sklonu (%).

2.14.4 Hodnota topografického faktoru LS pro povodí se určí ze vztahu:

$$LS = 1^{0,5} \cdot (0,0138 + 0,0097s + 0,00138s^2)$$

(Podhrázská, Dufková, 2005).

2.14.5 Faktor ochranného vlivu vegetace C

Faktor ochranného vlivu vegetace (C) je určován průměrkováním hodnot C každé kultury nebo plodiny podle velikosti plochy jednotlivých kultur:

$$C = \frac{\sum_{i=1}^n C_i \cdot P_i}{P_p}$$

kde: C_i - faktor pro i-tý způsob využití,

P_i - plocha obdělávaná jedním způsobem (ha),

n - počet různých způsobů zemědělského využití uplatněných v povodí,

P_p - celková plocha povodí (ha).

Pro faktor (P) - účinnosti protierozních opatření nebyly zatím určeny spolehlivé hodnoty a proto se do rovnice dosazuje $P = 1$ (Janeček, 2008).

2.15 Poměr odnosu

„Poměr odnosu“ (DR – delivery ratio nebo SDR – sediment delivery ratio) je parametr, který vyplňuje mezeru mezi údaji o erozi na svahu a množstvím transportovaných sedimentů v uzávěrovém profilu povodí. Umožňuje tak vzít v úvahu i sedimentaci, k níž dochází na pozemcích a transportní trajektorii (Janeček, 2008).

Chceme-li odhadnout celkové transportované množství splavenin z povodí, pak je nezbytné předcházející výpočet transportu splavenin redukovat tzv. poměrem odnosu, neboť ne všechny erodované půdní částice se z pozemku dostávají do vodních toků (Pasák et al., 1984). Tento poměr se v některých případech může blížit hodnotě 1, jestliže povrchový odtok ústí přímo do toku či nádrže bez jakýchkoliv překážek nebo změn sklonu. V jiném případě může široký pás lesní hrabanky nebo husté vegetace pod erodovanou plochou zachytit téměř veškerý sediment a poměr odnosu se pak blíží 0 (Podhrázská, Dufková, 2005).

Přesahuje-li množství sedimentu transportní schopnost odtoku, dochází k usazování, ale naproti tomu zvýšený průtok vyzvedá určité množství sedimentu

dříve usazeného. Poměr odnosu je tedy přímo úměrný množství odtoku, svažitosti, erozi koryta a nepřímo úměrný velikosti unášených částic, vzdálenosti zdroje od toku, hustotě vegetace a překážkám (Pasák et al., 1984). Pro dané povodí není poměr odnosu konstantní, ale mění se podle velikosti deště a aktuálního stavu povrchu povodí.

Množství splavenin uložených v nádržích nebo jimi proteklých bývá zpravidla menší než erozní potenciál pozemků nad vtokem do nich. Rozdíl mezi těmito dvěma množstvími je často řádový. Aby se překonal tento rozdíl, byl zaveden parametr, označovaný jako poměr odnosu, což je poměr erodované hmoty vnikající v daném bodě do systému vodních toků k celkové erozi všech zdrojů v povodí nad tímto bodem. V podstatě jsou tedy poměry odnosu přepočítacími koeficienty, pomocí nichž lze erozní potenciál celého povodí převést na množství splavenin (Janeček, 2008).

V současné době není k dispozici obecná rovnice pro výpočet poměru odnosu jako funkce parametrů povodí, jsou však k dispozici návody pro přibližné stanovení průměrného poměru odnosu pro určité povodí (Podhrázská, Dufková, 2005). Např. J.R. Williams sestavil rovnici k předpovědi podílu odnosu pro povodí podobná jím sledovanému na základě tří charakteristik povodí: plochy povodí, reliéfového poměru a infiltrace, vyjádřené dlouhodobým průměrným číslem křivky (CN) (Pasák et al., 1984).

$$D_r = 1,366 \cdot 10^{-11} \cdot P_p^{-0,0998} \cdot s_r^{0,3629} \cdot CN^{5,447}$$

kde: D_r - poměr odnosu,

P_p - plocha povodí (km^2),

s_r - reliéfový poměr ($\text{m} \cdot \text{km}^{-1}$),

CN - číslo odtokové křivky.

Při použití rovnice se však v našich podmínkách mohou hodnoty konstanty a exponentů od povodí k povodí lišit. Upřesnit je lze na základě terénního sledování transportu splavenin (Podhrázská, Dufková, 2005).

2.16 Klima

Zjednodušeně lze říci, že klima (nebo podnebí) je "průměrné počasí" za několik desetiletí (Pretel, Vácha, 2003). Podnebí se v minulosti vždy měnilo, přirozené změny klimatu probíhají i dnes a nadále probíhat budou (Metelka, Tolasz, 2009). Změnou klimatu se označuje dlouhodobý posun klimatického režimu v daném

místě, regionu či na celé planetě. Posun je spojen se změnou typického průměrného počasí (teplota, rozložení větru a srážek, apod.). Zcela nejvýznamnější organizací organizující výzkum změny klimatu je Mezivládní panel pro změnu klimatu (Intergovernmental Panel on Climate Change), který byl založen Světovou meteorologickou organizací (WMO) a Programem OSN pro životní prostředí (UNEP) v roce 1988 (Pretel, Vácha, 2003).

2.16.1 Skleníkový efekt

Změna klimatu může být vyvolána buď přirozenými jevy a okolnostmi nebo zásahy člověka. Klíčovými vlivy vyvolanými působením člověka jsou změny koncentrací skleníkových plynů, narušování ozónosféry, lokální znečištění ovzduší a využívání půdy a krajiny (Pretel, Vácha, 2003).

Nejdůležitějším skleníkovým plynem v atmosféře je vodní pára, která má na přirozeném skleníkovém efektu podíl 36–70 % (bez započtení vlivu oblačnosti). Následuje oxid uhličitý s 9–26 %, metan se 4–9 %, ozon se 3–7 % a oxid dusný. Ke skleníkovým plynům se přidávají také další faktory: úbytek ozonu ve stratosféře, přibývání přízemního ozonu, změny albeda (odrazivosti) zemského povrchu způsobené rozvojem zemědělství, ubýváním lesů a usazováním sazí na sněhu, přibývání aerosolů ve vzduchu nebo kondenzační pásy za letadly.

Princip skleníkového efektu lze popsat následovně: přibližně 30 % slunečního záření pronikajícího do zemské atmosféry se vrací zpět do kosmu, a to vlivem odrazu od oblačnosti, rozptylu na molekulách vzduchu nebo odrazu od zemského povrchu. Zbylých cca 70 % je pohlceno povrchem (v malé míře i atmosférou), a to má za následek zvýšení teploty povrchu a částečně i vzduchu. Bez skleníkových plynů by byla průměrná teplota atmosféry v blízkosti zemského povrchu asi o 33 °C nižší, než je dnes.

Přibývajících koncentrací skleníkových plynů evidentně povedou ke změnám celého klimatického systému (Metelka, Tolasz, 2009).

2.16.2 Vliv změny klimatu na erozi

Všeobecně převládá názor, že globální změny klimatu ovlivní celkový způsob využívání krajiny, což ve svých důsledcích způsobí i zvýšenou ohroženost půdy erozí (Tippel, Pivcová et al., 1999). Jak je patrné, očekávaná klimatická změna bude zřejmě nejvíce ovlivňovat faktor klimatický, hydrologický, půdní a vegetační

(Toman, 1994). Mezi hlavní očekávané klimatické změny bude patřit mimo stále se zvyšujících průměrných ročních teplot také častější výskyt méně předvídatelného extrémního průběhu počasí (sucho, záplavy, vichřice, extrémní teplotní výkyvy apod.) (Vopravil et al., 2010).

Projeví-li se očekávaná klimatická změna možným zvýšením extrémních projevů počasí, tedy i srážkových úhrnů, lze očekávat změny nejen v četnosti výskytu erozně nebezpečných dešťů ale též změny v sezonalitě jejich výskytu v jednotlivých měsících, vydatnosti, intenzitě a době trvání (Toman, 1994). Lze očekávat zvýšení pravděpodobnosti výskytu denních úhrnů srážek nad 10 mm, které mohou být erozně nebezpečné a je třeba s nimi častěji počítat zejména v květnu, červnu a v září; výměra půdy ohrožené vodní erozí se zvýší minimálně o 10 % (Pretel, Vácha, 2003).

Jestliže budeme předpokládat postupné mírné oteplování, vlivem klimatické změny, nemůžeme potom vyloučit změnu v charakteristikách sněhových srážek, které mají na erozní procesy, zejména v předjarním období, velký vliv. Zde by se zejména jednalo o rozložení, výšku a dobu trvání sněhové pokrývky. Vlivem postupného oteplování by se mohlo snížit nebezpečí výskytu erozních procesů, způsobených prudkým táním sněhu v předjarním období, v důsledku nižšího výskytu sněhových srážek (Toman, 1994).

Pro odolnost půdy proti vodní a větrné erozi je rozhodující zejména struktura půdy, obsah humusu, zrnitost a její vlhkost. Nejvíce bude očekávanou klimatickou změnou ovlivněna pravděpodobně vlhkost půdy, která má vliv na odtok a současně působí výrazně na soudržnost půdy (Vopravil et al., 2010).

Protierozní účinnost jednotlivých plodin závisí na době setí (sázení), délce vegetačního období, zařazení v osevním postupu a použité agrotechnice pěstování. Z pohledu možné klimatické změny bude pravděpodobně ovlivněna doba setí (sázení) a následně pak vlastní protierozní účinnost během vegetačního období s ohledem na sezonalitu výskytu erozně nebezpečných dešťů. Další změny lze očekávat i ve struktuře jednotlivých plodin pěstovaných na orné půdě, možné jsou i změny ve využití půdního fondu jako celku a to vše bude ovlivňovat intenzitu erozních procesů a odtokové poměry (Toman, 1994).

3 CÍL PRÁCE

Cílem práce bylo popsat zájmové území (povodí Budského potoka, který se nachází na katastrálním území Soběnov, Besednice a Malče v jižních Čechách) s následným vyhodnocením vodní eroze a porovnáním dvou metod výpočtu. Ohroženost půdy vodní erozí v povodí byla určena pomocí Univerzální rovnice ztráty půdy (USLE) a pomocí metody CN - křivek. Pro výpočet byl užit program ERCN.

4 CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉ OBLASTI

4.1 Charakteristika českokrumlovského okresu

Z hlediska přírodních poměrů je českokrumlovský okres územím velmi pestrým, ať už jde o územní členitost, geologickou stavbu, klima nebo bohatství flóry a fauny. Geologická stavba okresu je velmi členitá, orograficky (horopisně) je celé území součástí podsoustavy Šumava, která jako celek náleží k orografické soustavě Jihočeské vysočiny. Samostatnou horskou skupinou v jihovýchodním pohraničí okresu jsou Novohradské hory. Nejvýznamnějšími vrchovinnými celky jsou Krumlovská vrchovina v jihozápadní a jižní části a Prachatická vrchovina v severní a severozápadní části regionu. Dalšími morfologicky významnými vrchovinnými celky jsou Poluška ve střední, a Soběnovská vrchovina (zvaná Slepíčí hory) ve východní části Českokrumlovska (Ckrumlov.cz [online], 2000).

Soběnovská vrchovina, složená z krátkých hřbetů a jednotlivých vrchů, většinou zalesněných, sousedí na jihovýchodě s Novohradskými horami, na jihu a západě s Kaplickou brázdou, na severu a severovýchodě se Stropnickou pahorkatinou.

V členité Soběnovské vrchovině lze vymezit několik různých geomorfologických jednotek. Severozápadní část území zabírá 500 – 600 m vysoká Pořešínská pahorkatina (Slabošovka - 624 m), protékaná řekou Malší. Nad jedním z nich, jižně od Sv. Jana nad Malší se rozkládá širokému okolí vévodící zalesněná Chlumská hora (656 m). V úzkém severovýchodním výběžku vrchoviny se izolovaně zvedá nad údolím Svinenského potoka do výšky 608 m nápadná hrást' Todeňské (605 m). Téměř poledníkovým směrem protažená skupina Slepíčích hor dosahuje ve své centrální části Kohoutem (870 m) největší výšky v celé Soběnovské vrchovině. V severní části Slepíčích hor je nejvyšší Velký Kámen (753 m), se skupinami

skalnatých vrcholů Lidlova kopce (669 m) a jižnější Jeseně (732 m), v jižní části vystupuje Vysoký Kámen do výšky 865 m. Na jihu Slepčích hor se zvedá sedlovitá Klenská hora (727 m) (Chábera, 1985).

Hlavním vodním tokem východní části území je řeka Malše, která sbírá vody z Novohradských hor. Přirozené stojaté vody se na Českokrumlovsku nevyskytují.

Okres Český Krumlov je svojí skladbou hospodářství průmyslově zemědělský. Z nerostného bohatství se zde těží tuha a granulit, v menší míře rašelina. Zemědělská produkce je zaměřena v živočišné výrobě převážně na chov skotu, v rostlinné výrobě na pěstování obilovin a píce. Zemědělství v okrese má k dispozici zhruba 58 000 ha zemědělské půdy, z toho je asi 34 000 ha půdy orné. Lesní půda zaujímá přes 70 000 ha, což je 47 % z celkové plochy území (Ckrumlov.cz [online], 2000).

4.2 Klimatické poměry v regionu Český Krumlov

Okres Český Krumlov náleží zhruba stejným dílem ke dvěma klimatickým oblastem; k mírně teplé a ke chladné oblasti. Množství spadlých srážek je vzhledem k velké vertikální členitosti okresu značně nerovnoměrné. Zatímco v Křemžské kotlině spadne za rok necelých 600 mm, tj. 600 l/m² srážek, v pohraničním hřebenu Šumavy spadne více než 1 000 mm za rok (Ckrumlov.cz [online], 2000).

4.3 Geologické a půdní poměry v regionu Český Krumlov

Území okresu patří ke krystaliniku vltavsko-dunajské oblasti zvanému moldanubikum. Z hlediska stratigrafického jsou zde zastoupeny všechny hlavní stavební jednotky, tzv. série. Jednotvárná série krystalinika je charakterizována poměrně monotónní stavbou a kyselými horninami. Českokrumlovskem však prochází pestrá série s hojnou příměsí drobných vložek odchylných hornin, často bazického charakteru. Dalšími jednotkami tu jsou ještě série svorů a svorových rul kaplických a dva granulitové masívy (křišťanovský a Blanského lesa). Tím je dána velmi pestrá geologická stavba tohoto regionu, která nemá v jihočeské oblasti obdoby (Ckrumlov.cz [online], 2000).

Hnědé půdy (Cambisols) jsou nejrozšířenějším půdním typem v jižních Čechách. Zaujímají zhruba 65 % zemědělského půdního fondu Jihočeského kraje a

také většina lesů leží v obvodech těchto půd. Hnědé půdy jsou tak jedním z nejvýznamnějších stanovišť faktorů, neboť jejich produkční schopnost je rozhodující pro stav zemědělské i lesnické výroby v kraji. Významně se uplatňují v půdním pokryvu všech okresů, zejména však na Českokrumlovsku a Pelhřimovsku, kde zaujímají zhruba 80 % celkové výměry okresu. Tyto půdy se vytvořily především na zvětralinách vyvěřelých a metamorfovaných hornin skalního podkladu - převážně žul, rul, svorů a granulitů (Chábera, 1985).

4.4 Povodí Budského potoka

Povodí Budského potoka leží v Jihočeském kraji v okrese Český Krumlov východně od města Český Krumlov. Potok pramení ve výšce zhruba 685 m. n. m. na svahu vrchu Kohout (tj. nejvyšší bod povodí - 870 m. n. m.), protéká obcemi Soběnov, Besednice a Malče a vlévá se do řeky Malše ve výši 470 m. n. m. Budský potok je povodím IV. řádu o ploše cca 7 km², č.h.p. 1-06-02-034. Zhruba 40 % rozlohy povodí zaujímají lesy.

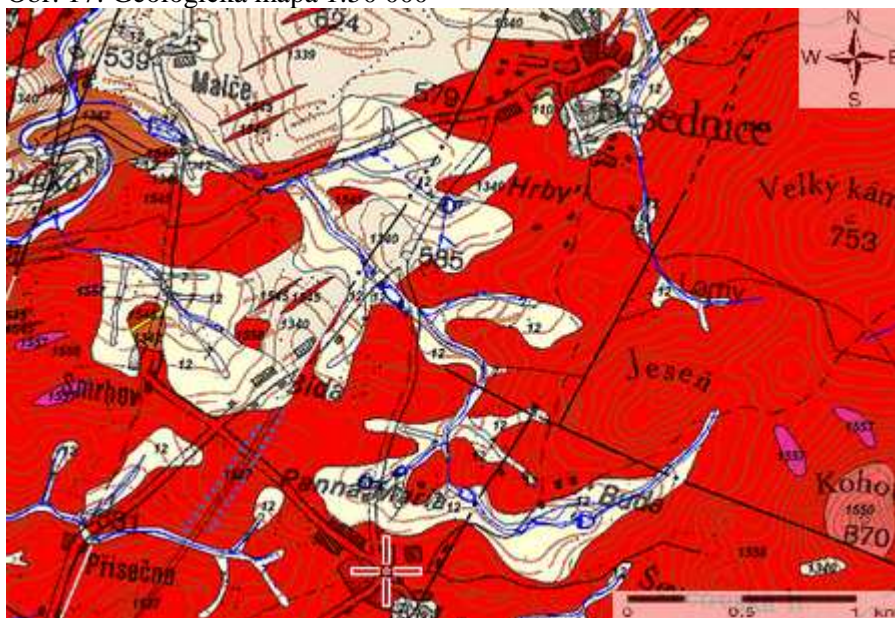
Obr. 16: Povodí Budského potoka - Základní vodohospodářská mapa 1:50 000



(VÚV Praha)

Geologická mapa 1:50 000 ukazuje, že v povodí se jako základní hornina objevuje granit (žlutá). Přímo podél potoka je písčito-hlinitý až hlinito-písčitý sediment. V menším množství zde najdeme pararulu. Na řešeném území převažují kyselé hnědé půdy, podzoly a gleje.

Obr. 17: Geologická mapa 1:50 000



(geology.cz [online], 2010)

pararula - horniny: pararula, typ hornin: metamorfít, mineralogické složení: muskovit, biotit, sillimanit, granát, cordierit, soustava: Český masiv - krystalinikum a prevariské paleozoikum, oblast: moldanubická oblast (moldanubikum), region: metamorfní jednotky v moldanubiku,

granit - útvar: karbon, horniny: granit, typ hornin: magmatit hlubinný, mineralogické složení: biotit obvykle více než muskovit, zrnitost: drobnozrnná až středně zrnitá, soustava: Český masiv - krystalinikum a prevariské paleozoikum, oblast: moldanubikum,

písčito-hlinitý až hlinito-písčitý sediment - útvar: kvartér, horniny: písčito-hlinitý až hlinito-písčitý sediment, typ hornin: sediment nezpevněný, mineralogické složení: pestré, zrnitost: písčito-hlinitá až hlinito-písčitá, soustava: Český masiv - pokryvné útvary a postvariské magmatity, oblast: kvartér (geology.cz [online], 2010).

5 VÝSLEDKY A DISKUSE

5.1 Výpočet metodou USLE

$$G = R.K.L.S.C.P$$

Faktor R (faktor erozní účinnosti deště) byl zvolen 14,37 - dle blízké stanice Kaplice.

Faktor K (faktor náchylnosti půdy k erozi) byl určen dle podle HPJ bonitační soustavy půd (BPEJ) získaných na mapovém serveru ČÚZK.

Faktory L (faktor délky svahu) a S (faktor sklonu svahu) byly určeny z převodních tabulek (Tab. 7 a Tab. 8) dle hodnot změřených na ZM 1:10 000 na mapovém serveru ČÚZK.

Sklony byly určeny za pomoci vzorce $S = (p/l).100$

kde: S- sklon (%),

p - převýšení (m),

l - délka (m).

Faktor C (faktor ochranného vlivu vegetace) je pro dané území roven 0,22, jakožto průměr osevního postupu.

Faktor P (faktor vlivu protierozních opatření) byl určen 1, jelikož v území nebylo provedeno žádné protierozní opatření.

Tab. 20: Hodnoty faktorů pro jednotlivé pozemky dle USLE a množství smyvu G

Č. pozemku	R faktor	K faktor	L faktor	S faktor	C faktor	P faktor	G (t/ha/rok)
1	14,37	0,26	5,30	0,71	0,22	1	3,09
2	14,37	0,26	5,80	1,12	0,22	1	5,34
3	14,37	0,24	3,13	0,95	0,22	1	2,26
4	14,37	0,31	6,22	0,37	0,22	1	2,26
5	14,37	0,31	5,13	0,56	0,22	1	2,82
6	14,37	0,31	4,52	0,71	0,22	1	3,15
7	14,37	0,26	5,13	0,27	0,22	1	1,14
8	14,37	0,26	5,00	0,29	0,22	1	1,19
9	14,37	0,26	3,74	0,33	0,22	1	1,01
10	14,37	0,26	3,68	0,84	0,22	1	2,54
11	14,37	0,26	3,99	0,94	0,22	1	3,08
12	14,37	0,26	3,77	0,81	0,22	1	2,51
13	14,37	0,26	4,55	0,47	0,22	1	1,76
14	14,37	0,26	5,22	0,26	0,22	1	1,12
15	14,37	0,26	4,05	0,56	0,22	1	1,86
16	14,37	0,26	4,55	0,89	0,22	1	3,33
17	14,37	0,26	5,09	0,44	0,22	1	1,84
18	14,37	0,33	3,77	0,58	0,22	1	2,28
19	14,37	0,33	5,04	0,31	0,22	1	1,63

Obr. 18: Ukázka prostředí v programu ERCN - výpočet USLE (pro pozemek č. 10)

5.2 Výpočet metodou CN - křivek

$$G = 11,8 \cdot (O_{pH} \cdot Q_{pH})^{0,56} \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P$$

kde: O_{pH} - objem přímého odtoku (m^3),

Q_{pH} - velikost kulminačního průtoku ($m^3 \cdot s^{-1}$),

faktory K, L, S, C a P jsou shodné jako u rovnice USLE.

Při výpočtu G je třeba si uvědomit, že tato hodnota vyjde v tunách na celý pozemek (oproti USLE, kde je G v tunách na hektar), je tedy nutné G vydělit plochou pozemku v hektarech, aby bylo možno výsledky porovnat.

Pro výpočet Q_{pH} a O_{pH} byla v programu ERCN zadána plocha pozemku (v ha), průměrné CN určené dle osevního postupu (jetel - ozim - okopanina - jař) z Tab. 13 (Hydrologické skupiny zemědělských půd podle HPJ) a Tab. 15 (Průměrná čísla odtokových křivek - CN pro IPS II) a maximální 24-h srážkový úhrn pro stanici Soběnov s pravděpodobností opakování za 2 roky, jehož hodnotu najdeme přímo v programu ERCN, kde jsou hodnoty pro jednotlivé stanice uloženy. Hydraulický sklon byl určen z poměru převýšení a délky pozemku.

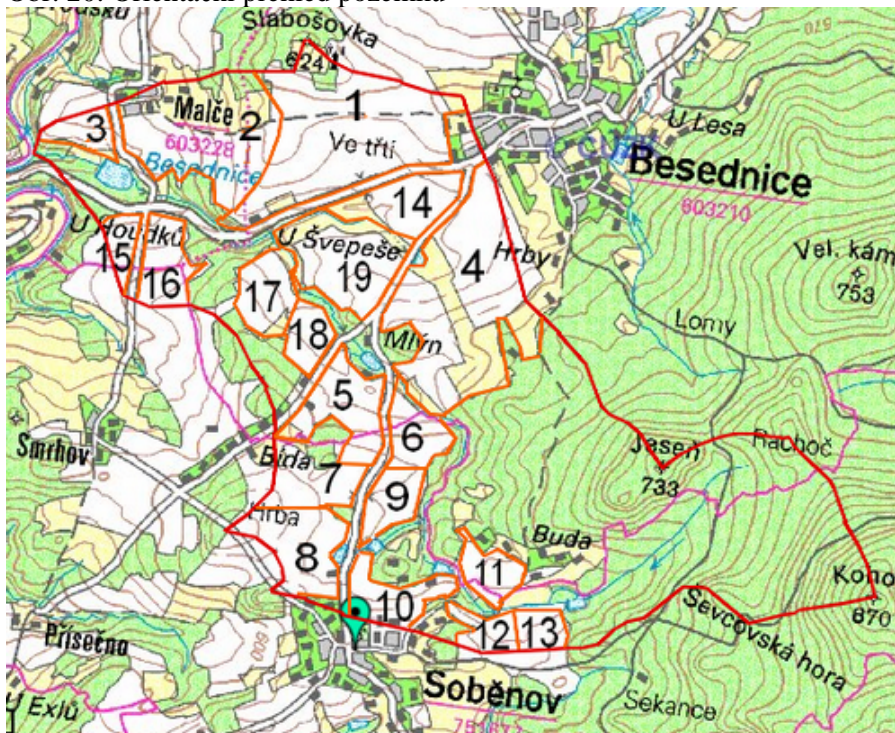
Hodnoty faktoru K, L, S, C a P jsou shodné jako u výpočtu metodou USLE.

Tab. 21: Hodnoty faktorů pro jednotlivé pozemky dle metody CN a množství smyvu G

Č. pozemku	konstanta	$(O_{pH} \cdot Q_{pH})^{0,56}$	K faktor	L faktor	S faktor	C faktor	P faktor	G (t/ha/rok)
1	11,8	62,69	0,26	5,30	0,71	0,22	1	2,68
2	11,8	36,16	0,26	5,80	1,12	0,22	1	4,45
3	11,8	5,65	0,24	3,13	0,95	0,22	1	1,72
4	11,8	117,15	0,31	6,22	0,37	0,22	1	3,50
5	11,8	27,91	0,31	5,13	0,56	0,22	1	3,23
6	11,8	30,20	0,31	4,52	0,71	0,22	1	6,79
7	11,8	10,62	0,26	5,13	0,27	0,22	1	0,75
8	11,8	22,15	0,26	5,00	0,29	0,22	1	0,95
9	11,8	10,08	0,26	3,74	0,33	0,22	1	0,83
10	11,8	11,97	0,26	3,68	0,84	0,22	1	2,31
11	11,8	8,69	0,26	3,99	0,94	0,22	1	2,39
12	11,8	5,93	0,26	3,77	0,81	0,22	1	1,84
13	11,8	11,70	0,26	4,55	0,47	0,22	1	1,29
14	11,8	17,27	0,26	5,22	0,26	0,22	1	0,87
15	11,8	4,29	0,26	4,05	0,56	0,22	1	1,26
16	11,8	14,71	0,26	4,55	0,89	0,22	1	2,94
17	11,8	10,91	0,26	5,09	0,44	0,22	1	1,42
18	11,8	25,22	0,33	3,77	0,58	0,22	1	4,75
19	11,8	59,16	0,33	5,04	0,31	0,22	1	3,36

Obr. 19: Ukázka prostředí v programu ERCN - výpočet CN - křivek (pro pozemek č. 10)

Obr. 20: Orientační přehled pozemků



5.3 Porovnání metod

V zájmovém území se nacházejí půdy středně hluboké (30–60 cm), přípustná ztráta půdy je tedy $4 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$. Při užití metody USLE byla tato hodnota překročena pouze na jednom z pozemků, metodou CN - křivek na třech pozemcích. Metoda CN - křivek zahrnuje více faktorů ovlivňující erozi, lze ji proto považovat za přesnější, nežli je metoda USLE. Množství erozního smyvu pomocí CN - křivek bylo zjištěno průměrně o 0,83 tuny na pozemek větší než metodou USLE. Obě metody počítají s poměrně snadno zjistitelnými vstupy.

Na pozemky, kde erozní smyv překročil přípustnou ztrátu by bylo vhodné aplikovat některé z protierozních opatření či jejich kombinaci, aby nadále nedocházelo ke ztrátě a poškozování půdy.

6 ZÁVĚR

Eroze je od nepaměti rozhodujícím krajínovorným procesem. Nejstaršími výsledky této činnosti jsou různé krajinné prvky - například říční kaňony, brány, soutěsky. K erozi dochází i v současnosti, avšak všímáme si jí z trochu jiného úhlu pohledu. Dříve byly erozí vytvářeny krásy krajiny, nyní se s ní setkáváme jako se závažným problémem, který se vyskytuje po celém světě.

Soudobý způsob zacházení s půdou a hospodaření s ní ji devastuje. Odstranění následků eroze je náročné finančně i časově a těžko můžeme půdu vrátit do stavu, který vytvořila sama příroda. Proto bychom měli erozi předcházet respektováním přírodních zákonů a protierozními opatřeními, při současné kontrole množství erozního splachu a projevů eroze.

Eroze se nedotýká pouze půdy samotné, ale má vliv na celé ekosystémy. Ač si to mnozí z nás neuvědomují, půda je pro život stejně důležitá jako vzduch či voda.

Dokud nenastane větší problém, jeví se eroze nepodstatnou a spousta lidí jí nevěnuje patřičnou pozornost.

7 SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

- Aksoy, H., Kavas, M. L.: A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models, 2005, *Catena* 64 (2005) 247–271
- Amore, E., Modica, C. et al.: Scale effect in USLE and WEPP application for soil erosion computation from three Sicilian basis, 2004, *Journal of Hydrology* 293 (2004) 100–114
- Basley, R.P.: *Erosion and Sediment Pollution Control*, Iowa State University Press, USA 1972, 354 p.
- Bennett, H.H.: *Soil Conservation.*, McGraw-Hill, New York 1939, 993 p.
- Blanco, H., Lal, R.: *Principles of Soil Conservation And Management*, Springer Science+Business Media B.V., Ohio 2008, 617 p.
- Brady, N.C., Weil, R.R.: *The nature and properties of soils*, Prentice Hall, New Jersey 2002, 960 p.
- Buzek, L.: *Eroze půdy*, Pedagogická fakulta v Ostravě, Ostrava 1983, 257 s.
- Cablík, J., Jůva, K.: *Protierozní ochrana půdy*, Státní zemědělské nakladatelství, Praha 1963, 324 s.
- Daňhelka, J.: *Operativní hydrologie*, Nakladatelství Český hydrometeorologický ústav, Praha 2007, 104 s.
- Dumas, P., Printemps et al.: Developing erosion models for integrated coastal zone management: A case study of The New Caledonia west coast, 2010, *Marine Pollution Bulletin* 61 (2010) 519–529
- Dumbrovský, M., Mezera, J.: *Metodický návod pro pozemkové úpravy a související informace*, VÚMOP, Brno 2000, 20 s.
- Ehrlich, P., Gergel, J., Lojda, R.: *Vodní hospodářství II.*, Střední rybářská škola a Vyšší odborná škola vodního hospodářství a ekologie Vodňany, Bosňany 2005, 177 s.
- Frevert, D. K., Singh, V. P.: *Mathematical Models of Small Watershed Hydrology and Applications*, Water Resources Publications, LLC, Colorado 2002, 950 p.
- Holý, M.: *Protierozní ochrana*, SNTL, Praha 1978, 288 s.
- Hudson, N.: *Soil Conservation*, Bt Batsford Ltd., London 1971, 320 p.
- Hůla, J., Procházková, B. et al.: *Minimalizace zpracování půdy*, Profi Press, Praha 2008, 248 s.
- Chábera, S. et al.: *Neživá příroda*, Jihočeské nakladatelství, České Budějovice 1985, 270 s.

- Janeček, M.: Ochrana půdy jako krajinnotvorné opatření, Krajinnotvorné programy, Příbram 1999, s. 134
- Janeček, M. et al.: Ochrana zemědělské půdy před erozí, VÚMOP, Praha 2007, 76 s.
- Janeček, M.: Základy erodologie, Česká zemědělská univerzita v Praze, 2008, 172 s.
- Kent, K.M.: SCS National Engineering Handbook, Section 4, Hydrology, Soil Conservation Service, Washington, D.C. 1971, 20 p.
- Kinnell, P.I.A.: Converting USLE soil erodibilities for use with the $Q EI$ index, 1998, Soil & Tillage Research 45 (1998) 349–357
- Kozák, J. et al.: Atlas půd České republiky, ČZU, Praha 2009, 150 s.
- Krešl, J.: Hydrologie, Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, Brno 2001, 128 s.
- Kudrna, K.: Zemědělské soustavy, Státní zemědělské nakladatelství, Praha 1985, 720 s.
- Laflen, J.M., Moldenhauer, W.C.: Pioneering Soil Erosion Prediction - The USLE Story, World Association of Soil & Water Conservation – WASWC, Thailand 2003, 54 p.
- Mazín, V., Uhlířová, J. et al.: Metodika studie širších územních vazeb ochrany půdy a vody v komplexních pozemkových úpravách, VÚMOP, Praha 2005, 31 s.
- Metelka, L., Tolasz, R.: Klimatické změny: fakta bez mýtů, Univerzita Karlova v Praze - Centrum pro otázky životního prostředí, Praha 2009, 40 s.
- Mze: Situační a výhledová zpráva Půda, Ministerstvo zemědělství, Praha 2009, 93 s.
- MŽP: Metodika k navrhování protipovodňových opatření v ploše povodí, které současně řeší obnovu vodního režimu a snižování vodní eroze, pro účely plánování v oblasti vod dle směrnice 2000/60/ES, 131 s.
- Oldeman, L.R. et al.: World Map Of The Status Of Human-induced Soil Degradation, Global Assessment of Soil Degradation GLASOD, Nairobi 1990, 34 p.
- Pasák, V. et al.: Ochrana půdy před erozí, Státní zemědělské nakladatelství, Praha 1984, 164 s.
- Podhrázká, J., Dufková, J.: Protierozní ochrana půdy, Mendlova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, Brno 2005, 99 s.
- Pretel, J., Vácha, D.: Příprava internetové stránky zaměřené na vědecké poznatky o změně klimatu, Studie pro Ministerstvo životního prostředí, Praha 2003, 60 s.

- Singh, V.P., Seo, I.W., Sonu, J.H.: Hydrologic Modeling, Water Resources Publication, Seoul, Korea 1999, 454 p.
- Sklenička, P.: Základy krajinného plánování, Nakladatelství Naděžda Skleničková, Praha 2003, 321 s.
- Stehlík, V. et al.: Naučný slovník zemědělský 2 e-j, Státní zemědělské nakladatelství, Praha 1968, 1220 s.
- Šimek, M.: Základy nauky o půdě, 4. degradace půdy, Jihočeská univerzita, Biologická fakulta, České Budějovice 2004, 225 s.
- Tippl, M., Pivcová, J. et al.: Nové směry v protierozní ochraně půdy, Ústav zemědělských a potravinářských informací, Praha 1999, 56 s.
- Tlapák, V., Šálek, J., Legát, V.: Voda v zemědělské krajině, Zemědělské nakladatelství Brázda, Praha 1992, 320 s.
- Toman, F.: Možný dopad očekávaných klimatických změn na erozní ohrožení půd, Klimatická změna a zemědělství. Sborník referátů, Brno 1.9.1994. s. 50-52
- Tyagi, J.V., Mishra, S.K., Singh, V.P.: SCS-CN based time-distributed sediment yield model, 2008, Journal of Hydrology 352 (2008), 388-403
- Vaezi, A.R., Bahrami, H.A. et al.: Modeling the USLE K-factor for calcareous soils in northwestern Iran, 2008, Geomorphology 97 (2008) 414-423
- Vopravil, J. et al.: Vývoj a degradace půd v podmínkách očekávaných změn klimatu, Voda v krajině, Lednice 31.5.-1.6.2010, s. 23-30
- Vrána, K., Kender, J. et al.: Krajinné inženýrství, Český svaz stavebních inženýrů, Praha 1998, 200 s.
- Woodward, D.E., Quan, Q.D., Hawkins, R.H. et al.: Curve number method-origins, applications and limitations, Second Federal Interagency Hydrologic Modeling Conference, Las Vegas 28.7.-1.8.2002, p. 1-12
- Zachar, D., Jůva, K. et al.: Využití a ochrana vod ČSSR, Nakladatelství Československé akademie věd, Praha 1987, 568 s.

Internetové zdroje:

- Brokr, P.: Geologická mapa 1:50 000 - Česká geologická služba [online]. 2010 [cit. 2011-01-03]. Dostupné na [www: http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/show_map.php?mapa=g50&y=753800&x=1190200&r=3500&s=1&legselect=0](http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/show_map.php?mapa=g50&y=753800&x=1190200&r=3500&s=1&legselect=0)
- Ckrumlov.cz [online]. Sdružení Oficiálního informačního systému Český Krumlov. 2000 [cit. 2011-01-03]. Dostupné na [www: http://www.ckrumlov.cz/cz1250/region/soucas/i_gepupo.htm](http://www.ckrumlov.cz/cz1250/region/soucas/i_gepupo.htm)

8 SEZNAM OBRÁZKŮ A TABULEK

- Tab. 1: Potenciální ohrožení zemědělských půd ČR vodní erozí str. 19
- Tab. 2: Hodnoty kinetické energie (E) úhrnu deště o výšce 1 cm v $J \cdot m^{-2}$ str. 24
- Tab. 3: Průměrné rozdělení faktoru R do měsíců vegetačního období v ČR str. 24
- Tab. 4: Třída propustnosti půdního profilu str. 27
- Tab. 5: Hodnoty faktoru náchylnosti k erozi K podle bonitovaných půdně ekologických jednotek (BPEJ) str. 28
- Tab. 6: Exponent zahrnující vliv sklonu svahu str. 30
- Tab. 7: Hodnoty faktoru délky svahu (L) str. 30
- Tab. 8: Hodnoty faktoru sklonu svahu (S) str. 30
- Tab. 9: Hodnoty faktoru C - ochranného vlivu vegetace a způsobu obdělávání str. 32
- Tab. 10: Příklad výpočtu C faktoru str. 32
- Tab. 11: Hodnoty faktoru protierozních opatření P str. 34
- Tab. 12: Hydrologické skupiny půd str. 39
- Tab. 13: Hydrologické skupiny zemědělských půd podle HPJ (2. a 3. číslice kódu BPEJ) str. 40
- Tab. 14: Index přechozích srážek (IPS) str. 40
- Tab. 15: Průměrná čísla odtokových křivek - CN pro IPS II str. 42
- Tab. 16: Opravný součinitel (f) pro nádrže, rybníky a mokřady str. 45
- Tab. 17: Manningův součinitel drsnosti (n) pro plošný povrchový odtok str. 45
- Tab. 18: Manningův součinitel drsnosti (n) pro otevřená koryta str. 46
- Tab. 19: Určení počáteční ztráty $I_a=0,2A$ podle čísla odtokové křivky CN str. 48
- Tab. 20: Hodnoty faktorů pro jednotlivé pozemky dle USLE a množství smyvu G str. 58
- Tab. 21: Hodnoty faktorů pro jednotlivé pozemky dle metody CN a množství smyvu G str. 60
-
- Obr. 1: Kroky eroze str. 10
- Obr. 2: Závislost výskytu vodní eroze a středních ročních srážkových úhrnů str. 18
- Obr. 3: Základní schéma erozního procesu str. 22
- Obr. 4: Nomogram ke stanovení faktoru K str. 26
- Obr. 5: Erodovatelnost půdy vyjádřená K faktorem str. 28
- Obr. 6: Schéma umístění reprezentativních drah plošného povrchového odtoku na pozemku pro určení topografického faktoru LS str. 29
- Obr. 7: Vztah mezi srážkovým úhrnem a přímým odtokem str. 37
- Obr. 8: Velikost srážkového úhrnu, od kterého začíná přímý odtok v závislosti na CN str. 38
- Obr. 9: Hydrologické skupiny půd str. 39
- Obr. 10: Vliv obsahu vody v půdě (IPS I - suchá, IPS II - střední, IPS III - nasycená) na změnu čísla odtokové křivky (CN) str. 41
- Obr. 11: Čísla odtokových křivek (CN) - předchozí vláhové podmínky (PVP) II str. 41
- Obr. 12: Závislost výšky přímého odtoku (H_o) na úhrnu deště (H_s) a číslech odtokových křivek (CN) str. 43
- Obr. 13: Nomogram k určení I_a/H_s z 24-hod. úhrnu deště pro různá čísla odtokových křivek (CN) str. 44
- Obr. 14: Nomogram pro zjištění jednotkového kulminačního průtoku (q_{pH}) z doby koncentrace (T_c) a poměru (I_a/H_s) str. 44
- Obr. 15: Průměrné rychlosti pro stanovení doby doběhu pro soustředěný odtok o malé hloubce str. 47

- Obr. 16: Povodí Budského potoka - Základní vodohospodářská mapa 1:50 000 str. 56
Obr. 17: Geologická mapa 1:50 000 str. 57
Obr. 18: Ukázka prostředí výpočtu USLE v programu ERCN (pro pozemek č. 10)
str. 59
Obr. 19: Ukázka prostředí výpočtu CN - křivek v programu ERCN (pro pozemek
č. 10) str. 60
Obr. 20: Orientační přehled pozemků str. 61