

Česká zemědělská univerzita v Praze

Fakulta životního prostředí

Katedra biotechnických úprav krajiny



Kinetická energie deště

Bakalářská práce

Autor práce: Jan Pála

Vedoucí práce: Ing. Jan Petruš

ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

Jan Pála

Územní technická a správní služba

Název práce

Kinetická energie deště

Název anglicky

Kinetic energy of rainfall

Cíle práce

Cílem bakalářské práce je utřídění informací o srážkových charakteristikách, o kinetické energii deště a její odvození pomocí srážkových charakteristik. Ve druhé části práce bude provedeno porovnání jednotlivých rovnic pro výpočet kinetické energie deště a posouzení vhodnosti použití pro klimatické podmínky ČR.

Metodika

Vyhledání a zpracování literatury a informací k tématu. Následné porovnání jednotlivých rovnic kinetické energie bude provedeno prostřednictvím dosazení členů do rovnic s následným vyhodnocením výstupu diskuzí a posouzení jejich výhod (nevýhod) při použití v klimatických podmínkách ČR.

Doporučený rozsah práce

40 stran

Klíčová slova

velikost kapky, pádová rychlost kapky, intenzita deště, vodní eroze

Doporučené zdroje informací

Fornis R.L., Vermeulen H.R, Nieuwenhuis J.D., 2005: Kinetic energy-rainfall intensity relationship for Central Cebu, Philippines for soil erosion studies. Journal of Hydrology 300, 20-32.

Holý M., 1994: Eroze a životní prostředí. ČVUT, Praha, 383 s., ISBN 80-01-0178-3.

Janeček M. et al., 2007: Ochrana zemědělské půdy před erozí – Metodika. VÚMOP, Praha, 76 s.

Janeček M., 2008: Základy erodologie. ČZU v Praze, Praha, 172 s.



Předběžný termín obhajoby

2016/17 LS – FŽP

Vedoucí práce

Ing. Jan Petrů

Garantující pracoviště

Katedra biotechnických úprav krajiny

Elektronicky schváleno dne 17. 3. 2017

prof. Ing. Petr Sklenička, CSc.

Vedoucí katedry

Elektronicky schváleno dne 22. 3. 2017

prof. RNDr. Vladimír Bejček, CSc.

Děkan

V Praze dne 22. 03. 2017

Čestné prohlášení

Prohlašuji, že svou bakalářskou práci "Kinetická energie deště" jsem zpracoval samostatně pod odborným vedením vedoucího bakalářské práce za použití odborné literatury a informačních zdrojů s problémem spojených, které jsou v práci citovány a uvedeny v bibliografii. Jako autor této bakalářské práce prohlašuji, že jsem při vytváření neporušil autorská práva třetích osob.

V Praze dne 21. 3. 2017 _____

Poděkování

Rád bych touto cestou poděkoval Ing. Janu Petřů a panu prof. Ing. Miloslavu Janečkovi, DrSc. za odborné vedení a cenné rady při vypracovávání mé bakalářské práce. V neposlední řadě bych také chtěl poděkovat mé rodině za podporu při psaní této práce.

Kinetická energie deště

Abstrakt

Vodní eroze způsobená přenesením energie hybnosti dešťových kapek na povrch způsobuje ztrátu půdy po celém světě. Kinetická energie deště je důležitou složkou při určování erozivity deště s následným určením průměrné ztráty půdy a je odvozována ze srážkových charakteristik deště. Utříděný přehled srážkových charakteristik a odvozování kinetické energie z těchto charakteristik je spolu se způsoby odvození kinetické energie skrze dešťovou intenzitu zpracován v první části této práce formou rešerše.

Ve své druhé části se práce zabývá srovnáním vybraných současných vztahů pro odvození kinetické energie z intenzity deště formou objemově specifické KE_{mm} a časově specifické KE_{time} kinetické energie, kam byly dosazeny modelové hodnoty intenzit deště. Vybrané vztahy KE-I byly porovnány na základě klimatické kategorizace a nadmořské výšky lokalit jejich vzniku. Závěr práce posuzuje vhodnost či nevhodnost vybraných vztahů pro odvození kinetické energie deště pro klimatické podmínky České republiky.

Klíčová slova

velikost kapky, pádová rychlost kapky, intenzita deště, vodní eroze

Kinetic energy of rainfall

Abstract

Water erosion is caused by the momentum of falling raindrops and is transferred into the soil surface causing soil loss throughout the world. Rainfall kinetic energy is an important component of determining erosivity of rain with subsequent determination of the average soil loss on land and is derived from the precipitation characteristics of rain. Organised overview of the precipitation characteristics and deriving of the kinetic energy from these characteristics along with deriving methods of the kinetic energy via the rainfall intensity is done in the first part of this work in the form of literature research.

The second part of this work is focused on the comparison of the selected existing relationships for deriving kinetic energy from rainfall intensity. Kinetic energy can be expressed by form of volume specific – KE_{mm} or time specific form – KE_{time} , where the model values of rainfall intensity were put into the selected formulas. Chosen KE-I relationships were compared on the basis of climate categorisation and altitude of the locations where the equations originated. Discussion and conclusion of this work assesses suitability or inapplicability of the selected equations for climate of the Czech republic.

Keywords

drop diameter, terminal velocity, rainfall intensity, water erosion

Obsah

1	Úvod.....	10
2	Cíle práce	12
3	Literární rešerše	13
3.1	Eroze.....	13
3.1.1	Zrychlená eroze.....	14
3.1.2	Vodní eroze	15
3.1.3	Formy vodní eroze.....	15
3.1.3.1	Plošná vodní eroze	15
3.1.3.2	Výmolová vodní eroze.....	16
3.1.3.3	Proudová vodní eroze	17
3.1.4	Dělení eroze dle intenzity	18
3.1.5	Eroze a její rozšíření.....	18
3.2	Atmosférické srážky.....	20
3.2.1	Význam atmosférických srážek	20
3.2.2	Vznik srážek	21
3.2.2.1	Vývoj srážek ve smíšených oblacích.....	22
3.2.2.2	Vývoj srážek ve vodních oblacích	22
3.3	Charakteristiky srážkových událostí.....	22
3.3.1	Velikost dešťových kapek	23
3.3.2	Distribuce velikostí kapek (DSD/RSD).....	25
3.3.3	Tvar dešťové kapky	29
3.3.4	Rychlost pádu dešťových kapek	31
3.3.5	Prostorová distribuce deště	33
3.3.6	Intenzita deště	36
3.4	Kinetická energie deště	39
3.4.1	Kinetická energie odvozená z charakteristik deště.....	40
3.4.1.1	KE_{mm} – objemově specifická kinetická energie	41

3.4.1.2	KE_{time} – časově specifická kinetická energie.....	42
3.4.1.3	KE_{mm} a KE_{time} a jejich propojení intenzitou deště	43
3.4.2	Kinetická energie odvozená z intenzity deště	43
3.4.2.1	Vztah $KE_{mm} - I$	44
3.4.2.2	Vztah $KE_{time} - I$	52
3.5	Klasifikace klimatických podmínek světa	55
3.5.1	Klimatické rozdělení světa	55
3.5.2	Klima České republiky	57
4	Výsledky	59
4.1	Postup dosažení do rovnic.....	59
4.1.1	Vybrané vztahy $KE_{mm} - I$	60
4.1.2	Vybrané vztahy $KE_{time} - I$	62
5	Diskuse.....	64
6	Závěr	68
7	Přehled literatury a použitých zdrojů	71
8	Internetové zdroje	79

1 Úvod

Společnost a její vývoj je určen možným využitím zdrojů biosféry. Jednou z nejdůležitějších složek biosféry je půda. Půda je omezený a nenahraditelný přírodní zdroj. Pokud by došlo k postupné ztrátě a její degradaci, pro mnoho částí světa by byl tento zdroj hranicí dalšího rozvoje lidské společnosti a jejích součástí. V případě, že by došlo ke konci existence půdy, přestala by existovat biosféra s důsledkem zničení lidstva, rostlinstva a dalších živých organismů na ní závislých (Holý, 1994).

Již od počátku věků je eroze úzce spjata s procesy, které tvoří krajinu, jakou ji v současnosti známe. Erozivní procesy tvoří nejrůznější krajinné prvky, jako jsou kupříkladu údolí, horninové soutěsky, propadliny, či dokonce některé části ostrovů, propasti, dále tvoří kaňony, hluboké propasti, rozšiřování pouštních oblastí, kamenné útvary a další. V porovnání minulosti a současnosti eroze nabírá úplně nového rozměru, vyskytuje se ve všech částech světa a stává se tak závažným problémem, kterým je nutno se zabývat a pokud možno řešit a předcházet.

I přesto, že si to většina lidí neuvědomuje, půda je pro nás velice důležitým a nenahraditelným prvkem pro žití každodenního života. Půda, stejně tak jako voda a ovzduší jsou důležitou částí ekosystémů a přímo je ovlivňují. Je nutné, aby si lidé tyto spojitosti uvědomili a viděli problematiku eroze jako velmi důležitou.

Při činnosti eroze a jejích procesů dochází ke ztrátám velkých částí půdy a půdních složek. Toto má velký vliv na zemědělskou produkci. Erozi lze charakterizovat jako přírodní proces, při kterém působením vody, větru, ledu a případně jiných činitelů dochází k rozrušování povrchu půdy a transportu půdních částic a jejich následném usazování (Janeček et al., 2008). Toto má na tvoření půdy negativní vlivy. Hlavním problémem odnosů půdy je převážně odnos živin v ní obsažených. Když dojde ke ztrátě živin z půdy, její kvalita klesá a tím pádem dochází k jejímu úbytku a zmenšování výnosu ze sklizně. Nejmenší a nejjemnější částice půdy jsou odplavovány po svazích směrem dolů a usazují se pod nimi.

Nepříznivé důsledky zrychlené eroze, zvýrazněné industrializací a urbanizačními procesy se projevují nejen v ohrožení půdy, ale také ohrožují další základní přírodní zdroje a tím je voda. V případě odnosů půd blízko vodních toků dochází k zanášení vodních říček, řek a vodních děl na nich postavených. Tímto může docházet k omezování průtočné schopnosti a zároveň k nechtěnému zvyšování vodní hladiny (Holý, 1978). Při zrychlené erozi dochází k tak velmi

výraznému smyvu částic a živin půdy, že nemohou být nahrazeny půdotvorným procesem (Holý, 1994).

Při dopadu dešťové kapky se pohyb kapky přeměňuje na kinetickou energii, která následně rozrušuje půdní povrch a přemísťuje volnou půdní hmotu. Při následovném poklesu kinetické energie dochází k ukládání uvolněné půdy. Kinetická energie deště je jinými slovy síla dešťové kapky, která působí na půdní povrch. Dešťová kapka se dá považovat za hlavní příčinu rozrušování půdy a jejích agregátů a uvolňování částic, které mohou být odplavovány až do vzdálenosti několika centimetrů (Holý, 1994).

Je důležité si uvědomit, že degradace půd se týká všech a že k ní dochází po celém světě. Proto je velice důležité se daným tématem zabývat a snažit se nacházet vhodná řešení a pokusit se tomuto problému zcela zamezit, nebo lépe předcházet.

V této práci se budeme zabývat problematikou závislosti a vlivu intenzity deště na výpočet kinetické energie deště, dále se bude zabývat rovnicemi, které pro výpočet kinetické energie slouží, charakteristikami dešťových srážek a způsobům, jak se takové charakteristiky měří. Důležitost tohoto šetření spočívá v tom, že se kinetická energie nedá lehce změřit a je třeba jí odvozovat různými vztahy v závislosti na fyzických vlastnostech vodních kapek. Odvození kinetické energie z charakteristik deště je z historických důvodů častější, ale zahrnuje velmi dlouhé procesy měření charakteristik dešťových událostí. Za účelem nepřímého odvození kinetické energie z intenzity deště vznikla celá řada funkčních vztahů a rovnic, které berou v potaz vztah kinetické energie deště a jeho intenzity. Takové vztahy jsou oproti vztahům odvozeným z vlastností dešťových kapek dokonalejší, ale mohou být méně přesné v závislosti na několika faktorech. Jedním z nejdůležitějších faktorů je druh sledovaných srážek, tj. přirozený déšť ve venkovním prostředí, či simulovaný déšť v uzavřených laboratorních podmínkách. Dalším faktorem ovlivňujícím výpočet kinetické energie z intenzity je lokalita, tedy geografická poloha, kde byl vztah výpočtu odvozen.

2 Cíle práce

Cílem bakalářské práce je utřídění informací o srážkových charakteristikách, o kinetické energii deště a její odvození pomocí srážkových charakteristik. Ve druhé části práce bude provedeno porovnání jednotlivých rovnic pro výpočet kinetické energie deště a posouzení vhodnosti použití pro klimatické podmínky ČR. Následné porovnání jednotlivých rovnic kinetické energie bude provedeno prostřednictvím dosazení členů do rovnic s následným vyhodnocením výstupu diskuzí a posouzení jejich výhod (nevýhod) při použití v klimatických podmínkách ČR.

Doufám, že tato práce bude srozumitelná běžné veřejnosti a také že získaný přehled o rovnicích potřebných k výpočtu kinetické energie bude přínosem pro čtenáře, který se daným tématem zabývá také více do hloubky. Je zcela jasné, že téma eroze a další náležitosti s ní spojené se budou nadále rozebírat i v budoucnu, a tak pevně věřím, že by se na tuto práci dalo v budoucnu navázat vlastním výzkumem.

3 Literární rešerše

3.1 Eroze

Erozi můžeme charakterizovat jako přírodní proces, při kterém za působení vody, větru a ledu, či případně jiných činitelů dochází k narušování půdního povrchu a k transportování půdních částic. Slovo eroze je přímo odvozené z latinského jazyka, tedy „erodere“ s významem rozhlodávat. Pojmem eroze rozumíme v nejširším slova smyslu rozrušování litosféry, respektive pedosféry. Působením erozních činitelů na jedné straně plochy dochází k degradaci a úbytku půdy, na druhé straně půdní plochy zároveň dochází k takzvané agradaci čili hromadění usazující se hmoty (Janeček et al., 2002).

Eroze je přírodní proces, který vytvaroval krajinu a vedl k formování úrodných aluviálních půd a sprašových plošin (Lal, 2001). Činnost eroze probíhala v přirozených podmínkách zvolna pořád a je to jev, který na naší planetě existuje od počátku věků. V současnosti se v intenzivně využívaných oblastech lidskou populací výrazně zrychlila a přinesla pro společnost řadu nepříznivých důsledků. V minulých geologických obdobích se podílela na tvorbu reliéfu eroze historická (Holý, 1994). Historická eroze se projevuje jako eroze normální, při níž jevy probíhají zvolna při rovnovážném vztahu v přírodě. Z hlediska lidské generace se jedná o erozi nepozorovatelnou, která přetváří reliéf území. Při normální erozi je jakákoliv ztráta půdních částic doplněna tvorbou nových částic z půdního podkladu a transportní procesy jsou nevýrazné. Přirozená tvorba nové půdy trvá v rádech několika staletí (Šarapatka, 2014). Při porušení přírodní rovnováhy dochází k abnormální, tedy zrychlené erozi (Holý, 1994). Zrychlená eroze přímo ovlivňuje půdu, degraduje její kvalitu, mění objem a chemické vlastnosti. Proto je nutné pokud možno minimalizovat její příčiny a dopady.

Půdní eroze ochuzuje zemědělsky využívané půdy o tu nejurodnější část, tedy ornici. Dochází ke zhoršování fyzikálně-chemických vlastností půdy, ke zmenšování mocnosti půdních profilů a k snižování obsahu živin a humusu. Poškozuje plodiny, stěžuje pohyb zemědělských strojů a způsobuje ztráty osiv a sadby, hnojiv a přípravků použitých na ochranu rostlin (Janeček et al., 2008). Je komplikované přesně určit závislost vlivu eroze na výnosy zemědělských plodin. Eroze snižuje produktivitu půdy pomalu, takže pokles nemusí být zaznamenán. Vývoj technologií způsobuje, že pokles produktivity zemědělské půdy je často nepozorovatelný (Bakker et al., 2004). Nárůst lidské populace během 20. století vedl

k drastickému zvýraznění rizik a rozsahu degradace půdy ve světě (Turner et al., 1990).

S rostoucím počtem obyvatel planety člověk zasáhl do přirozených lesních a travinných ekosystémů a na vytvořené zemědělské půdě postupně zvyšoval intenzitu pěstování plodin. Takové zásahy se projeví ve větší či menší míře na kvalitě půdy, na produkčních a mimoprodukčních funkcích půdy a v extrémních případech došlo i k zániku civilizací. Eroze je nejvýznamnějším současným degradačním faktorem rozšířeným celosvětově i v ČR (Šarapatka, 2014).

3.1.1 Zrychlená eroze

Zrychlená eroze je hlavním pozorovatelným problémem dnešní doby, ke kterému dochází po změně antropickou činností. Vede k degradaci půdy s konečným efektem devastace krajiny (Šarapatka, 2014).

Míra přírodní půdní eroze je zrychlována několika procesy, které zhoršují půdní strukturu a způsobují zrychlenou erozi. Prvním z procesů je hašení a rozptýl, při čemž dochází k rozpadu půdních agregátů. Rozstřík dopadajících dešťových kapek je uveden na obrázku č. 1. Dalším procesem je ztuhnutí půdy, kde je výsledkem zvýšení objemové hmotnosti a ztuhnutí půdy. Posledním procesem je vznik vodního povlaku, který zahrnuje tvorbu tenké, husté a relativně nepropustné vrstvy vody na povrchu půdy. Tyto procesy zhoršují strukturální stabilitu půdy, její odolnost, zvyšují erozivnost půdy a náchylnost k transportu povrchovým odtokem, průtokem vody půdou, větrem a gravitací. Výše zmíněné procesy jsou zvýrazňovány rozrušováním půdy (obděláváním, vozidlovým provozem), nedostatkem vegetačního pokryvu (obnažený úhor) a drsným klimatem (vysoké intenzity dešťových srážek a vysoké rychlosti větru) (Lal, 2001). Zrychlená půdní eroze má nepříznivé ekonomické a environmentální vlivy. Ohrožuje zemědělské plodiny, způsobuje úbytek úrodné půdy na zemědělských plochách po celém světě (Lal, 1998).



Obr. č. 1: Dopadající dešťová kapka rozstříkující půdu (soilerosion.net)

3.1.2 Vodní eroze

Vodní eroze je vyvolávána kinetickou energií dešťových kapek, které dopadají na povrch půdy a povrchově stékající vodou a její mechanickou silou. Odtok povrchové vody vzniká z přívalových nebo dlouhotrvajících srážek a také ze sněhových vod na jaře, když dochází k tání sněhů. Dle účinků vody na povrch půd lze dělit erozi na proudovou, výmolovou a plošnou (Holý, 1994).

Pokud by byla intenzita deště a jeho úhrn větší, než jsou vsakovací vlastnosti půdy, vzniká povrchový odtok. V terénu s určitou svažítostí se na jednom místě voda začíná soustřeďovat. Dojde-li k nedostatečnému pokrytí půdy vegetačním pokryvem, eroze začíná vytvářet známky strží a tvoří rýhy. Se snížením sklonu terénu, nebo rozptýlením povrchového odtoku vody klesá unášecí síla odtoku a dochází k usazování uvolněných a unášených půdních částic (Dufková, 2007).

3.1.3 Formy vodní eroze

Vodní eroze se sestává z několika forem: postříková, plošná, proudová, vnitřní proudová, stržová eroze, v extrémních případech břehová eroze a eroze způsobená vodou z tajícího sněhu. V ohledu na zemědělské pozemky je pozorována zejména eroze plošná, dále výmolová a těchto forem eroze je nejvíce pozorována eroze plošná a eroze výmolová neboli proudová (Kinnell, 2005). Všechny druhy vodní eroze jsou specifické pro určité situace při erozních procesech způsobených vodou neboli převážně dešťovými srážkami.

3.1.3.1 Plošná vodní eroze

Hlavní charakteristikou plošné vodní eroze je smyv a rozrušování půdní hmoty na celém území. První fází je eroze selektivní, při níž dochází k povrchovému odtoku, k následnému odnosu jemných půdních částic a na ně vázaných chemických látek. U půd postižených selektivní erozí dochází k úbytku obsahu živin a stávají se hrubozrnnějšími. Naopak půdy obohacené smyvem nejjemnějších půdních částic jsou bohaté na živiny a jemnozrnnější. Selektivní eroze probíhá často nepozorovatelně a nezanechává viditelné stopy. Selektivní plošná vodní eroze způsobuje nestejný vývoj vegetace, který se projevuje rozdílným růstem, rozdílnou barvou a kvalitou v různých částech svahu, ve kterých došlo k nahromadění smytého materiálu (Holý, 1994).

Při větší kinetické energii povrchově stékající vody dochází ke smyvu půdní hmoty v celých vrstvách. Této erozi se nazývá eroze vrstevná. Dochází k projevu na

celé ploše svahu, či přímo v širokých pruzích v závislosti na reliéfu povrchu. Erozi vrstevnou a její projevy je možné sledovat pouhým okem (Vodní eroze, 2016).

Jakýkoliv typ preferenční odtokové cesty vody může vést k zrychlenému odnosu zemědělských přípravků z povrchu půdy. To může kontaminovat svrchní půdní horizont a vodu obsaženou v půdě (Hendrickx et al., 1993). Na obrázku č. 2 je znázorněn příklad výrazného narušení půdních agregátů s následkem vyššího podílu viditelného skeletu v půdě.

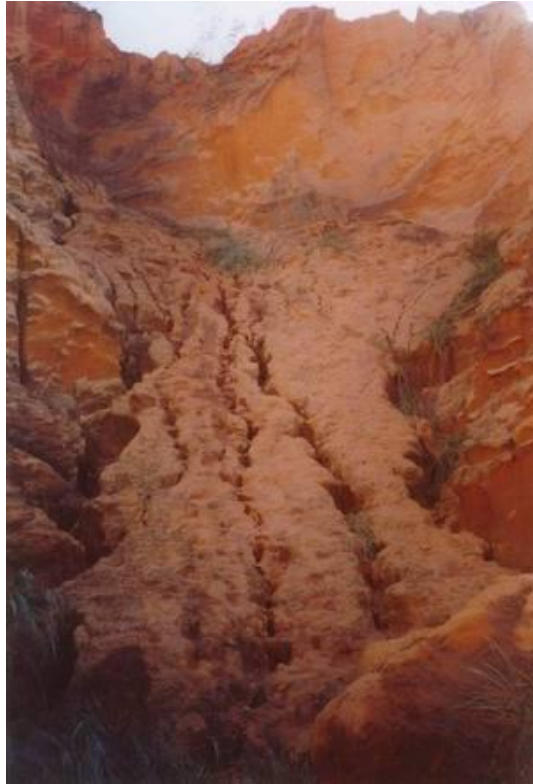


Obr. č. 2: Výrazné zvýšení obsahu skeletu na erodované půdě (nap.edu)

3.1.3.2 Výmolová vodní eroze

Výmolová vodní eroze vzniká soustředěním povrchově stékající vody po půdním povrchu, kde vyrývá mělké zářezy, které se postupně prohlubují. Jako první stádium se považuje eroze, která tvoří rýžky a brázdy. Tyto stádia eroze se vyznačují velmi mělkými zářezy o širokém průměru. Z rýžek a brázd dále vzniká vlivem soustředěného povrchového odtoku vody hlubší rýha, která má za následek tvoření eroze výmolové a stržové. Výmolová a stržová eroze je velmi nebezpečná a území devastující. Výsledkem jsou hluboké výmoly a strže (Vodní eroze, 2016).

Výmoly a strže často zasahují do horizontů podzemních a vodonosných, ze kterých odvádějí vodu. Na obrázku č. 3 je zobrazeno, jak viditelně výmolová eroze zasahuje do širšího horizontu. Odváděním vody z vodonosných horizontů dochází ke snižování hladiny podzemní vody a k vysušování okolního území. Strže a výmoly mohou také vést k tvorbě vodopádové eroze (Holý, 1994).



Obr. č. 3: Výmolová eroze na Fraserově ostrově v Austrálii (eroze.sweb.cz)

3.1.3.3 Proudová vodní eroze

Proudová vodní eroze vzniká vlivem působení proudů ve vodním korytě. Pokud je rozrušováno pouze dno koryta, jedná se o erozi dnovou. Je-li rozrušován břeh koryta, jedná se o erozi břehovou. Nejvýrazněji se projevuje eroze proudová v říčkách s velkým sklonem, tedy bystřinách, v nichž dochází k odnosu velkého množství splaveného materiálu (Vodní eroze, 2016). Na obrázku č. 4 můžeme vidět břehovou erozi a její extrémní případ.



Obr. č. 4: Břehová eroze (conservationdistrict.com)

3.1.4 Dělení eroze dle intenzity

Je možno rozdělit erozi podle její intenzity hned do šesti stupňů, řazeno od nepatrné po katastrofální. Čím více skeletu půda obsahuje, tím rychleji dochází k poklesu eroze na dané ploše. Erozní intenzita se zpravidla vyjadřuje ztrátou půdy odnosem v mm, t/ha, či v m³ za určitý časový úsek. Rýhovou erozi a její intenzitu lze vyjádřit hustotou rýh v km/km². Stupně a jejich rozdělení jsou blíže popsány v následující tabulce č. 1, dále v tabulce č. 2 je vyjádřeno dělení intenzity eroze dle rýh a jejich délek (Janeček et al., 2002).

Stupeň	Intenzita odnosu půdy erozí (mm/rok)	Hodnocení eroze
1	do 0,05	nepatrná
2	0,05 – 0,5	slabá
3	0,5 – 1,5	střední
4	1,5 – 5,0	silná
5	5,0 – 20,0	velmi silná
6	nad 20,0	katastrofální

Tab. č. 1: Stupňovité dělení škodlivosti eroze v závislosti na intenzitě odnosu

Stupeň	Délka erozních rýh (km/km ²)	Hodnocení eroze
1	pod 0,1	nepatrná
2	0,1 – 0,5	slabá
3	0,5 – 1,0	střední
4	1,0 – 2,0	silná
5	2,0 – 3,0	velmi silná
6	nad 3,0	katastrofální

Tab. č. 2: Stupňovité rozdělení intenzity rýhové eroze dle délky erozních rýh

3.1.5 Eroze a její rozšíření

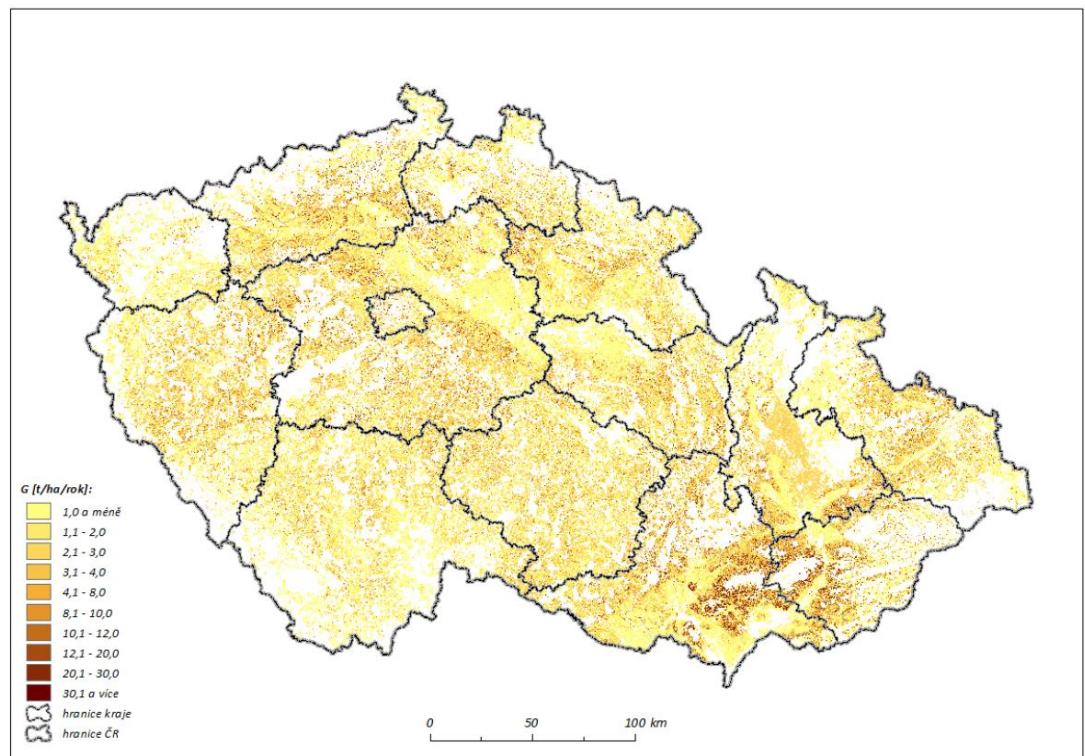
Zrychlená eroze je v současné době velmi vážný světový problém, z toho největší poškození je spojováno s vodní a větrnou erozí. Dá se říci, že se Česká republika řadí mezi země s výraznou úrovní eroze. Důvodem je intenzita zemědělského využití půd, terén a jeho členitost a v neposlední řadě půdní podmínky (Holý, 1994). V současnosti vede degradace půd způsobená erozí i jinými faktory ke ztrátám produkce na plochách až 6 mil/ha/rok (Janeček et al., 2002). Tyto varovné faktory jsou podloženy nepřesnostmi použitých metod pro výpočet ztráty půd, neboť mohou být chybné. Mnoho vědců a autorů se touto problematikou zabývalo. Za odhad ztráty půdy je ve světě považována hodnota ztráty 0,088 mm/rok (Janeček et al., 2008).

Rozšíření eroze je nejvýraznějším současným degradačním faktorem a na základě detailních analýz se odhaduje, že v ČR je ohroženo vodní erozí kolem 50 % celé rozlohy zemědělského půdního fondu (Šarapatka, 2014).

Šarapatka (2014) také zmínil, že erozí jako degradačním faktorem půdy je v České republice dle detailních analýz ohroženo vodní erozí 50 % celé rozlohy zemědělského půdního fondu, toto Dumbrovský et al. (2014) potvrdil a uvedl, že z této velikosti je 80 % orné půdy přímo ohroženo vodní erozí, tj. zhruba 1,5 mil. ha orné půdy.

V České republice se nachází zemědělsky využívané oblasti, kde je vliv a účinnost dešťových srážek silně zastoupen. Jednou takovou oblastí je Českomoravská vrchovina. Oproti oblastem jako jsou západní Čechy nebo jižní a střední Morava se jedná až o dvojnásobný účinek eroze. Horské oblasti České republiky, jako například Krkonošská oblast, Krušnohorská hornatina, Severočeská tabule, Západobeskydské podhůří a v okrajových partiích jsou erozní účinností postiženy ještě více. V těchto a společných regionech s intenzivnější erozní účinností dešťových srážek se jedná o stálý a trvalý charakter (Krása et al., 2014).

Následující mapový model na obrázku č. 5 znázorňuje ohrožení vodní erozí na území České republiky prostřednictvím dlouhodobé průměrné ztráty půdy ke konci roku 2016. Z modelu je patrné, že mezi nejvíce ohrožené oblasti v Čechách patří okres Jablonec nad Nisou, Liberec, Děčín, Most a Ústí nad Labem spolu s okresem Semily. Na Moravě se jedná zejména o okresy Břeclav, Vyškov, Nový Jičín, Šumpersko a Uherské Hradiště.



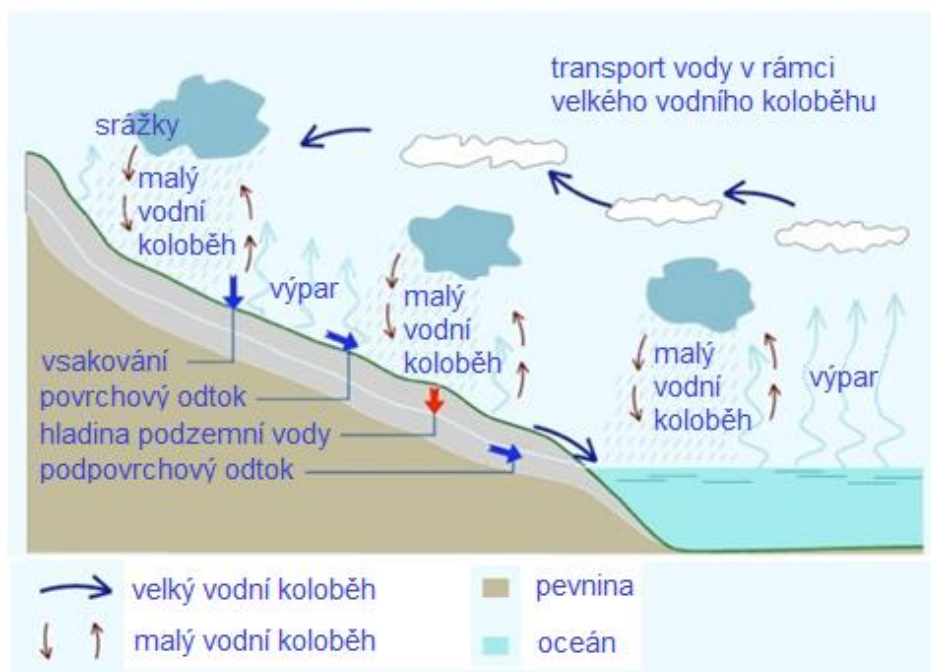
Obr. č. 5: Dlouhodobá průměrná ztráta půdy (mapy.vumop.cz)

3.2 Atmosférické srážky

Atmosférické srážky (ovzdušné srážky) jsou kapky vody nebo částice ledu, které vznikají následkem kondenzace nebo desublimace ve vzdušném prostředí. Jedná se tedy o všechnu vodu v atmosféře v kapalně nebo tuhé formě. Srážky padající z oblaků, které nedosáhnou zemského povrchu se označují jako srážkové pruhy (Kobzová, 1998). Srážky se mohou vyskytovat formou deště, mrholení, dále formou sněhu nebo také ledových krystalků. Různým formám srážek je často v meteorologii nazýváno hydrometeory (Kovář, 2000). Jedná se o srážky vypadávající z různých druhů oblaků, případně z mlh a dále i usazené na zemském povrchu či na pevných předmětech v atmosféře, např. na křídlech letadel za letu (Kobzová, 1998). Voda v atmosféře zůstává zpravidla průměrně 11 dní, avšak poté se z oblak uvolňuje a padá směrem k zemskému povrchu (Fry et al., 2012).

3.2.1 Význam atmosférických srážek

Srážky jsou hlavní a nejvíce ovlivňující součástí koloběhu vody na Zemi. V přírodě hrají velmi důležitou roli. Je nutno rozlišit malý a velký koloběh vody. Jak můžeme vidět na obrázku. č. 6, malý vodní koloběh může být popsán jako uzavřený koloběh vody, ve kterém voda odpařená na zemi (nebo vodě) se sráží a spadá na stejném území (Widows, 2015). Je odhadováno, že po celém světě z celkových srážek (720 mm) jsou dvě třetiny srážek tvořeny výparem a následnými srážkami právě malým koloběhem vody (Kravčík et al., 2007).



Obr. č. 6: Malý a velký koloběh vody na Zemi (Widows, 2015)

Velkým koloběhem nazýváme hydrologický cyklus, který probíhá mezi oceánem a pevninou. V přírodě k němu dochází při výparu vody ze světových oceánů, vodní pára je přenášena vzdušným proudem formou mraků nad pevninu, kde dochází ke kondenzaci nebo desublimaci. Současně probíhá výpar vody z pevniny a vodní pára je vzdušným proudem odnášena nad světové oceány a jako srážky se dostává do oceánu (Soukupová, 2011).

V malém koloběhu vody se jedná o hydrologický cyklus, při němž se voda vypařená z oceánu v podobě srážek do něj opět vrátí. K podobnému jevu může dojít i nad bezodtokovými oblastmi (Soukupová, 2011).

3.2.2 Vznik srážek

Voda v atmosféře je hlavním zdrojem pro tvorbu dešťových kapek. Je obecně známo, že atmosférický teplý vzduch je vždy blíže k povrchu Země. S rostoucí výškou se teplota vzduchu snižuje a dochází ke kondenzaci, a to má za následek tvorbu dešťových kapek (Bagree, 2012). Aby z mračen mohly tyto kapky nebo krystalky vypadávat, musí docílit větší rychlosti pádu než jsou rychlosti vzestupných vzdušných proudů tvořících oblaky a mračna. Kapky a krystalky musí nabýt dostatečné hmotnosti a velikosti. Srážkotvorné procesy jsou proto často spojovány s narůstáním některých vodních kapek nebo ledových krystalků na úkor ostatních (Kobzová, 1998). Tento proces nazýváme koagulace. Ledové krystalky a vodní kapičky jsou v atmosféře v klidu dokud jsou dostatečně malé a nepadají k zemi kvůli výše zmíněnému odporu vzduchu. Během turbulencí v oblacích může docházet k srážení a nabalování kapiček na větší a tím dochází k vytvoření velkých kapek vody. Pokud jsou vodní kapky dostatečně velké, těžké a schopné překonat odpor vzduchu pod nimi, začínají padat směrem k zemi jako srážky. K srážení kapek dochází i při pádu k zemi. V době, kdy voda padá k zemi, dochází k opětovnému rozpadu na malé kapky a následnému srůstu na kapky velké (Bagree, 2012).

Kondenzace vodních par je ovlivněna malými rozptýlenými částicemi ve vzduchu. Například solí, kouřem nebo prachem. Kdyby došlo k úplnému vyčištění ovzduší, s největší pravděpodobností by nebyly žádné mraky. Na Zemi má nejméně znečištěný vzduch nejméně 1000 částic prachu na jeden metr krychlový (Heidorn, 2003). Prachové částice ve vzduchu nemusí být způsobeny pouze antropogenními vlivy, ale také vulkanickou činností na dně oceánů.

3.2.2.1 Vývoj srážek ve smíšených oblacích

Ve vyšších a mírných zeměpisných šířkách je spouštěcím mechanismem srážek právě přítomnost ledových krystalků a částic v mračnecích. Ledové krystalické částice narůstají při teplotách pod 0 °C, kdy část přechlazených malých drobných kapiček obsahuje vhodná kondenzační jádra. Tyto kondenzační jádra mrznou v ledové krystalky. Krystalky mohou narůstat depozicí (desublimací) vodní páry. Depozice vodních par postupně ukládá molekuly vodní páry do krystalové mřížky na svém povrchu. V okamžiku, kdy se kapičky přechlazené vody srážejí, mohou mimo jiné namrznat na ledových částicích (Soukupová, 2011). Poté se padající krystalky dostávají volným pádem do teplejších vrstev atmosféry, kde případně roztávají a tím se mění v dešťové kapky. Všechna oblaka (i dešťová) v oblasti nad izotermou 0 °C obsahují ledové krystalky a částice. Zároveň každá dešťová kapka dopadající na zem je roztálený krystalek ledu (Kobzová, 1998).

3.2.2.2 Vývoj srážek ve vodních oblacích

V nižších zeměpisných šířkách dochází k intenzivním srážkám z takzvaných teplých oblaků (například v podobě tropických lijáků). Vzniku dešťových srážek předchází splývání srážejících se kapek. Tento jev nazýváme koalescence. Teplá oblaka jsou níže, než je hladina nulové izotermy (Soukupová, 2011). Procesu koalescence se účastní hlavně obří kondenzační jádra tvořená zpravidla hygroskopickými krystalky mořských solí. V průběhu pádu postupně narůstají, a pokud dosáhnou průměru přibližně 4-10 mm podle konkrétních podmínek v mračnecích, dochází k samovolnému rozpadu. Tento rozpad velkých kapek je způsobem narušením blány povrchového napětí dešťových kapek. Menší rozpadlé kapičky spolu se značným počtem mikroskopických kapiček jsou opět vznášeny vzhůru vzdušnými proudy a proces koalescence se opakuje. Podmínka koalescenční teorie je velký obsah vodní páry v mračnecích a kapalné vody v oblaku – což je typické pro rovníkový vzduch (Kobzová, 1998).

3.3 Charakteristiky srážkových událostí

V této kapitole bakalářské práce se budeme zabývat: tvarem a velikostí dešťových kapek, rychlostí pádu dešťových kapek, rozdělením velikostí kapek a intenzitou deště.

V průběhu let byla snaha o co nejkvalitnější a nejpřesnější měření, která vedou k tomu, že musí být proveden dostatečný počet studií o strukturách deště.

Wexler (1947) jako první uvedl studii rozdělení velikosti dešťových kapek a rok poté následovali Marshall a Palmer (1948) se svojí studií. Na provedené studie dále navazovali svými Best (1950), Uijlenhoet et al. (2003), a dále také Steiner et al. (2004). Při dešťové události se každá jednotlivá kapka liší hned několika faktory již výše zmíněnými, zejména jejich tvarem, velikostí a rychlostí, při které dopadají na povrch. V následujících podkapitolách tyto fyzikální charakteristiky uvedu a blíže popíši.

3.3.1 Velikost dešťových kapek

Velikost dešťové kapky je jednou z nejdůležitějších srážkových charakteristik, které se využívají pro širokou škálu výpočtů, jako například pro výpočet rychlosti pádu dešťové kapky a kinetické energie.

Již v oblacích po vytvoření kapky nabývají širokého spektra jejich velikostí, od miniaturních shluků vlhkosti až po shluky větší. Kapky, které se vytváří v oblacích výše od země, jsou často větší. Naopak je tomu u kapek, které vypadávají z oblak k zemi a jsou níže. Ty jsou obvykle menší velikosti a průměrů (Moran a Morgan, 1989).

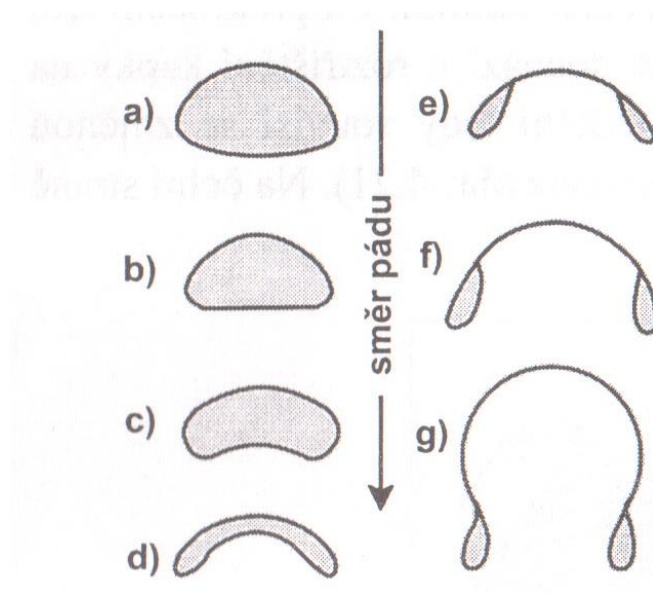
Mnoho různých zdrojů popisuje velikost dešťové kapky svými způsoby a metodami. Jak uvedl Dvořák (2003), v průměru kapka nabývá velikostí od 0,1 do 5 mm jejího průměru a v určitých výjimkách je možný výskyt kapek o velikostech 1 cm. V tomto případě kapka a její povrchová blána takový objem vody neudrží pospolu a dešťová kapka se rozpadá hned na několik menších kapek, které už jsou schopny si menší objem udržet. Dvořák (2003) také zmínil, že je možné, aby se takový proces několikrát opakoval, než samotná dešťová kapka dopadne na zemský povrch.

S jiným popisem velikosti dešťových kapek přišel Cerda (1997). Kapky vypadávající z oblaků podle jeho popisu mohou nabývat velikosti výrazně malých kapiček až do velikostí něco okolo bezmála 6 mm. Cerda také zmínil, že zahlédnout dešťové kapky o velikostech větších než 4 mm je velmi vzácné právě kvůli tomu, že větší kapky mají tendence se tříštit a rozpadnout na menší. Dešťové kapky bývají stabilní ve velikostech v rozmezí do 4,6 mm a nad 5,4 mm. Naopak v rozmezí od 4,6 mm do 5,4 mm je kapka nestabilní a vzduch je svým odporem tříští. Laws a Parsons (1943) dodali, že maximální stabilní velikost dešťových kapek je v rozmezí od 6 do 8 mm a je přímo závislá na pádové rychlosti kapek a vzduchového tlaku při pádu. Takový tlak vzduchu dokáže kapku zploštit a následně roztříštit. Jako typickou a stabilní velikost Cerda (1997) považuje v průměru 1-2 mm velké kapky.

Tříštění kapek popsala blíže Řezáčová et al. (2007) a uvedla, že existují dva případy rozpadu kapek. Těmi jsou spontánní tříštění dešťových kapek a kolizní tříštění.

Experimenty prováděné za účelem zjištění maximální stabilní velikosti dešťových kapek ve dlouhém sloupci klidného vzduchu ukázaly, že dešťové kapky mohou být velké až 4,5 mm a zůstat stabilní. Po překročení této velikosti dochází k deformaci kapky na drobné kapičky. Tříštění kapek a jeho mechanismus je spojen se změnou tvaru padajících kapek a závislostí na jejich velikosti (Řezáčová et al., 2007).

Janeček et al. (2008) zmínil, že u kapek o průměru od 5,8 mm do 6 mm lze pozorovat nestabilní tvary a zároveň jejich náchylnost k tříštění nebo rozpadu. Laws a Parsons (1943) uvedl, že limit maximální stabilní velikost vodní kapky je od 6 do 8 mm jejího průměru. Na následujícím obrázku č. 7 je uvedeno zjednodušené schéma průběhu hydrodynamického tříštění při pádu velké dešťové kapky.



Obr. č. 7: Mechanismus tříštění velké dešťové kapky (Řezáčová et al. 2007)

S vyjádřením vztahu průměru dešťové kapky a intenzity deště přišel Van Dijk et al. (2002) spolu s autory Laws a Parsons (1943). Vztah je uváděn takto:

$$D_{50} = aI^b$$

Kde D_{50} vyjadřuje střední průměr kapky deště, I vyjadřuje intenzitu deště (nebo množství srážek) v mm/h. Z tohoto vztahu je patrné, že průměr kapky nekonečně roste v závislosti na intenzitě deště (Van Dijk et al., 2002). Naproti tomu

Hudson (1965) uvádí, že maximální průměrná velikost kapek je dosažena při velkých intenzitách deště – obvykle při 70-100 mm/h.

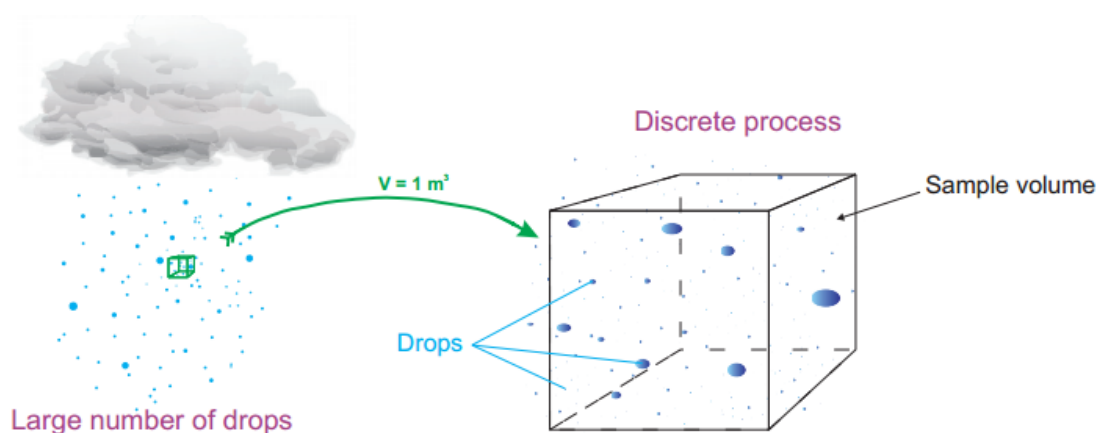
Klíčový faktor v erozních procesech hraje právě velikost dešťových kapek, protože velikosti kapek přímo určují jejich pádovou rychlost. Důsledkem toho je kinetická energie (Cerda, 1997).

3.3.2 Distribuce velikostí kapek (DSD/RSD)

Zkratkou DSD nebo RSD se rozumí z anglického jazyka takzvaná Drop Size Distribution, nebo také Raindrop Size Distribution, přeloženo do českého jazyka – distribuce velikostí dešťových kapek.

Distribuce velikostí kapek se dá vyjádřit jako počet dešťových kapek, které jsou přítomny na jednotku objemu vzduchu v prostoru. Tento proces způsobuje, že se kapky v prostoru neustále třídí a spojují, což má za následek proměnlivost velikosti kapek (Janeček, 2008). Matoušek (2010) zmínil, že dešťové kapky a jejich četnost zastoupení ve spektru velikosti kapek je závislé zejména na intenzitě deště, druhu mračen a druhu přítomného deště. Rozdělení dešťových srážek DSD vyjadřuje rozpočet objemu dešťových kapek v daný moment v určitém místě v prostoru. Adirosi et al. roku 2014 definoval termín DSD jako „distribuci dešťových kapek různých velikostí“ nebo jako „distribuci mrholení a kapek v něm obsažených majících různou velikost“.

Jaffrain (2012) uvedl, že v prostoru může na 1 m³ objemu vzduchu být až 1000 vodních kapek. Jaffrain (2012) graficky znázornil rozložení kapek v prostoru analogickým vyobrazením, jak můžeme spatřit na následujícím obrázku č. 8.



Obr. č. 8: Rozptýlení dešťových kapek v prostoru při srážkové události (Jaffrain, 2012)

Obrázek č. 8 znázorňuje dešťovou událost, kde $V = 1 \text{ m}^3$ představuje objem vzduchu z oblasti pod dešťovým mrakem, Drops jsou dešťové kapky, „large number of drops“ znamená velké množství kapek při dešti. „Discrete process“ vyznačuje a přibližuje oddělený proces dění ve výše zmíněném metru krychlovém vzduchu. „Sample volume“ popisuje objem vzorku, tj. dešťové kapky.

Vědomosti získané o DSD hrají významnou roli při chápání procesů srážkových událostí. Takových poznatků je možné dosáhnout za pomoci různorodých sledování a výzkumů (Adirosi et al., 2014). O data pro výpočet DSD mají zájem zejména meteorologové a jsou používána jako vstupy pro předpovědi počasí. Taková data jsou používána a vkládána do meteorologických modelů (Jaffrain, 2012).

Velikost kapek se neustále mění vlivem četnosti vypadávání dešťových kapek z mračen, jejich koagulací, spojování kapek při pádu vlivem gravitačních sil, jejich tříštěním díky nadměrné velikosti a jejich výparem. Při intenzivní srážkové události má na velikost kapek nejvíce vliv proces spojování a tříštění (Janeček, 2008).

Ačkoli bylo v minulosti měření velikosti kapek přímočaré, vyžadovalo mnoho úsilí a zdlouhavého měření (Laws a Parsons, 1943). Taková měření zahrnovala například metodu velikostí otisku dešťových kapek v mouce nebo metodu sacího papíru Marshall a Palmer (1948). Později vznikly sofistikovanější způsoby měření kapek a jejich charakteristik, tj. měření elektromechanickým disdrometrem nebo optickým disdrometrem. Moderním přístrojem na stanovení charakteristik deště je laserový disdrometr (Jameson a Kostinski, 2001).

Pokud jsou známy parametry, jako například počet kapek a jejich velikostní rozdělení, lze srážkové charakteristiky (kinetická energie, intenzita srážek) odvodit z daných vlastností dešťové kapky. Mezi takové vlastnosti patří objem kapky, její hmotnost a rychlost. Velikost dešťové kapky je bezpochyby nepostradatelným prvkem dalších analýz (Brodie a Rosewell, 2007).

(Uijlenhoet et al., 2003) popsal DSD rozdělení dvěma způsoby. Prvním způsobem rozdělení je tzv. exponenciální rozdělení. Definuje poměr mezi počtem dešťových kapek a jednotkou objemu vzduchu. Toto je používáno u srážek s nízkou intenzitou, tj. když jsou ztráty půdy způsobené kinetickou energií nízké. Toto rozdělení bylo odvozeno při měření za pomoci metody sacího papíru a metody moukových pelet. Druhým způsobem je tzv. gama rozdělení, které spočívá v počtu

dopadajících dešťových kapek za jednotku času na jednotku plochy povrchu, na kterou dopadají.

Existuje několik modelů rozdělení DSD. Takové modely jsou používány pro předpověď srážek v různých částech světa. Nejznámější a nejčastěji používané jsou:

- Negativní exponenciální model (Marshall-Palmer Model)
- Weibullův model (Weibull Distribution Model)
- Lognormální model (Lognormal Distribution Model)
- Modifikovaný gama model (Modified Gamma Distribution Model)

Marshall a Palmer v roce 1948 přišli s klasickým a nejvíce užívaným vyjádřením spektra velikosti dešťových kapek. Model je nazýván jako negativní exponenciální model pro výpočet DSD. Jedná se o tzv. MP model ve tvaru:

$$n_D(D) = N_0 \exp(-\Lambda D)$$

Kde $n_D(D)$ (mm/m^3) je koncentrací kapek v m^3 v prostoru o průměru D (mm), N_0 udává celkový počet dešťových kapek (mm/m^3), Λ (medián) vyjadřuje střední průměr velikosti dešťových kapek z velikostního spektra. Medián je odvozen takto:

$$\Lambda = 3,67/D_0$$

Kde člen D_0 je středním průměrem velikostí kapek.

Studie v průběhu let ukázaly, že MP rozdělení není dostatečně obecným vyjádřením spektra velikosti dešťových kapek kvůli hodnotě N_0 , která se v průběhu srážky může náhle měnit. Toto rozdělení se používá také při odhadu intenzity srážek na základě radarové odrazivosti (Řezáčová et al., 2007). MP model byl dále popsán jako nevhodný u oblastí s vysokými intenzitami dešťových srážek (např. tropický pás). Bylo tomu tak zjištěno díky montážním chybám pro měření. Naopak se v průběhu let ukázalo, že model je nejvhodněji použit v oblastech, kde za celý rok spadne minimum dešťových srážek a mírného podnebí s výskytem ustálených srážek (Alonge a Afullo, 2012).

Dalším je Weibullův DSD model odvozený autorem Jiang et al. (1997). Weibullův model nebyl využívaným modelem pro modelování srážkových událostí. Model má následující tvar:

$$N(D_i) = N_0 \left(\frac{\beta}{\eta}\right) \left(\frac{D_i}{\eta}\right)^{\beta-1} \exp\left[-\left(\frac{D_i}{\eta}\right)^\beta\right]$$

Kde vstupní parametry jsou N_0 , parametr tvaru β a parametr váhy η . Výsledná hodnota vychází v jednotkách (m^3/mm). Tímto modelem je možné sledovat srážky o velkých i malých intenzitách (Jiang et al., 1997).

Třetím v našem výčtu modelů DSD je model lognormální s funkcí ve znění:

$$N(D) = \frac{N_t}{\sigma D \sqrt{2\pi}} \exp\left(\frac{-[\ln(D) - \mu]^2}{2\sigma^2}\right)$$

Kde $\ln(D)$ vyjadřuje pomocí gama řádu parametr μ , dále σ zastupuje směrodatnou odchylku, která slouží k určení šířky distribuce srážek. N_t popisuje celkový počet kapek v m^3/mm . Výsledná hodnota v m^3/mm závisí na zeměpisné poloze a příslušných klimatických podmínkách (Adimula a Ajayi, 1996).

Tato metoda byla považována za správnou a vhodnou u tropických a subtropických oblastí, avšak odhad DSD je při nižší srážce komplikovaný (Alonge a Afullo, 2012). Modifikovaný gama model je vyjádřen tímto vztahem:

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D)$$

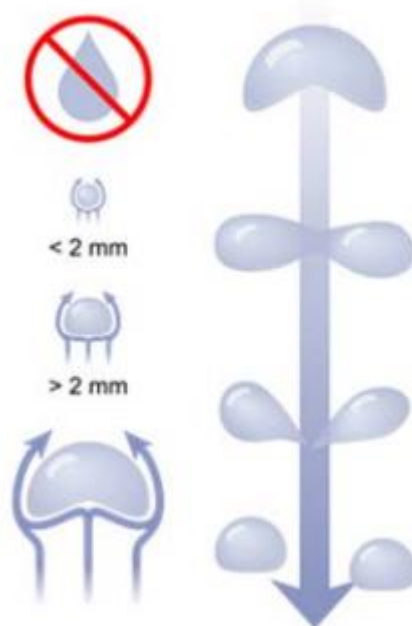
Kde N_0 vyjadřuje v jednotkách $\text{mm}^{-1-\mu}/\text{m}^3$ koncentraci parametru, Λ je střední průměr kapek a jejich velikosti z velikostního spektra, μ představuje řád z gama rozdělení. $N(D)$ vychází v m^3/mm .

Rozdělení gama je použitelné ve větším rozsahu než jiné modely díky jednoduššímu přístupu (Fox, 2004). Alonge a Afullo (2012) zmínil, že modelem, jakým je modifikovaný model gama, je vhodné postupovat u srážek s vysokou i nízkou rychlostí.

3.3.3 Tvar dešťové kapky

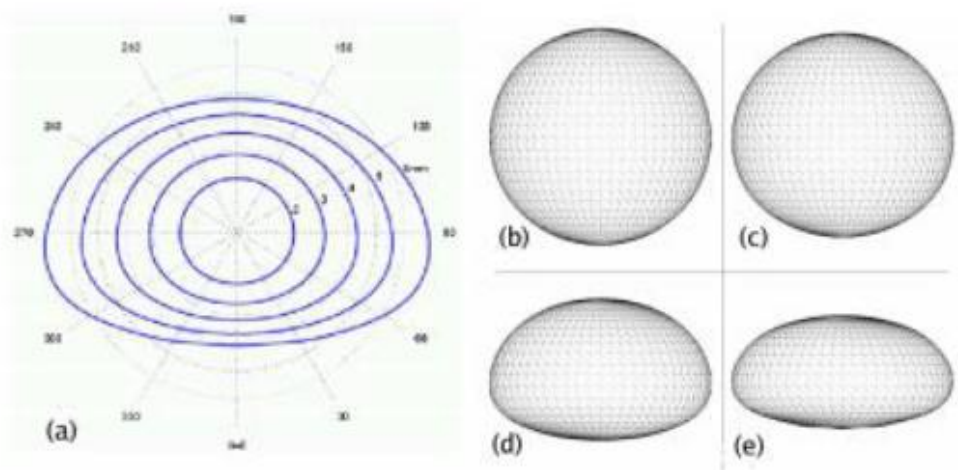
Janeček et al. (2008) uvedl, že kapky lze podle jejich tvaru rozdělit hned na několik skupin. Dále uvedl, že dešťové kapky, které mají průměr kapky menší než 0,5 mm mají při svém pádu k zemi kulovitý tvar. Janeček zároveň uvedl, že kapky mají elipsoidní tvar, pokud jsou velké v intervalu od 0,5 do 1 mm.

Tvar dešťových kapek je často viděn veřejností jako tvar slzy. Tato představa je mylná (Rousseau et al., 2006). Toto tvrzení můžeme spatřit na obrázku č. 9, kde (Bagree, 2012) graficky znázornil tvary dešťové kapky a tím mylné představy o tvaru kapek také vyvrátil.



Obr. č. 9: Tvary dešťové kapky a její dělení (Bagree, 2012)

Dešťové kapky padající k zemi mají tvar elipsoidu, z čehož kapky velkých objemů a průměrů mají spodní část zploštělou. Naproti tomu velmi malé a celkově drobné kapky mají kulovitý tvar. Toto je způsobeno povrchovým napětím, které usiluje o minimalizaci velikosti plochy kontaktu mezi kapkou deště a vzduchem kolem ní. Tímto vzniká dešťová kapka kulovitěho tvaru (Beard a Chuang, 1987).



Obr. č. 10: Nejrůznější tvary dešťové kapky s danými poloměry (Rousseau et al., 2006)

Na obrázku č. 10 můžeme spatřit rozdělení do pěti částí, které znázornil Rousseau et al. (2006). V levé části obrázku č. 10 je označen obrázek č. 10 část a; kde je vyobrazeno srovnání kapek o následujících poloměrech uvedených v tabulce č. 3.

Tab. č. 3: Průměry kapky uvedené na obrázku č. 10 a

Obr. č. 10 a					
R (mm)	1	1,5	2	2,5	3

Z toho je patrné, že čím je celkový průměr kapky větší, tím více se kapka deformuje. Dále jsou na obrázku č. 10 vyobrazeny tvary zdeformovaných dešťových kapek o poloměru čtyři menší obrázky 10 část b; 10 část c; 10 část d; a 10 část e. Na obrázku č. 10 část b; je nezdeformovaná dešťová kapka. Obrázek č. 10 část c; zobrazuje dešťovou kapku s poloměrem 1 mm. Dalším obrázkem je obrázek č. 10 část d; který znázorňuje kapku a její deformaci při poloměru 3 mm. Poslední obrázek č. 10 část e; ukazuje tvar zdeformované kapky s poloměrem 4,5 mm (Rousseau et al., 2006).

Autoři Beard a Chuang v roce 1987 vytvořili matematický model, který podle součtu vážených cosinů vyjadřuje hodnotu zakřivení koule s pravidelným tvarem. Rovnice zní takto:

$$r(\theta) = a \left(1 + \sum_{n=0}^{10} C_n \cos(n\theta) \right)$$

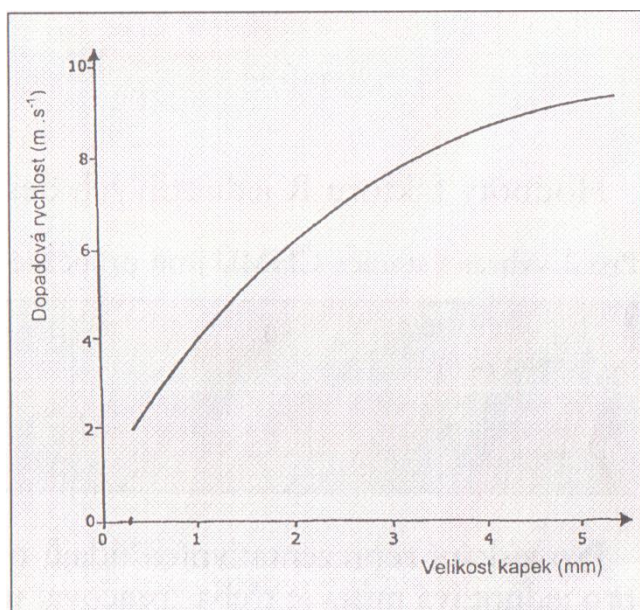
Kde a je poloměr pravidelné koule bez zakřivení, umístěný uprostřed kapky v jejím těžišti. Členem θ je vyjádřen úhel elevace kapky. Pokud je $\theta = 0$, kapka padá svisle dolů.

3.3.4 Rychlost pádu dešťových kapek

Pádová rychlost dešťové kapky je přímo závislá na poloměru kapky a její hmotnosti. Rychlost kapky není po celou dobu jejího pádu konstantní a postupným přibližováním k zemi se zvětšuje dokud nedosahuje terminální (konečné) rychlosti (Cerda, 1997).

Byly popsány dvě síly, které ovlivňují rychlost padající kapky. Tělesová síla (tj. síla gravitační) a síla aerodynamického odporu. Dešťové kapky zrychlují během volného pádu díky konstantní gravitační síle. Odpor vzduchu vůči kapkám časem roste. Když se obě síly vyrovnají, kapka dosáhne své dopadové rychlosti (Abudi et al., 2012; Holý, 1978). Abudi et al. (2012) také zmiňuje, že dešťové kapky větších rozměrů a objemů potřebují větší pádovou výšku, aby dosáhly jejich konečné rychlosti.

Problematika rychlosti dopadu vodních kapek na půdní povrch byla zkoumána mnoha autory po celém světě. Jedním z nejznámějších je Kinnell (1981), který uvedl, že terminální rychlost dešťových kapek je závislá na jejich průměru. Toto potvrdil svým výzkumem Laws v roce 1941 svým výzkumem, kde se zabýval vztahem konečné rychlosti kapky ve vztahu k její velikosti. Provedený experiment spočíval v rychlém fotografování deště za velké frekvence pořizování fotografií. Na následujícím obrázku č. 11 můžeme vidět výsledek výše zmíněného výzkumu, který Laws roku 1941 provedl.



Obr. č. 11: Graf závislosti velikosti dešťové kapky (mm) na její dopadové rychlosti (m/s) (Laws, 1941)

Gunn a Kinzer (1949) tuto teorii dále potvrdili při experimentu indukčních okruhů s kapkami s malým elektrickým nábojem. Padající kapky propadávaly indukčním okruhem a tím byly zmapovány elektrickým výbojem přesné rychlosti kapek.

Kapka o velikosti větší než 2 mm dosahuje rychlosti 8 m/s, a naopak menší kapka o velikosti 1 mm padá rychlostí zhruba 6,5 m/s. Kapky dosahující velikosti 4 mm padají směrem k zemskému povrchu rychlostmi až 9 m/s (Heidorn, 2003). V následující tabulce č. 4 jsou uvedeny rychlosti dešťových kapek v závislosti na jejich poloměrech podle (Rousseau et al 2006).

Sférické kapky		Elipsoidní kapky			
poloměr (mm)	rychlost (m/s)	poloměr (mm)	rychlost (m/s)	poloměr (mm)	rychlost (m/s)
0,1	0,72	0,5	4,0	2,5	9,2
0,15	1,17	0,75	5,43	2,75	9,23
0,2	1,62	1,0	6,59	3,0	9,23
0,25	2,06	1,25	7,46	3,25	9,23
0,3	2,47	1,5	8,1	3,5	9,23
0,35	2,87	1,75	8,58	3,75	9,23
0,4	3,27	2,0	8,91	4,0	9,23
0,45	3,67	2,25	9,11		

Tab. č. 4: Rychlost pádu dešťových kapek a závislost na jejich poloměru (Rousseau et al., 2006)

Z tabulky č. 4 je patrné, že zploštělé kapky ve tvaru elipsoidu s průměrem 4 mm dosahují maximální možné rychlosti 9,23 m/s. Naproti tomu kulaté kapky o sférickém tvaru a průměru až 0,45 mm nabývají rychlostí kolem 3,67 m/s.

3.3.5 Prostorová distribuce deště

Další ze srážkových charakteristik je prostorová distribuce srážek (spatial distribution of rain). Představuje rovnoměrnost kapek při zavlažování rozstřikovači a při simulování srážek dešťovými simulátory. K určení prostorové rovnoměrnosti, tedy homogenity srážek, slouží jeden z nejpoužívanějších koeficientů. Christiansenův koeficient rovnoměrnosti CU (Christiansen, 1942) a DU (tzv. Distribution Uniformity) koeficient. Christiansenův koeficient rovnoměrnosti byl poprvé vytvořen kvůli problematice zavlažovacích systémů (Karmeli, 1978).

Koeficientem rovnoměrnosti je vyjádřena míra odchylky ve středové průměrné výšce posuzované čtvercové plochy a rovnoměrnosti distribuce vodních srážek. Původním vztahem CU z roku 1942 je vyjádřeno funkcí:

$$CU = 100 \left(1.0 - \frac{\sum d}{mn} \right)$$

Kde CU je koeficient rovnoměrnosti (%), $\sum d$ je standardní odchylka jednotlivých měření ze střední odchylky zastoupené členem m . Člen n představuje počet měření.

Svou formu Christiansenova koeficientu rovnoměrnosti použil Kara et al. (2008) ve svém výzkumu a použil následující rovnici:

$$CU = 100 * \left(1.0 - \frac{\sum x}{n * m} \right)$$

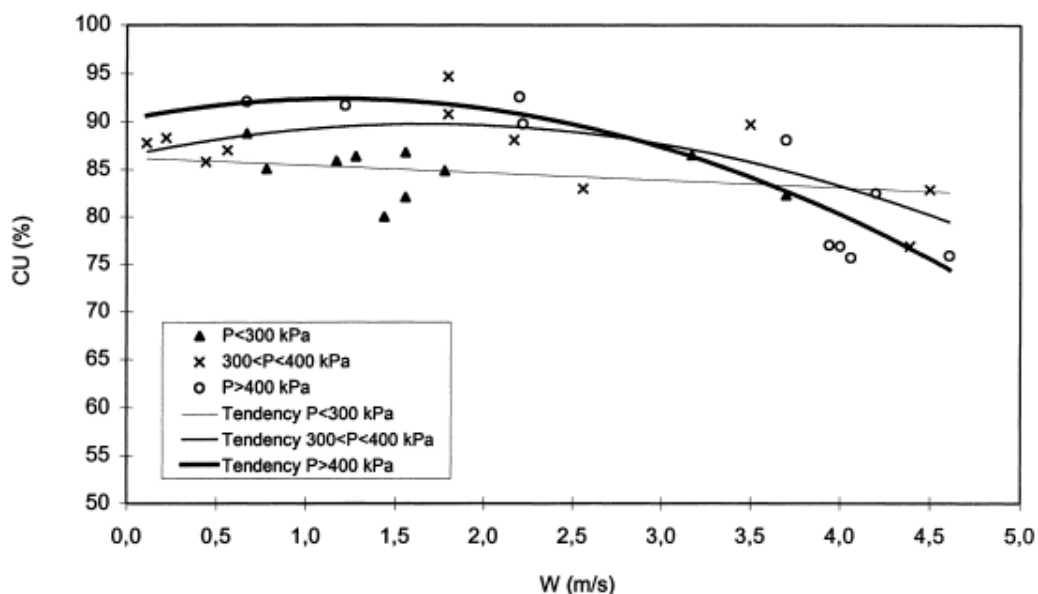
nebo

$$CU = 100 * \left(1.0 - \frac{\sum |z - m|}{\sum Z} \right)$$

Kde CU představuje koeficient rovnoměrného rozložení odvozené Christiansenem (%), Z množství vody naměřené v jednotlivých nádobách při měření uniformity (mm, mL), $x = |z - m|$ je celková absolutní hodnota z průměrného celkového objemu vody ve všech záchytných nádobách na vodu (mm, mL), $m = \sum z/n$ průměrný objem vody (mm, mL), n počet akumulčních nádob na vodu.

Absolutní rovnoměrnost je 100 %, ale takové hodnoty koeficient nabývá čistě v teoretické části a v praktickém užití je zcela nemožné dosáhnout maximálních hodnot. S užitím kruhových zavlažovačů není možné dosáhnout maximální rovnoměrnosti stříkající vody. Žádoucí hodnota CU je 84 %, a proto by nastavené rozstřikovače s nižší výslednou hodnotou neměly být používány (Kara et al., 2008). Lascelles et al. (2000) uvedl, že výpočet homogenity deště koeficientem CU není dostatečně určující a do budoucna je třeba mnoho studií zaměřených na aplikované srážky za užití velkých intenzit srážek.

S klesajícím výsledným výpočtem rovnoměrnost rozstřiku vodních kapek klesá. Tarjuelo et al. (1999) zmínil, že hodnota koeficientu CU často klesá při větší vzdálenosti rozstřikovačů a při vysokém větru. Vyhodnocením odchylky vztahem CU se bere v potaz pouze velikost v %, ale už se neposuzuje přebytek, či nedostatek vody při rozstřiku. Průměrná odchylka charakterizuje vztah lineárně a hodnota CU v sobě nezahrnuje srážkovou výšku ani velikost území (Christiansen, 1942). Christiansenův koeficient rovnoměrnosti je nejpoužívanějším vztahem i přes tyto nedostatky (Maroufpoor et al., 2010).



Obr. č. 12: Závislost CU (%) na rychlosti větru W (m/s) (Tarjuelo et al., 1999)

Na výše zmíněném obrázku č. 12 je znázorněn výsledný graf výzkumu sledování vlivu větru. Vítr je převeden na práci W (m/s) v podobě funkčního tlaku vyjádřeného v kPa. Z grafu je patrné, že rychlost větru ovlivňuje měření a následný výpočet CU (Tarjuelo et al., 2010).

Christiansenův koeficient rovnoměrnosti se používá při návrhu rozmístění postřikovačů a zavlažovačů (Šenkýř, 2003). Šenkýř (2003) dále uvedl, že za dobré rozdělení vodního rozstříku považuje hodnotu CU větší než 80 a toto tvrzení zdůvodnil tím, že při výběru rozstřikovače je vhodné zvolit ten, který ukazuje co nejvyšší hodnotu koeficientu CU. Naproti tomu Lascelles et al. (2000) zmínil, že výpočet koeficientu uniformity je ovlivněn faktory jako jsou např.: kinetická energie deště, délka jednotlivých měření, intenzita aplikovaných srážek a také dodal, že dvě identická měření se mohou lehce lišit. Obrázek č. 13 znázorňuje otáčivý zavlažovač použitý při měření koeficientu rovnoměrnosti.



Obr. č. 13: Příklad zavlažovače použitého pro měření CU (Maroufpoor et al., 2010)

Dalšími příklady pro výpočet koeficienty uniformity jsou následující:

Merriam a Keller (1978) definovali svůj koeficient distribuce srážek v následující rovnici a popsali, že požadovaná hodnota CU je více než 90 %. Jako přijatelnou výslednou hodnotu považují hodnotu v mezích od 83 % do 90 % a hodnoty od 82 % níže považují za hodnoty nepostačující. Tvar rovnice zní:

$$DU = 100 \left(\frac{D_{iq}}{\mu} \right)$$

Kde DU je koeficient uniformity (%), D_{iq} představuje zprůměrovanou nejnižší čtvrtinu naměřených objemů (ml), μ je zprůměrovaná měrná hloubka aplikovaného množství vody (ml).

Merriam a Keller (1978) dále uvedli rovnici Havajské Třtinové společnosti, kterou si společnost vyvinula dle vlastních potřeb, následující formou:

$$CU = \left[1 - \left(\frac{2}{\pi} \right)^{0,5} \left(\frac{\sigma}{\mu} \right) \right] * 100$$

Jak bylo zmíněno výše, odlišní badatelé přinesli své vlastní koncepty a způsoby, jak se k výsledné hodnotě koeficientu rovnoměrnosti dopracovat. Všechny tyto rovnice vedly k různým výsledkům na stejném zkoumaném poli ve výzkumu, který provedl Maroufpoor et al. roku 2010. Závěrem tohoto zkoumání rozdílů mezi rovnicemi bylo vyvození vztahu mezi vlastnostmi zkoumaného pozemku, jeho vlastností a geografickém umístění (Maroufpoor et al., 2010).

(Kara et al., 2008) závěrem uvedl, že v kontextu zvyšující se potřeby vody a její dostupnosti je velmi důležité, aby data zjištěná výzkumy zabývajícími se výpočtem koeficientem rovnoměrného rozstřiku vody při zavlažování polí byla poskytnuta farmářům a specialistům na zavlažování a zavlažovací systémy.

3.3.6 Intenzita deště

Jako dešťové srážky označujeme vodní srážky, které vypadávají z oblaků v podobě kapek o průměru větším než 0,5 mm. Nejčastější velikost kapek deště je 1–2 mm, z toho největší kapky dosahují průměru až 6–7 mm. Při trvalém dešti je velikost kapek přibližně stejná. Naopak v přeháňkách se vyskytuje celé spektrum kapek rozdílných velikostí (Soukupová, 2011). Znalost intenzity deště a jejich údajů v kratších časových intervalech, než je jeden den je velmi významná při posuzování erozivity deště (Tolasz et al., 2007).

Dešťové srážky a jejich intenzita se vyjadřuje jako množství srážek v atmosféře spadlých za jednotku času. Například počet milimetrů srážek spadlých za hodinu (mm/h) (Kobzová, 1998). Intenzita deště I (mm/h) je faktorem, který má největší vliv na erozi půdy (Lim et al., 2015). Kategorie intenzit deště upřesňuje následující tabulka č. 5.

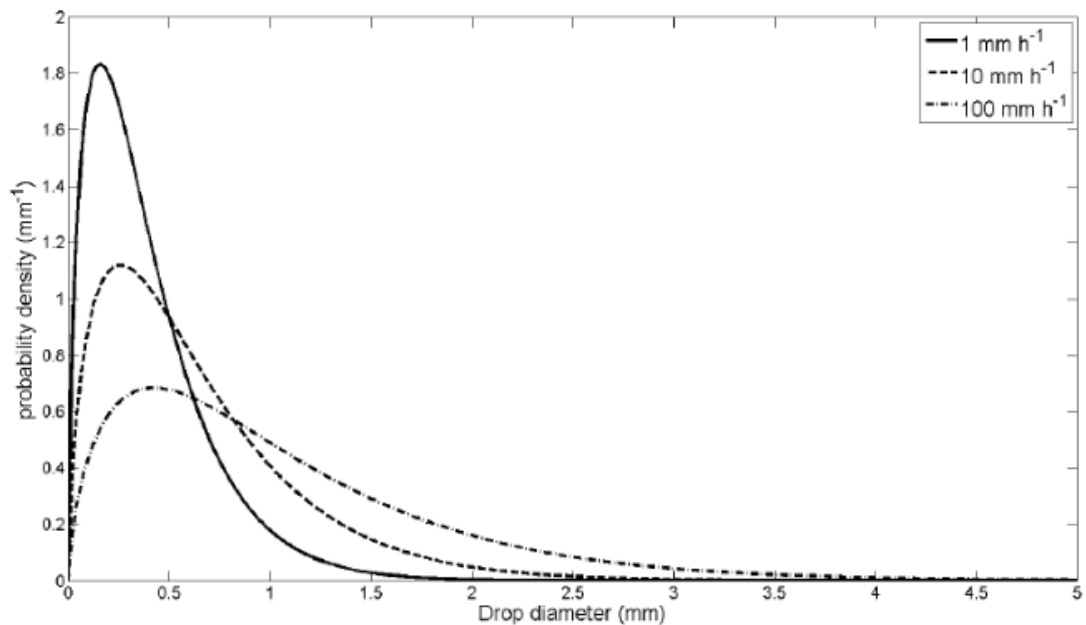
velmi slabý	Neměřitelné množství. Ojedinelé kapky, které nesmáčí celý exponovaný povrch, bez ohledu na dobu trvání.
slabý	0,1-2,5 mm/h Jednotlivé kapky deště se dají pohledem rozeznat. Zvuk deště dopadající na exponovaný povrch se jeví jako pomalé ťukání, louže se tvoří velmi pomalu, voda z okapů začíná pomalu odtékat.
mírný	2,6-8,0 mm/h Jednotlivé kapky se nedají rozeznat, nad tvrdým povrchem vidíme odskakující kapičky, louže vznikají rychle, z okapů proudí voda.
silný	8,1-40,0 mm/h Vidíme pruhy deště, kapky se odrážejí od povrchů do výšky několika centimetrů, je zhoršená dohlednost.
velmi silný	Více než 40 mm/h Souvislá vodní clona, stěrače aut už nepracují, voda nestačí odtékat z vodorovných povrchů. Přes déšť není skoro vidět. U nás se nevyskytuje – pouze v přeháňkách.

Tab. č. 5: Kategorické rozdělení deště podle jeho intenzity (Soukupová, 2011)

Řezáčová et al. (2007) definovala intenzitu dešťových srážek jako tok srážek horizontální plochou, který prochází jednotkovou plochou za jednotku času a tím udává objem srážkové vody. Salles et al. roku 2002 popsal intenzitu deště I (mm/h) nejjednodušším způsobem jako celkový objem dopadlé vody srážek na jednotku horizontální plochy a vyjádřil následujícím vztahem pro výpočet intenzity dešťových srážek odvodil rovnici, kde intenzitu odvodil z hustoty padajících kapek, ve tvaru:

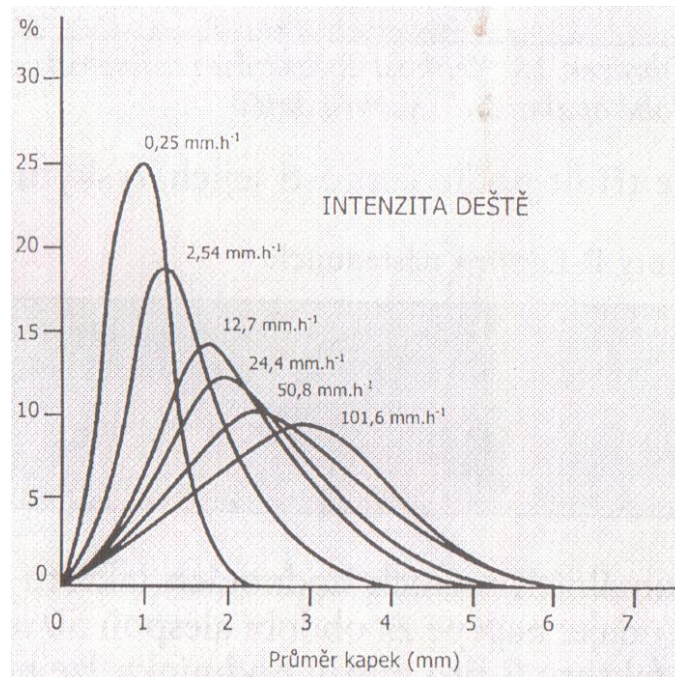
$$I = 3,6 \frac{\pi}{6} \sum_i X(D_i) D_i^3$$

Intenzita deště je zpočátku dešťové události malá a postupně roste. Když dosahuje maxima, opět se snižuje. Jestliže v průběhu jedné dešťové události dojde pouze k jednomu maximu intenzity, je nazýváno jednoduché. Dvě maxima v jedné srážkové události se nazývají dvojnásobnými. Pokud by jedna dešťová událost měla více maximálních hodnot, jev je často nazýván jako vícenásobný déšť (Matoušek, 2010). Bagree roku 2012 provedl výzkum pravděpodobnosti rozdělení velikostí kapek DSD při dešti, ze kterého vyvodil, že dešťové kapky padající atmosférou při malé intenzitě deště budou pravděpodobně malých rozměrů. Dodal, že velikost dešťové kapky závisí na síle měřeného deště, tj. na síle úderů dopadajících kapek viz. obrázek č. 14.



Obr. č. 14: Graf závislosti rozdělení velikostí kapek DSD na pravděpodobní hustotě deště (Bagree, 2012)

Na obrázku č. 14 jsou znázorněny křivky dešťů s intenzitami 1 mm/h, 10 mm/h a 100 mm/h. Levá osa představuje pravděpodobnou hustotu kapek (na 1 mm) v závislosti na velikosti průměrů dešťových kapek (mm) znázorněných na pravé ose, tj. rozdělení velikostí kapek DSD. Z grafu je patrné, že dešť o intenzitě 1 mm/h měl nejvyšší hustotu při průměrné velikosti dešťové kapky 0,25 mm. Oproti tomu deště s čím dál vyšší intenzitou 10 mm/h a 100 mm/h vykazovaly menší hustotu dešťových kapek o stejném průměru kapky. Na obrázku č. 15 je znázorněna hustota (v %) zastoupení velikostí kapek při deštích s různou intenzitou (Laws a Parsons, 1943).



Obr. č. 15: Rozdělení kapek podle velikosti při různých intenzitách deště (Laws a Parsons, 1943)

3.4 Kinetická energie deště

Kinetická energie, jinými slovy pohybová energie srážek při příválových deštích, je vzhledem k objemu hmoty kapek deště a stálé spádové rychlosti (až do 9 m/s) poměrně vysoká. Toto je často uváděno jako bombardování půdního povrchu. Při dopadu dešťové kapky půdní povrch se složka dopadové síly rovnoběžné s povrchem zcela přenáší na povrch půdy, zároveň malá část složky kolmé k povrchu je rovněž přenesena na tento povrch. U zbylé složky energie dochází k rozptylu třením nebo k odrazu zpět. (Janeček et al., 2008).

Erozní proces zapříčiněn vodou je ovlivněn hlavně kinetickou energií vodních kapek dopadajících na půdu, které jsou schopny odnášet úrodné půdní agregáty z pole. Kinetická energie deště má proto velký význam pro určení erozivity deště (Holý, 1994). Kinetická energie je základní charakteristika pro stanovení erozní účinnosti dešťových srážek R , který je součástí univerzální rovnice ztráty půdy (USLE) (Janeček et al., 2008). Jako základní jednotky pro stanovení erozivity deště jsou: rychlost pádu kapky, tlak vzduchu v atmosféře, kinetická energie dešťových kapek (Fornis et al., 2005). Kinetická energie deště je jednou z nejvíce používaných charakteristik pro určení jednotky erozivity deště (Hudson, 1965).

3.4.1 Kinetická energie odvozená z charakteristik deště

Přímo naměřené hodnoty kinetické energie jsou velmi vzácné (Petan et al., 2010) a přímo měřit kinetickou energii je velmi složité a jsou k tomu potřeba velmi nákladné přístroje. Hodnoty kinetické energie je možno odvodit díky měřitelným fyzikálním srážkovým charakteristikám, kterými jsou např.: velikost kapky D (mm) a velikostní rozdělení kapek DSD, pádová rychlost kapky V (m/s), hmotnost kapky m (kg) (Van Dijk et al., 2002).

Základní metodou určení hodnoty kinetické energie za pomoci DSD pomocí následující rovnice (Van Dijk et al., 2002):

$$KE = \frac{1}{2} m_D v_D^2$$

Kde KE je kinetická energie (J), m_D (kg) zastupuje hmotnost kapky o velikosti středního (ekvivalentního) průměru kapek D (mm), a kde v_D (m/s) je konečná dopadová rychlost kapek (při vyvážení gravitačních a třecích sil).

Je velmi důležité porozumět metodám, kterými se získává hmotnost a rychlost kapky. Změřit hmotnost jednotlivé kapky je velmi obtížné, a tak vznikl vztah, kterým se hmotnost dešťové kapky dá vyjádřit (Colley, 2011):

$$m = \rho * V$$

Kde ρ je hustota vody dešťové kapky (kg/m^3), V je objem sférické kapky (m^3).

Ekvivalentní objem je vyjádřen za předpokladu, že dešťové kapky mají při svém pádu sférický (kulatý) tvar (Van Dijk et al., 2002). Ekvivalentní objem lze vyjádřit rovnicí:

$$V = \frac{1}{6} \pi D_e^3$$

Kde V je ekvivalentní objem dešťových kapek (m^3), D_e (mm) zastupuje ekvivalentní průměr.

Jak bylo již výše zmíněno v kapitole 3.3.3, dešťové kapky dle výzkumů nabývají elipsoidního tvaru se zploštělou spodní plochou kapky a s kulatou horní stranou kapky. Proto je nutné průměr kapky zprůměrovat pomocí ekvivalentního průměru.

Ekvivalentní průměr kapky je zprůměrovaný průměr modelového počtu kapek, který slouží pro odvození ekvivalentních objemů (Pruppacher a Pitter, 1971). Přímé změření velikosti kapky pomocí horizontální a vertikální osy je složité, a proto se pro zjednodušení používá ekvivalentního průměru odvozeného z objemu vodní kapky.

Kinnell roku 1981 uvedl, že kinetickou energii deště je možno vyjádřit dokonaleji dvěma tvary:

- Objemově specifická kinetická energie ($KE_{mm} - J/m^2/mm$).
- Časově specifická kinetická energie ($KE_{time} - J/m^2/h$).

Celkovou hodnotu vyjádřil Wischmeier a Smith (1958) vztahem:

$$E = \sum_{i=1}^n E_i$$

Kde E_i je kinetická energie i -tého úseku deště (J/m^2) a n vyznačuje počet úseků sledovaného deště. Neuvažuje se dešť o vydatnosti do 12,5 mm s přestávkou delší šesti hodin a deště s intenzitou nepřekračující 24 mm/h.

3.4.1.1 KE_{mm} – objemově specifická kinetická energie

KE_{mm} je obvykle vyjadřována jako specifická funkce objemu ($KE_{objem} - J/m^2/mm$) a počítá se výška dešťové srážky z jednotky plochy (Kinnell, 1981; Salles et al., 2002) ve tvaru:

$$KE_{mm} = 10^{-3} * \frac{\rho}{2} * \frac{\sum_i X(D_i) D_i^3 V_t^2(D_i)}{\sum_i X(D_i) D_i^3}$$

Kde ρ zastupuje hustotu vody (kg/m^3) za normálních podmínek, D_i je průměr kapek (cm), $X(D_i)$ je počtem kapek o průměrech D_i , které dopadají na jednotku plochy, $V_t(D)$ je pádová rychlost (m/s) dešťových kapek o průměrech D_i .

V jiných literaturách se objemově specifická kinetická energie označuje také jako E_{K-mm} (Shin et al., 2015), E_B , KE_P , KE_B (Brodie a Rosewell, 2007), a kde Fornis et al. (2005) uvádí KE .

Kinetická energie dešťových srážek byla nejčastěji odvozována z charakteristik DSD. Z dat, která se měřila v historii převážně neautomatizovanými metodami. Mezi takové metody patřila např. metoda filtračního papíru (dye-paper) nebo metoda dopadu dešťových kapek do palet naplněných moukou a následným

měření velikostí kapek. Aby nedocházelo k překrytí dešťových kapek při takovém měření, bylo zapotřebí papírové desky a palety s moukou velmi často vyměňovat za nové, čerstvě dosypané. Z toho vyplývá, že nebylo možné určit dobu vystavení dešťovým srážkám, tudíž nebylo možné přesně určit KE_{time} (Salles et al., 2002).

Wischmeier a Smith roku 1958 přispěli významným způsobem k užívání vztahu KE_{mm} , když navrhli vztah $KE_{mm} - I$ (kinetická energie stanovená specifickým objemem a vztahem s intenzitou dešťových srážek) a následným uvedením vztahu pro výpočet R faktoru z univerzální rovnice pro výpočet ztráty půdy USLE (Universal Soil Loss Equation). Salles et al. (2002) zmínil, že intenzita deště v tomto vztahu znamená objem vodních srážek v dešti, který byl zaznamenán během určitého období. Salles dále uvedl, že celkovou kinetickou energii srážek lze odvodit z výšky srážky (např. v m) a KE_{mm} .

3.4.1.2 KE_{time} – časově specifická kinetická energie

Časově specifickou kinetickou energii deště (KE_{time}) je počítána v jednotkách plochy za jednotku času. Výsledné hodnoty KE_{time} jsou odvozeny z velikostní distribuce DSD z následujícího vztahu. Tato rovnice je odvozena ze základního vztahu pro výpočet kinetické energie (Fornis et al., 2005). Funkce zní:

$$KE_{time} = \left(\frac{\rho\pi}{12}\right) \left(\frac{1}{10^6}\right) \left(\frac{3600}{t}\right) \left(\frac{10^4}{A}\right) * \sum_{i=1}^n N_i D_i^3 V_{D_i}^2$$

Kde KE_{time} ($J/m^2/h$), ρ udává hustotu vody (kg/m^3), t čas (s), N_i vyjadřuje počet kapek v dané skupině i . Dále D_i (mm) vyjadřuje průměrný pokles ve skupině i , $V_{D_i}^2$ značí postupný pokles pádové rychlosti kapek D_i (m/s), A představuje velikost měřené plochy (m^2).

Vyjádření KE_{time} je vhodnější používat, pokud máme přístupná data DSD naměřená automatizovaným měřicím zařízením. Forma $KE_{mm} - I$ za použití dat přesně změřených a vyhodnocených sofistikovaným způsobem představuje falešnou korelaci výsledných hodnot (Salles et al., 2002). Celá řada autorů odborné literatury zejména z cizojazyčných zdrojů označuje časově specifickou kinetickou energii jiným stylem. Například E_{k-time} , E_k (Shin et al., 2015), E_A , KE_i , KE_A (Brodie a Rosewell, 2007; Petan et al., 2010), KE_{time} (Salles et al., 2002), KE_R (Fornis et al., 2005).

Analýzy z odborných textů často zmiňují jako nejvhodnější metodu výpočtu propojení časově specifické kinetické energie a intenzity (Salles et al., 2002).

3.4.1.3 KE_{mm} a KE_{time} a jejich propojení intenzitou deště

Časově specifická kinetická energie KE_{time} a objemově specifická kinetická energie KE_{mm} a jsou propojeny intenzitou dešťových srážek. KE_{time} je možno vyjádřit také jako (Salles et al., 2002):

$$KE_{time} = C * I * KE_{mm}$$

Kde KE_{time} ($J/m^2/h$), KE_{mm} ($J/m^2/mm$), C je konstanta upravující rozdíly v časových jednotkách a je rovna 1. Pokud je KE_{time} vyjadřována v jednotkách $J/m^2/s$, je nutno převést na sekundy a konstanta C se rovná $\frac{1}{3600}$. I je intenzita deště (mm/h) (Salles et al., 2002). Vztahy KE_{time} a intenzity I jsou dále rozebírány v kapitole 3.4.2.2.

Naopak objemově specifická kinetická energie KE_{mm} lze vyjádřit z časově specifické kinetické energie KE_{time} pomocí intenzity, následujícím vztahem (Salles et al., 2002):

$$KE_{mm} = \frac{KE_{time}}{I}$$

Kde KE_{mm} ($J/m^2/mm$), KE_{time} ($J/m^2/h$) a I je intenzita deště (mm/h).

3.4.2 Kinetická energie odvozená z intenzity deště

Měření rozměrů kinetické energie deště KE a intenzity deště I umožňuje odhadnutí erozivity dešťových srážek. Tím se rozumí schopnost deště erodovat půdu postříkem a svým proudem po povrchu (Martínez-Fernández a Martínez-Núñez, 2011).

Existuje mnoho matematických vyjádření, která popisují vztahy mezi kinetickou energií a intenzitou dešťových srážek. Salles et al. roku 2002 odvodil vztah pro výpočet intenzity deště viz. 3.3.6, kde odvodil intenzitu deště z hustoty dopadající vodní kapky.

Nepřímá metoda určení kinetické energie skrze intenzitu deště je oproti přímému stanovení (velikost dešťových kapek, pádová rychlost kapek, DSD) jednodušší a přístupnější. Vztahy mezi kinetickou energií a intenzitou srážek mohou být použity pro předpovědi vodní eroze. Je možno tak předvídat a zabezpečit například pole a zemědělské pozemky ohrožené masivním odnosem půdy před degradací vodní erozí (Salles et al., 2002; Fornis et al., 2005).

Vztahy KE – I jsou často prezentovány formou empirických exponenciálních, logaritmických, lineárních a mocninných funkcí (Shin et al., 2015):

- Exponenciální KE = $aI(1 - be^{-cI})$
- Logaritmická KE = $I(a + b * \log I)$
- Lineární KE = $a * (I - b)$
- Mocninná KE = aI^b

Kde KE je kinetická energie (J/m²/h), členy a, b, c jsou empirické konstanty (Salles et al., 2002, Shin et al., 2015). Van Dijk et al. (2002) dále uvedl, že vztah KE-I závisí na geografických a meteorologických faktorech.

3.4.2.1 Vztah KE_{mm} – I

Většina matematických výrazů a formulací vyjádření vztahu objemově specifické kinetické energie deště a intenzity je odvozena z empirického vztahu, který založili Wischmeier a Smith roku 1958. Tento empirický vztah je odvozen z dat o rychlostech kapky v(D) (Laws, 1941; Gunn a Kinzer, 1949) a z dat o DSD (Laws a Parsons, 1943) a představuje logaritmickou rovnici ve tvaru:

$$KE_{mm} = a + b \log_{10} I$$

Kde a, b představují experimentální konstanty odvozené regresí. Navzdory širokému použití této formy vyjádření kinetické energie neexistuje žádný fyzický základ (Salles et al., 2002).

Další velmi často využívanou formou vyjádření KE_{mm} – I je exponenciální funkce (Kinnell, 1981; Van Dijk et al., 2002; Shin et al., 2015) ve tvaru:

$$KE_{mm} = z (1 - pe^{-hI})$$

Kde z je maximální obsah kinetické energie, p určuje minimální obsah kinetické energie při nízkých intenzitách deště, a kde h určuje tvar zakřivení. Členy p a h jsou empirické konstanty. Logaritmické a exponenciální vyjádření vztahu KE_{mm} – I je nejadekvátnějším stanovením KE_{mm} (Shin et al., 2015).

Nejvíce používanou formu vztahu kinetické energie deště a jeho intenzity definoval Wischmeier a Smith roku 1978 (Holý, 1994 ex Wischmeier a Smith, 1978) logaritmickou rovnicí:

$$KE_{mm} = 11,87 + 8,73 \log I$$

Janeček et al. (2008) uvedl, že ve výpočetních metodách se pro stanovení dlouhodobé ztráty půdy se používá vztah kinetické energie dle Wischmeiera a Smithe z roku 1978 (USLE) ve tvaru:

$$E_i = (206 + 87 \log i_{si}) * H_{si}$$

Kde i_{si} je intenzita deště i-tého úseku (cm/h), H_{si} zastupuje úhrn deště v i-tém úseku (cm).

Renard et al. roku 1997 revidoval Wischmeierovu a Smithovu formulaci kinetické energie (USLE – Univerzální rovnice pro výpočet ztráty půdy) a navrhl podmíněné vztahy:

$$KE_{mm} = 11,9 + 8,73 \log_{10} I \quad \text{pokud } I \leq 76 \text{ mm/h}$$

$$KE_{mm} = 28,3 \quad \text{pokud } I > 76 \text{ mm/h}$$

Kde z kombinace obou vztahů vyplývá, že jakmile je intenzita I větší než 76 mm/h, hodnota KE_{mm} roste lineárně.

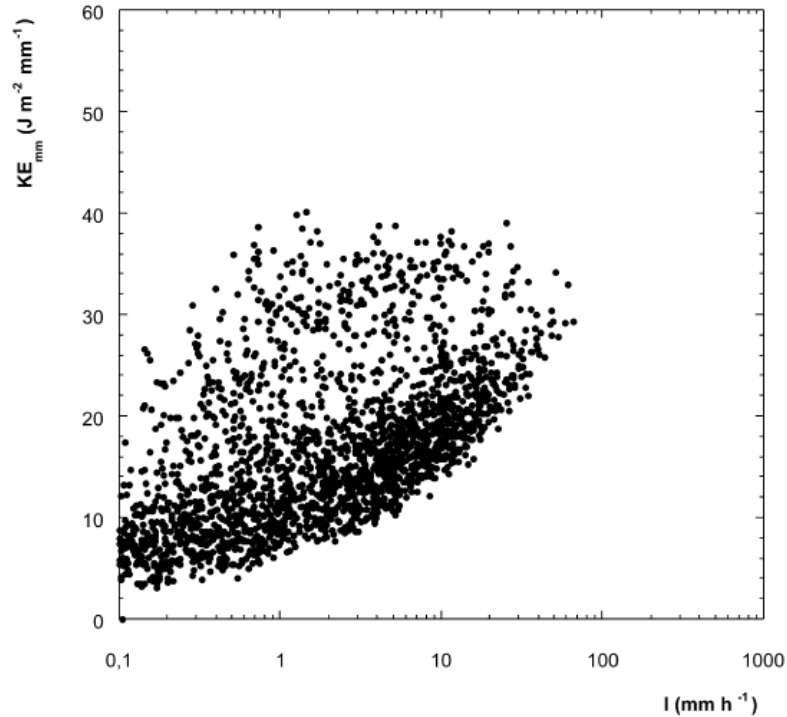
Colley (2011) ve své práci také zmínil revidovanou formu RUSLE pro výpočet průměrné dlouhodobé ztráty půdy logaritmickým vztahem:

$$E = 0,119 + 0,0873 \log I$$

Kde E vyjadřuje kinetickou energii (MJ/ha/mm), I je intenzitou deště (mm/h).

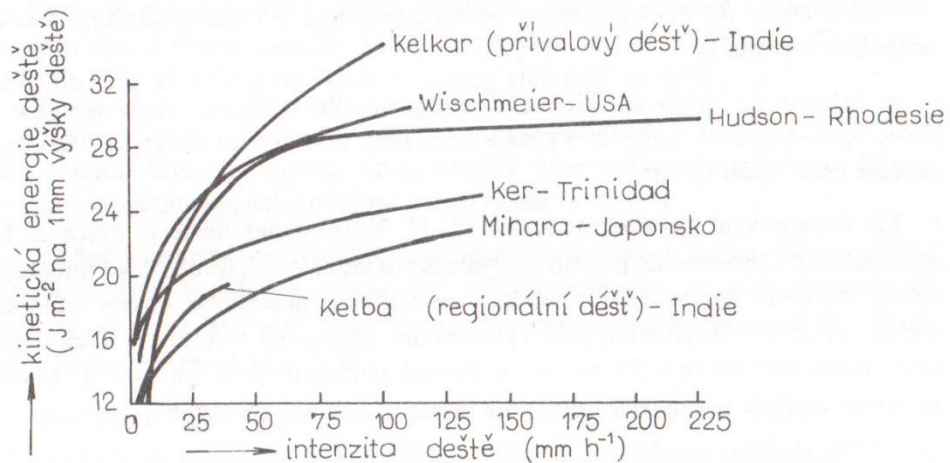
Van Dijk et al. (2002) zmínil, že logaritmické vztahy ukazují, že neexistuje horní limit hodnoty kinetické energie, avšak svými výzkumy (Kinnell, 1980; Rosewell, 1986) potvrdili, že horní limit kinetické energie existuje.

Na obrázku č. 16 je znázorněn vztah objemově specifické kinetické energie deště a jeho intenzity formou regresních bodů za pomoci logaritmické stupnice v logaritmickém měřítku, který vypracoval Salles et al. (2002).



Obr. č. 16: Graf vztahu KE_{mm} ($J/m^2/mm$) – I (mm/h) (Salles et al., 2002)

Na následujícím obrázku č. 17 je znázorněna celá řada vztahů KE_{mm} - I z různých zemí a klimatů.



Obr. č. 17: Vztahy pro výpočet KE_{mm} ($J/m^2/mm$) z intenzity srážek (mm/h) (Holý, 1994)

Z grafu na obrázku č. 17 můžeme vysledovat vztahy KE_{mm} - I odvozené pro oblasti z Afriky, Japonska, Indie a Trinidad, tedy ostrovní stát v Karibském moři. Tyto vztahy lze srovnat se vztahem od (Wischmeier a Smith, 1978), který odvodil obecný vztah pro klimatické podmínky USA.

Jak již bylo zmíněno výše, po celé planetě vznikla a vzniká celá řada rovnic a vztahů pro stanovení hodnot kinetické energie z odvození pomocí intenzity deště. V následující tabulce č. 6 jsou uvedeny vybrané rovnice pro výpočet objemově specifické kinetické energie z intenzity deště. Rovnice vznikly za účelem určení kinetické energie v dané zemi, či lokalitě k umožnění možnosti výpočtu erozivity deště v daném regionu (Angulo-Martínez a Barros, 2015). Z toho velká část rovnic vznikla za pomoci měřících přístrojů rozmístěných hojně po dané zemi, která provedla měření v řádu tisíců měření srážkových charakteristik v jisté lokalitě.

V tabulce č. 6 jsou vypsány vztahy $KE_{mm} - I$ ($J/m^2/mm$), jejich autor, lokalita a doporučený rozsah intenzity deště autory za účelem nejpřesnějšího odhadu kinetické energie deště. Pole s pomlčkou značí nedostupné informace nebo informace nepotřebné pro daný vztah z důvodu jeho zamýšleného univerzálního použití. Srovnání a posouzení vybraných vztahů z tabulky č. 6 je vyobrazeno ve výsledcích a provedeno v diskusi.

Č. vztahu	Autor, rok	Vztah $KE_{mm}-I$	Země / Lokalita	Intenzita (mm/h)	Elevace (m n. m.)
1	Brown a Foster, 1987	$29*(1-0,72e^{-0,05I})$	Mississippi, USA	0-161	180
2	Blanchard, 1953	$12,7*(1-0,98e^{-0,011I})$	Honolulu, Havaj, USA	0-25	670-2250
3	Blanchard, 1953	$23,7*(1-0,71e^{-0,031I})$	Honolulu, Havaj, USA	0-127	670-2250
4	Bollinne et al., 1984	$29*(1-0,6e^{-0,061I})$	Gembloux, Belgie	0,3-39	150
5	Brandt, 1988	$30*(1-0,56e^{-0,044I})$	Amazonie, Brazílie	0-150	35
6	Brandt, 1990	$8,95 + 8,44 \log I$	USA (M.P. parametrizace z DSD (1948))	-	-
7	Carter et al., 1974	$28*(1-0,76e^{-0,09I})$	jižní USA	<260	180
8	Cerro et al., 1998	$38,4*(1-0,54e^{-0,029I})$	Barcelona, Španělsko	1-150	25

Č. vztahu	Autor, rok	Vztah KE_{mm-l}	Země / Lokalita	Intenzita (mm/h)	Elevace (m n. m.)
9	Coutinho a Tomás, 1995	$35,9*(1-0,56e^{-0,034l})$	Mértola, Algarve, Portugalsko	4-103	21
10	Fornis et al., 2005	$30,8*(1-0,55e^{-0,03l})$	Cebu, Filipíny	2,8-142	44
11	Jaywardena a Rezaur, 2000	$36,8*(1-0,69e^{-0,038l})$	Hong Kong, Čína	12-120	50
12	Kelkar (Hudson, 1971)	$20,2*(1-0,5e^{-0,067l})$	Poona, Maharashtra, Indie	14-40	570
13	Kelkar (Hudson, 1971)	$35,8*(1-0,6e^{-0,022l})$	Poona, Maharashtra, Indie	4-100	570
14	Ker (Hudson, 1971)	$24,7*(1-0,37e^{-0,03l})$	Trinidad, Trinidad a Tobago	1-155	-
15	Kinnell, 1980	$29,3*(1-0,28e^{-0,018l})$	Miami, Florida, USA	2-309	3
16	Kinnell, 1980	$29,2*(1-0,89e^{-0,048l})$	Mazowe, Zimbabwe, jihovýchodní Afrika	19-229	1230
17	Kinnell, 1981	$17,124+5,229 \log l$	Miami, Florida, USA	2-309	3
18	Kinnell, 1981	$9,705+9,258 \log l$	Zimbabwe, jihovýchodní Afrika	18,5-228,6	1230
19	Laws a Parsons, 1943	$28,9*(1-0,54e^{-0,059l})$	Washington DC, USA	0,4-114	8
20	Lim et al., 2015	$25,75*(1-0,54e^{-0,05l})$	Daejeon, centrální Korea	0,1-142	58
21	Marshall a Palmer, 1948	$29*(1-0,74e^{-0,039l})$	Ottawa, Ontário, Kanada	<23	75
22	McGregor a Mutchler, 1976	$27,3+(21,68e^{-0,048l}) - (41,26e^{-0,072l})$	Mississippi, USA	-	-

Č. vztahu	Autor, rok	Vztah KE_{mm-l}	Země / Lokalita	Intenzita (mm/h)	Elevace (m n. m.)
23	Mclsaac, 1990	$24,6*(1-0,46e^{-0,037l})$	Franklin, NC, USA	2-193	1360
24	Mclsaac, 1990	$29,2*(1-0,51e^{-0,011l})$	Majuro, Marshallovy ostrovy	2-170	3
25	Mclsaac, 1990	$28,8*(1-0,45e^{-0,033l})$	Pina Range/Fort Sherman, Panama	0,5-194	50
26	Mclsaac, 1990	$25,1*(1-0,4e^{-0,045l})$	Island Beach, NJ, USA	14-148	3
27	Mclsaac, 1990	$26,8*(1-0,29e^{-0,049l})$	Bogor, Java, Indonésie	13-180	260
28	Mihara (Hudson, 1971)	$23,7*(1-0,51e^{-0,019l})$	Japonsko	8-135	-
29	Onaga et al., 1988	$9,81+10,6 \log l$	Okinawa, Japonsko	-	503
30	Petan et al., 2010	$29,8*(1-0,60e^{-0,07l})$	Koseze, jihozápadní Slovinsko	0,1-288	405
31	Petan et al., 2010	$31,9*(1-0,60e^{-0,055l})$	Kozjane, jihozápadní Slovinsko	0,1-220	595
32	Renard et al., 1997	$11,9+8,73 \log l$	Washington, USA (RUSLE)	-	-
33	Rosewell, 1986	$26,4*(1-0,67e^{-0,035l})$	Brisbane, Austrálie	1-161	25
34	Rosewell, 1986	$28,1*(1-0,6e^{-0,04l})$	Gunnedah, severozápadní Austrálie	1-146	305
35	Sánchez-Moreno et al., 2012	$35*(1-0,79e^{-0,03l})$	Ostrov Santiago, Cape Verde	0-157	321
36	Tracy et al., 1984	$33,6*(1-0,55e^{-0,052l})$	Jihovýchodní Arizona, USA	<76	900/1800

Č. vztahu	Autor, rok	Vztah $KE_{mm}-I$	Země / Lokalita	Intenzita (mm/h)	Elevace (m n. m.)
37	Tracy et al., 1984	$[210e]^{(-0,0766I)^{0,175}} - 211,8$ při $I < 76$ mm/h	Arizona, USA	-	-
38	Van Dijk et al., 2002	$28,3 * (1 - 0,52e^{-0,042I})$	Amsterdam, Nizozemsko	-	-
39	Wischmeier a Smith, 1978	$11,8 + 8,73 \log I$	Washington, USA (USLE): M. a P. z DSD (1948)	-	520
40	Zanchi a Torri, 1980	$9,81 + 11,25 \log I$	Itálie	-	-
41	Zanchi a Torri, 1980	$31,1 * (1 - 0,59e^{-0,044I})$	centrální Itálie	1-140	90

Tab. č. 6: Příklad exponenciálních a logaritmických funkcí vztahu KE_{mm} a intenzity deště I (Salles et al., 2002; Van Dijk et al., 2002; Angulo-Martínez a Barros, 2015).

Angulo-Martínez a Barros (2015) ve svém výzkumu porovnával vlastnosti několika vztahů uvedených v tabulce č. 6 – konkrétně vztahy č. 1, 8, 9, 10, 11, 15, 16, 20, 30, 31, 33, 34, 35, 38 a v textu níže jsou dále uváděny pouze čísla vztahů jako odkaz na tabulku č. 6. Výzkumem Angulo-Martínez a Barros roku 2015 vyvodil, že všech čtrnáct výše uvedených rovnic kromě vztahu č. 16 má tendenci nadhodnocovat hodnoty kinetické energie. To vysvětlil tím, že v reálných podmínkách se naměří mnohem větší počet dešťových kapek s malou pádovou rychlostí, než se původně očekává. Vztah s číslem 1 je vhodný pro stanovení celkové kinetické energie, ale nelze ho doporučit jiným regionům z důvodu specifických charakteristik, pro které byl odvozen. Vztahy s čísly 8, 9, 11 a 35 byly kalibrovány a stanoveny pro podmínky blízko pobřeží, a to ovlivnilo parametrizaci výpočtů. Vztahy č. 1, 16 a 33 byly odvozeny v laboratorních podmínkách, tudíž měly nižší hodnoty kinetické energie než vztahy z přímořských oblastí (Angulo-Martínez a Barros, 2015).

Existuje velká variabilita údajů o velikostech dešťových kapek, jejich rychlostech a kinetické energii. Z toho Van Dijk et al. (2002) vyvodil tvrzení, že kdykoliv je možné měřit kinetickou energii moderními přístroji, mělo by se přímé měření vyspělou technikou upřednostnit před odvozováním z empirických vztahů kinetické energie a intenzity deště. Výsledná kinetická energie z odvozených rovnic

je často menší v níže položených pobřežních oblastech. Důvodem je okolní voda, která zmírňuje teploty atmosféry a ovlivňuje tak srážky (Van Dijk et al., 2002). Angulo-Martínez a Barros (2015) zmínil, že většina měření založených na empirických vztazích závisí zejména na době měření srážkové události. Výsledkem Angulo-Martínezova výzkumu se potvrdilo, že spíše než to, jaké rovnice jsou ve výzkumech použity a srovnávány mezi sebou, záleží spíše na délce doby hromadění dešťových srážek při měření.

Vztahy z tabulky č. 6 s číslem 8, 9 a 35 navrhují vyšší hodnoty maximální kinetické energie stejně tak jako rovnice s čísly 33 a 34 pro vnitrozemské a přímořské oblasti Austrálie, které odvodil Rosewell (1986).

(Blanchard, 1953; McIsaac, 1990; Angulo-Martínez a Barros, 2015) tvrdí, že nadmořská výška ovlivňuje distribuci velikostí dešťových kapek DSD a zároveň jejich pádovou rychlost. Předpokládají, že nižší hodnoty kinetické energie se nachází v oblastech s vyšší elevací sledované lokality.

Malinké dešťové kapky postupně padající z větších výšek se vypařují za letu a jsou menší při dopadu na zem (Cerdea, 1997). Toto tvrzení svým zkoumáním velikostí dešťových kapek Blanchard (1953) vyvrátil a uvádí, že kapky dopadající na půdní povrch v nižší nadmořské výšce jsou podstatně větší, a to vede k vyšší naměřené kinetické energii. Proti Blanchardovo tvrzení vystoupil Petan et al. (2010) se svými rovnicemi č. 30, 31 a ukázal vyšší hodnoty kinetické energie deště o stejné intenzitě v oblastech s vyšší nadmořskou výškou, ale už neuvedl důvod.

Rozdíly v odvozených rovnicích vztahů kinetické energie a intenzity je způsobena komplexními orografickými a geografickými charakteristikami, citlivostí nástrojů určených pro měření srážkových událostí. To vede k rozdílnosti parametrů, podle kterých se vztahy určují (Salles et al., 2002; Angulo-Martínez a Barros, 2015; Shin et al., 2015). Van Dijk et al. se na základě analýzy vztahů KE-I stanovených ve světě roku 2002 pokusil o odvození univerzálního vztahu kinetické energie a intenzity rovnicí č. 38. Rovnici navrhl tak, že vzal v úvahu nižší maximální kinetické energie dešťů, pro které byly vztahy ze světa navrženy a uvedl univerzální vztah, který použil pro podmínky Nizozemí. V tomto vztahu jsou parametry nižších hodnot.

Hodnoty kinetické energie ve vztazích KE-I se v průběhu a mezi srážkovými událostmi neustále mění. To Angulo-Martínez a Barros (2015) zdůvodnil interakcí dešťových kapek mezi sebou na cestě mezi oblakem a zemí.

Z toho vyplývá, že pevný vztah kinetické energie a intenzity deště je příliš zjednodušený a studie posuzující erodovatelnost půdy by se mu měly vyhýbat (Angulo-Martínez a Barros, 2015). (Angulo-Martínez a Barros, 2015) také zmínil, že pro odhad kinetické energie deště je u většiny studií dostačující vědět velikost a měřítko zkoumané srážkové události, ale jako první doporučuje ověřit, který ze vztahu KE-I se hodí do lokálních podmínek. Z toho vyplývá, že je zapotřebí provést dostatečné měření disdrometrických vlastností srážek.

Variace druhů vztahů kinetické energie deště a jeho intenzity jsou určovány těmito klíčovými parametry: typ deště, druh klimatu, nadmořská výška a metoda měření. Nedostatek informací se objevuje zejména u vyšších dešťových intenzit, což je způsobeno nízkou frekvencí a jedinečností extrémních srážek (Parsons a Gadian, 2000).

Použití vztahů KE-I v odlišných podmínkách a lokalitách, než ve kterých rovnice vznikla, je velmi limitované a žádný z empirických výrazů nemůže být univerzálně použit (Salles, 2002; Angulo-Martínez a Barros, 2015; Shin et al., 2015).

3.4.2.2 Vztah $KE_{time} - I$

Nejčastěji používané vztahy pro výpočet vztahu $KE_{time} - I$ jsou lineární a mocninné funkce (Sanchez-Moreno et al., 2012; Shin et al., 2015) ve tvaru:

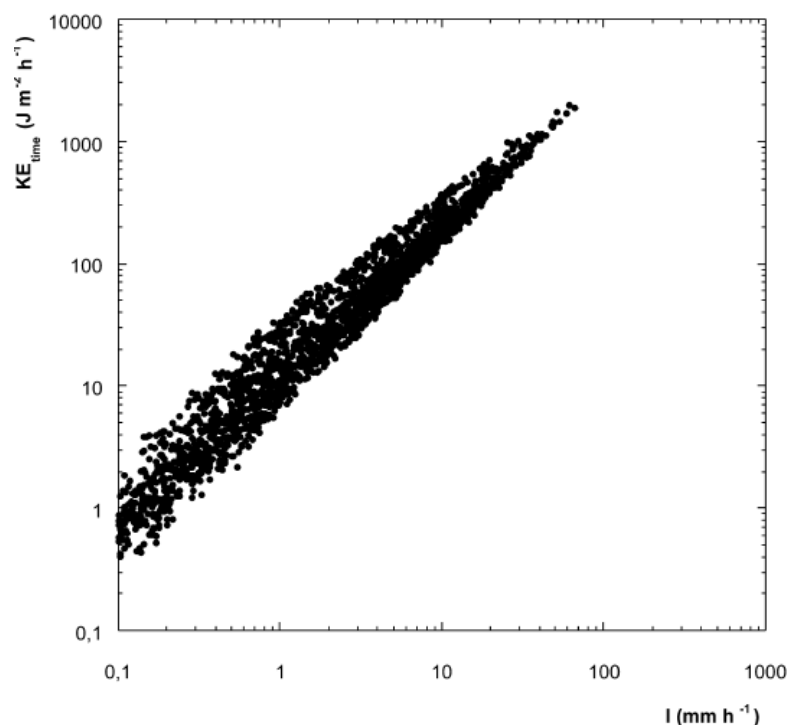
$$KE_{time} = x + yI$$

$$KE_{time} = wI^q$$

Kde x , y , w a q jsou empirické koeficienty.

Dle Salles et al. (2002) vyjádření KE_{time} poskytuje lepší korelaci mezi kinetickou energií a intenzitou než $KE_{mm} - I$, avšak z historických důvodů měření velikostí kapek ve velmi krátkých časových úsecích bez jakékoliv časové přesnosti je formulace $KE_{mm} - I$ (Wischmeier a Smith, 1958) a její užití pro formulaci USLE (Univerzální rovnice pro výpočet ztráty půdy) nejvíce populární při popisování vztahů KE - I.

Rosewell roku 1986 navrhl použít vztah lineární vztah a Sempere-Torres et al. roku 1992 dodal, že lineární vztahy by měly být užity při intenzitách větších než 20 mm/h. Na obrázku č. 18 je znázorněn vztah časově specifické kinetické energie deště a jeho intenzity z výzkumu, který provedl Salles et al. v roce 2002.



Obr. č. 18: Vztah $KE_{\text{time}} - I$ vyjádřený na logaritmické stupnici, kde měřítkem je logaritmus (Salles et al., 2002)

Salles et al. (2002) uvedl své vyjádření KE_{time} za pomoci následujícího mocninného vztahu:

$$KE_{\text{time}} = 1288,17\mu^{-1,34}I^{1+1,34\beta}$$

Kde μ a β zastupují parametry vztahující se k typům dešťových srážek (Sempere-Torres et al., 1992; Fornis et al., 2005). Proměnná μ by měla nabývat hodnot 30–40, a dodal, že hodnota 30 je více vhodná a reprezentuje spíše konvektivní srážky (letní bouřky) a naopak u hodnoty 40 zmínil vhodnost u stratiformních srážek (rozptýlené srážky často s nízkou intenzitou). Člen β nabývá hodnot 0 – 0,3 a u konvektivních intenzivnějších srážek 0,12 – 0,15 (Fornis et al., 2005).

Je možné zpětně vyjádřit β a μ za pomoci následujících vztahů:

$$a = 1288,17\mu^{-1,34}$$

$$b = 1 + 13,4\beta$$

Hodnoty b v rozmezí 1,1-1,2 jsou vhodné pro intenzivní déšť (Salles et al., 2002).

V tabulce č. 7 jsou příkladné vztahy v podobě lineárních a mocninných rovnic pro vztah časově specifické kinetické energie KE_{time} a intenzity deště I (Salles et al., 2002; Angulo-Martínez a Barros, 2015). Nadmořská výška lokalit není uváděna.

Č. vztahu	Autor, rok	Vztah $KE_{time}-I$	Země / Lokalita	Intenzita I (mm/h)
1	Bollinne et al., 1984	$12,32I + 0,56I^2$	Belgie	0,27-38,6
2	Carter et al., 1974	$11,32I + 0,5546I^2 - 0,5009 \cdot 10^{-2}I^3 + 0,126 \cdot 10^{-4}I^4$	Střední jižní USA	1-250
3	Hudson, 1965	$29,86 (I - 4,29)$	Zimbabwe, jihovýchodní Afrika	-
4	Kinnell, 1981	$30,132 (I - 5,484)$	Miami, Florida, USA	1,89-309
5	Kinnell, 1981	$29,863 (I - 4,287)$	Rhodesie, Afrika	18,5-228,6
6	Park et al., 1980	$21,1069I^{1,156}$	USA	-
7	Rosewell, 1986	$24,48 (I - 1,253)$	Melbourne, Austrálie	-
8	Rosewell, 1986	$24,80 (I - 1,292)$	Cowra, Austrálie	-
9	Sempere-Torres et al., 1992	$34I - 190$	Cévennes, Francie	20-100
10	Smith a De Veaux, 1992	$13I^{1,21}$	Oregon, USA	-
11	Smith a De Veaux, 1992	$11I^{1,23}$	Aljaška, USA	-
12	Smith a De Veaux, 1992	$18I^{1,24}$	Arizona, USA	-
13	Smith a De Veaux, 1992	$11I^{1,17}$	New Jersey, USA	-
14	Smith a De Veaux, 1992	$10I^{1,18}$	severní Carolina, USA	-
15	Smith a De Veaux, 1992	$11I^{1,14}$	Florida, USA	-
16	Steiner a Smith, 2000	$11I^{1,25}$	severní Mississippi, USA	-

Č. vztahu	Autor, rok	Vztah $KE_{time}-I$	Země / Lokalita	Intenzita I (mm/h)
17	Uijlenhoet a Stricker, 1999	$7,20I^{1,32}$	parametrizace dle M. a P.	-
18	Uijlenhoet a Stricker, 1999	$8,53I^{1,29}$	parametrizace dle M. a P.	-
19	Uijlenhoet a Stricker, 1999	$8,46I^{1,17}$	parametrizace dle M. a P.	-
20	Uijlenhoet a Stricker, 1999	$8,89I^{1,28}$	parametrizace dle M. a P.	-
21	Uijlenhoet a Stricker, 1999	$10,8I^{1,06}$	parametrizace dle M. a P.	-
22	Uijlenhoet a Stricker, 1999	$7,74I^{1,35}$	parametrizace dle M. a P.	-
23	Usòn a Ramos, 2001	23,4I – 18	severovýchodní Španělsko	<20

Tab. č. 7: Lineární a mocninné vztahy $KE_{time} - I$ (Salles et al., 2002; Angulo-Martínez a Barros, 2015)

V tabulce č. 7 můžeme spatřit širokou škálu vztahů pro výpočet kinetické energie ze vztahu $KE_{time} - I$ z různých zemí. Tvar, jakým jsou funkce uvedeny ovlivnilo zejména geografické umístění výzkumu a nadmořská výška území a v neposlední řadě také typ posuzovaného deště. V kapitole 4 budou dosazeny modelové hodnoty intenzit deště do vybraných vztahů a pro zjištěné hodnoty kinetické energie z rovnic vznikly grafy na obrázcích č. 21 a č. 22, které budou posouzeny v diskusi.

3.5 Klasifikace klimatických podmínek světa

3.5.1 Klimatické rozdělení světa

Abych se mohl pokusit o posouzení vhodnosti vztahů pro výpočet kinetické energie, je třeba zmínit dělení klimatu ve světě. Vědci dělí klimata světa do několika oblastí a z historického hlediska je za nejvýznamnější považován klimatický model od Wladimira Köppena již od počátku 20. století, který vychází z teplot a srážek vztažených především k růstu vegetace (Peel et al., 2007). Empirický model klimatických regionů světa od ruského profesora Wladimira Köppena přezkoumala celá řada autorů. Zejména kolem roku 1950, tedy 10 let po smrti jeho autora.

Moderní vyjádření klimatických modelů vychází zejména ze zeměpisné šířky, nadmořské výšky a vzdálenosti od oceánu a pobřeží. Aby se klasifikace podnebí podle určitých charakteristik jednoduše a krátce pojmenovaly, označují se zkratkami náležitých specifík regionů. Empirický model klasifikace klimatu se dělí na (Köppen, 1936; Soukupová, 2011):

Klimatické pásy

- A** – pás vlhkého tropického klimatu (průměrná teplota každého měsíce 18 °C, bez zimního období, velké srážky převyšující výpar)
- B** – pás suchého klimatu (výpar je větší než srážky, žádný přebytek vody)
- C** – pás mírně teplého klimatu (nejteplejší měsíc v roce 18 °C a –3°C nejchladnější)
- D** – pás mírně studeného klimatu (nejteplejší měsíc v roce 10 °C a –3 °C nejchladnější)
- E** – pás polárního klimatu (nejteplejší měsíc v roce pod 10 °C)

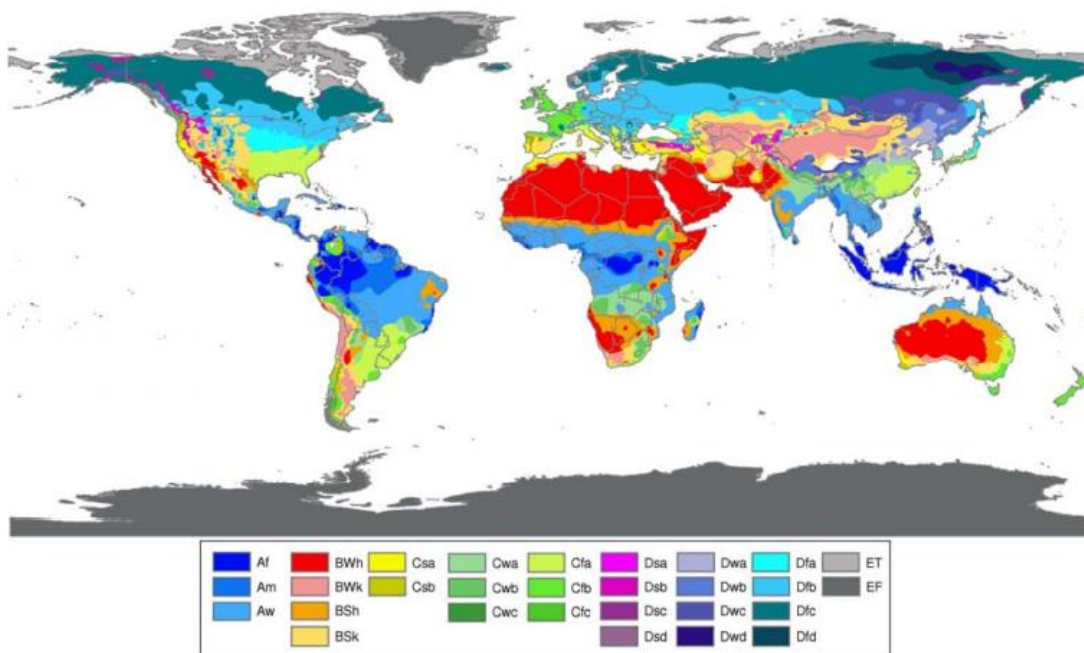
Klimatické typy – srážky

- W** – aridní (pouště)
- S** – semiaridní (stepi)
- f** – vlhké, dostatek srážek po celý rok
- w** – suché období v zimě
- s** – suché období v létě
- m** – výskyt monzunových dešťů

Teplotní klasifikace

- h** – suché horké oblasti
- k** – suché studené oblasti
- a** – horká léta
- b** – teplá léta
- c** – studená léta
- d** – extrémně kontinentální
- F** – polární mráz
- T** – polární tundra (Köppen, 1936; Rubel a Kottek, 2010; Soukupová, 2011).

Následující mapový model na obrázku č. 19 znázorňuje klimatickou klasifikaci dle Köppena, zrevidovanou a přezkoumanou autorem Peel et al. (2007).



Obr. č. 19: Aktualizované dělení klimatických regionů na světě (Peel et al., 2007)

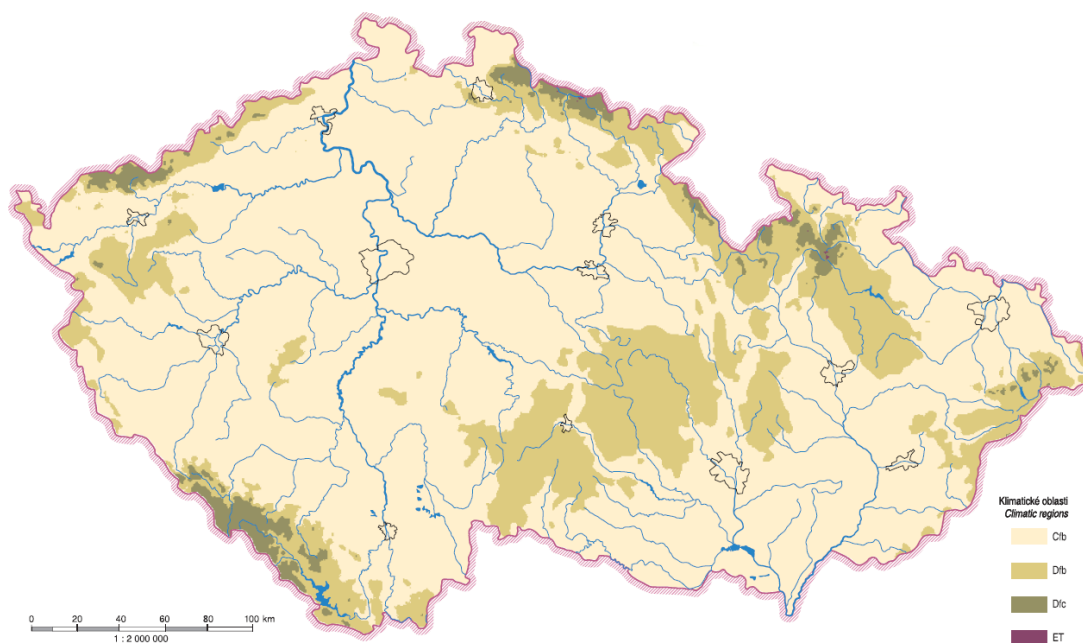
Legenda světové mapy na obrázku č. 19 popisuje kombinace výše zmíněných klimatických pásů, klimatických typů (srážek) a teplot přítomných na celém světě. Do budoucna lze říci, že tento model se postupně bude měnit a jedním z hlavních důvodů změny je problém globálního oteplování. Lze předpokládat, že následkem změn teplot v postižených regionech se změní intenzity dešťových srážek, a tím i kinetická energie dešťů.

3.5.2 Klima České republiky

Česká republika se nachází ve střední části mírného pásu severní zemské polokoule. Podnebí České republiky je mírné a přechodné mezi oceánským a kontinentálním a pro takovou oblast je typické střídání čtyř ročních období, stejně jako je tomu u celé střední Evropy (InPočasí, 2017). Klima ČR je nejvíce ovlivněno zejména prouděním vzduchu od Atlantského oceánu, odkud přichází většina atmosférických srážek. Postupně k východu ČR vliv oceánického proudění slábne a sílí vliv kontinentální. Protože má naše země malou rozlohu, nejsou podnební rozdíly výrazné. Naproti tomu nadmořská výška a členitost terénu má na klima velký vliv. Horská pásma zejména na hranicích ČR tvoří takzvané klimatické přehradu, kde oblasti Český les, Šumava a Krušné hory způsobují vznik tzv. srážkového stínu na jejich závětrné straně. Teplota klesá s růstem nadmořské výšky (0,65°C na každých 100 m) a dochází k nárůstu množství spadlých srážek (Soukupová, 2011).

Kromě podnebních stálých vlivů na území ČR má vliv povětrnostní situace atmosféry nad Evropou, která způsobuje velkou proměnlivost počasí v celém roce (Dvořák, 2003).

Vyčleněním klimatických oblastí vyznačujících se určitou homogenitou klimatických veličin vzniká klimatická regionalizace (Soukupová, 2011). Na obrázku č. 20 je uvedena mapa ČR a barevné rozřazení pobnebních regionů viz. předchozí kapitola 3.5.1.



Obr. č. 20: Klasifikace klimatu České republiky podle Köppenovy klasifikace (Tolasz et al., 2007)

Z legendy grafické klasifikace klimatu ČR na obrázku č. 20 je možné vyčíst následující podnební podtypy:

Cfb – listnaté lesy mírného pásma (většina území ČR)

Dfb a Dfc – boreální klima (oblasti vyšších nadmořských výšek – podhorské oblasti)

ET – podnebí tundry (Krkonoše a Jeseníky) (Tolasz et al., 2007).

Srážky na území ČR jsou typické svou prostorovou a časovou variabilitou (Soukupová, 2011). To je způsobeno interakcí fyzickogeografické polohy naší země, fyzikálních procesů a atmosférické cirkulace v oblacích (Tolasz et al., 2007).

Nejvíce dešťových srážek v České republice spadne v letních měsících, a naopak nejméně v zimních. Z toho vyplývá, že je nutné se zabývat erozivitou deště

hlavně letních dešťů z důvodu pravděpodobných extrémních srážkových událostí (Šarapatka, 2014). V zimě se většina dešťových srážek vyskytuje především na horách a rozložení srážek ve vyšších polohách bývá rovnoměrnější. Nejvíce srážek v roce připadá červnu a červenci. Naproti tomu nejméně srážek připadá na měsíc únor a leden (InPočasí, 2017). To potvrdil Tolasz et al. (2007) tvrzením, že v zimním půlroce jsou srážky charakteristické zpravidla menšími intenzitami a delším trváním. Tolasz et al. (2007) dále uvedl, že srážky v letním období trvají kratší dobu, ale bývají vyšších intenzit.

4 Výsledky

4.1 Postup dosazení do rovnic

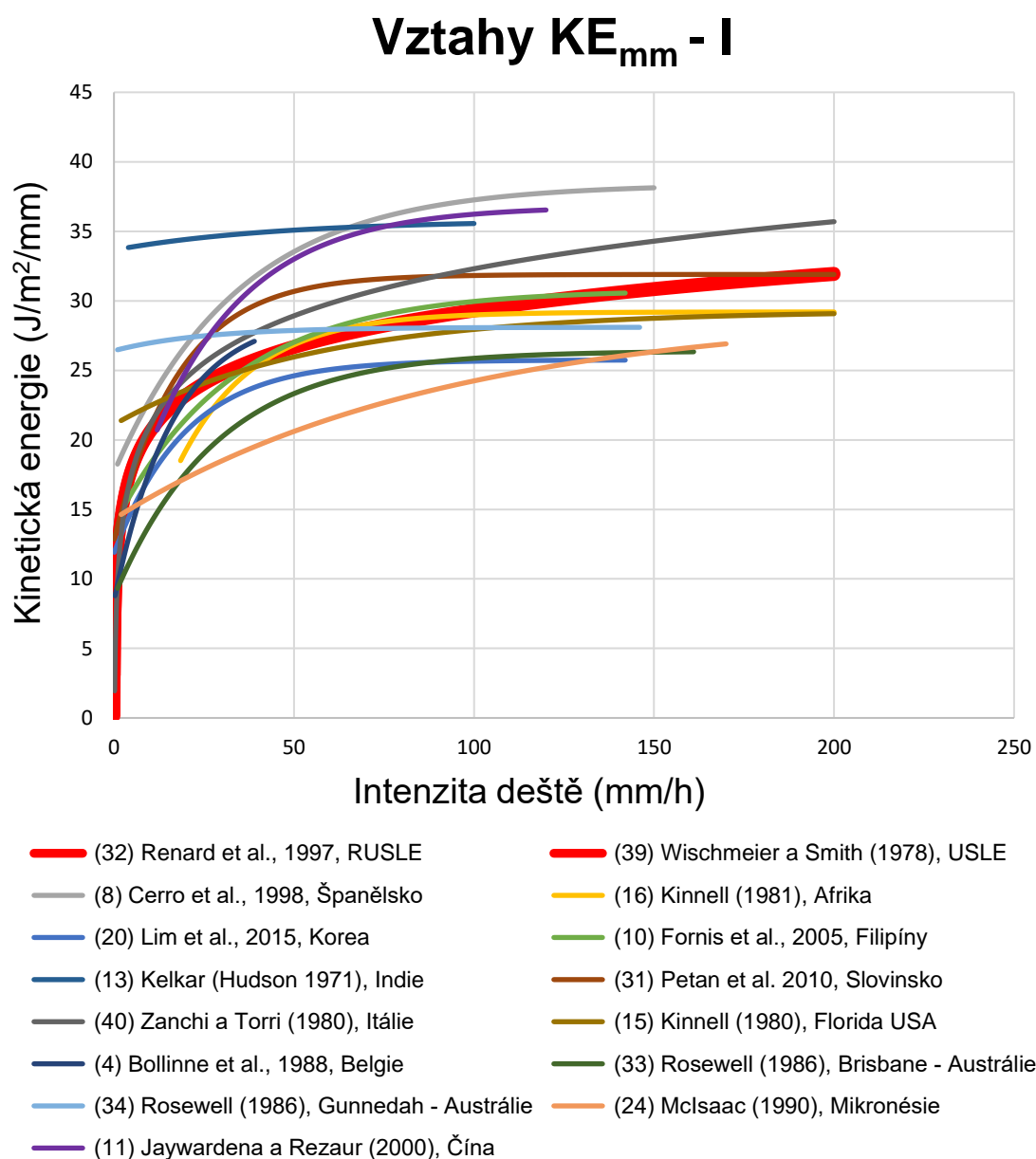
Aby bylo možné graficky vyobrazit vztahy závislosti kinetické energie na intenzitě dešťových srážek z tabulek č. 6 a 7, je nutné nejprve dosadit za neznámé do rovnic. Hlavní neznámou v rovnicích je intenzita deště I . Hodnoty neznámých byly předem určeny a doporučeny autory daných vztahů. Dosazení v mezích předepsaných hodnot je důležité zejména kvůli správnému grafickému vyobrazení křivek. Zmíněné meze intenzity deště byly autory vztahů otestovány měřením a experimenty, a proto jejich odvozený vztah dává při takových hodnotách největší smysl pro specifické klimatické podmínky lokality vzniku vztahu.

Ke každé dosazené intenzitě deště I (mm/h) do vzorce vznikla hodnota kinetické energie (objemově nebo časově specifické). Hodnoty objemově specifické kinetické energie KE_{mm} vyšly v $J/m^2/mm$ a hodnoty časově specifické kinetické energie vyšly v $J/m^2/h$. V následujících podkapitolách 4.1.1 a 4.1.2 jsou výsledné křivky závislostí kinetické energie a intenzity vykresleny grafem.

Rovnice pro grafické srovnání jsem vybral podle charakteristických rysů dané lokality, ve které vybraný vztah odvození kinetické energie z intenzity vznikl. V potaz jsem bral různorodé klimatické podmínky zemí. Za charakteristické rysy pro srovnání rovnic považuji geografické umístění, pro které je vztah určen a nadmořskou výšku regionu, či jeho přesnější lokality.

4.1.1 Vybrané vztahy $KE_{mm} - I$

Grafické vyobrazení křivek pro vztahy $KE_{mm}-I$ z tabulky č. 6 s čísly vztahů:



Obr. č. 21: Vztahy $KE_{mm}-I$ po dosazení modelových hodnot (Pála, 2017)

Křivky pro stanovení kinetické energie na obrázku č. 21 jsou předmětem diskuse v kapitole 5. Intenzity možné dosadit do vztahů na křivkách z obrázku č. 21 se různily v rozmezí od 0 do maxima většinou až 260 mm/h, avšak kvůli kompaktnímu zobrazení grafu bylo nutno dosadit maximální hodnoty intenzit 200 mm/h. Křivky rovnic obsažených v USLE a RUSLE jsou téměř identické a oba vztahy (č. 32, 39) jsou pro svou významnost zvýrazněné červenou barvou a silnou

čárkou. Přehled vztahů KE_{mm-I} na obrázku č. 21 a jejich náležitých klimatů podle světového rozdělení klimatů z obrázku č. 19 je uveden v následující tabulce č. 8.

Tabulka č. 8, kde je uvedeno číslo vztahu a náležitý klimát, pro který byl vztah navržen. Toto přiřazení hraje významnou roli pro přehledné vyobrazení spojení klimatu, pro které autoři vztahy odvodili, a zároveň zvolených vztahů KE_{mm-I} .

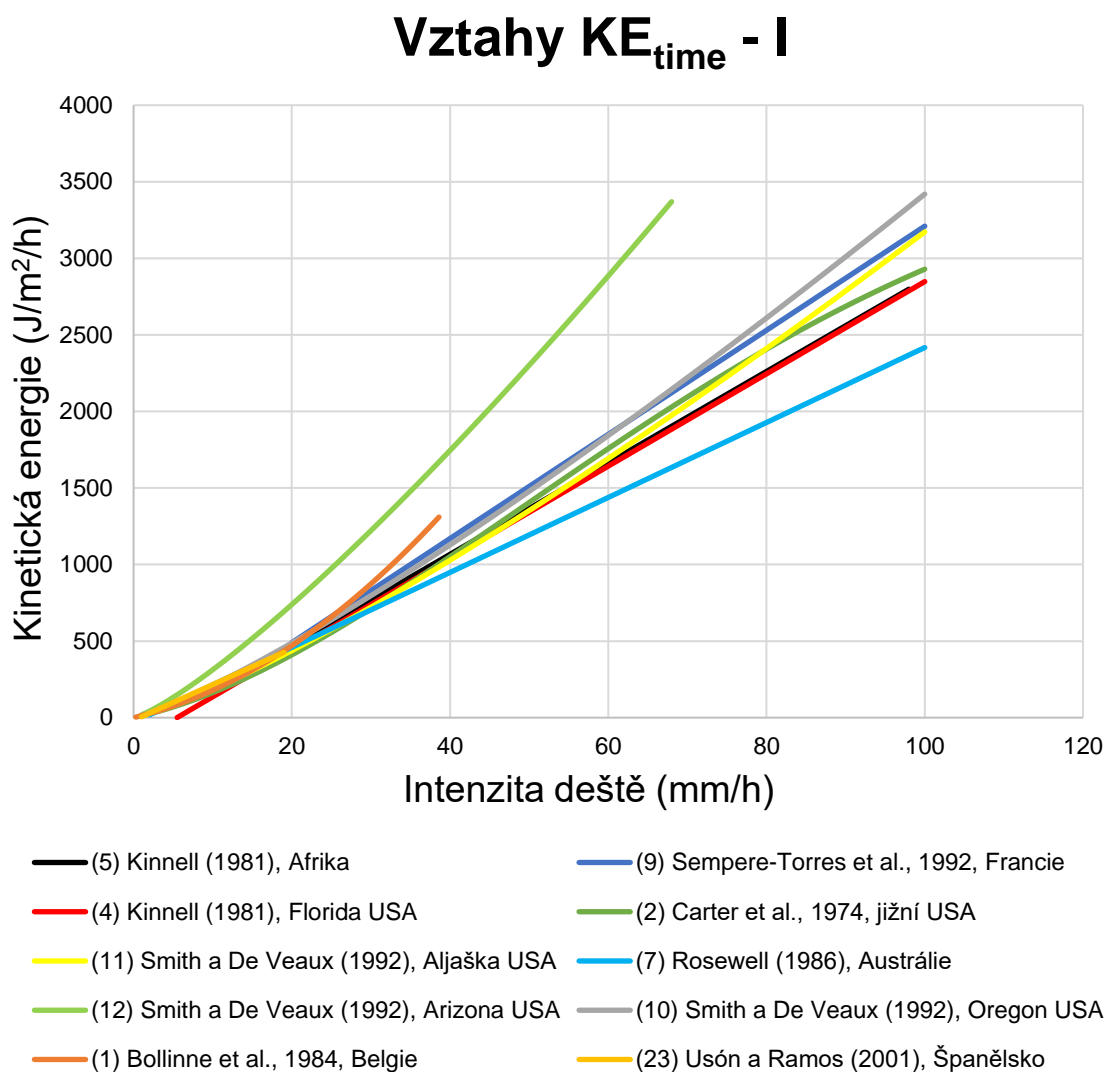
Č. vztahu (viz. Tab. č. 6)	Typ podnebí
13	Am
15	Am
24	Am
10	Am + Af
33	Cfa
34	Cfa
4	Cfb
31	Cfb
8	Csa
40	Csa
32	Csb
39	Csb
11	Cwa
16	Cwb
20	Dfb

Tab. č. 8: Typy podnebí zvolených vztahů KE_{mm-I} (Peel et al., 2007)

Z tohoto pospojování plyne, že vztahy č. 13, 15, 24, 10 vznikly v pásu vlhkého tropického klimatu, kde je dostatek dešťových srážek po celý rok. Vztahy č. 33, 34 byly odvozeny v oblastech mírně teplého klimatu s dostatkem srážek po celý rok, kde jsou horká léta. Vztahy s čísly 4 a 31 byly navrženy pro podnebí taktéž mírně teplého klimatu s dostatkem srážek a teplá léta. Vztah č. 8, 40 byl zpracován pro klima v pásu mírně teplého klimatu se suchými horkými léty a kde vztahy č. 32 a 39 byly odvozeny pro podobné podmínky s výjimkou pouze teplého léta. Pro podmínky mírného teplého klimatu se suchým obdobím v zimě a horkým létem byl odvozen vztah č. 11 a zároveň s rovnicí č. 16, která byla navržena pro pouze teplá léta. Vztah s číslem 20 byl stvořen pro podmínky pásu mírně studeného klimatu s výskytem teplých letních období a dostatkem srážek po celý rok.

4.1.2 Vybrané vztahy $KE_{time} - I$

Grafické vyobrazení křivek pro vztahy $KE_{time}-I$ z tabulky č. 7 s čísly vztahů:



Obr. č. 22: Vztahy $KE_{time}-I$ po dosazení modelových hodnot (Pála, 2017)

Na obrázku č. 22 jsou v grafu znázorněny křivky kinetické energie v tabulce č. 7. Pro kompaktnost grafu jsem byl nucen dosadit intenzity deště s maximem 100 mm/h. Vyobrazený graf je předmětem diskuse. Tabulka č. 9 zobrazuje vybrané vztahy $KE_{time}-I$ a jejich náležité podnební typy po propojení klimatického rozdělení z obrázku č. 19.

Tabulka č. 9, kde je uvedeno číslo vztahu a typ náležitého podnebí, pro který byla rovnice navržena. Toto přiřazení hraje významnou roli pro přehledné vyobrazení spojení s klimatem, pro který autoři námi zvolené vztahy KE_{time-I} odvodili.

Č. vztahu (viz. Tab. č. 7)	Typ podnebí	Č. vztahu (viz. Tab. č. 7)	Typ podnebí
4	Am	5	Cwb
2	Cfa	11	Dfc
1	Cfb	9	Dfc
7	Cfb	12	BSk + BWh
10	Csb + Dsb	23	Csa

Tab. č. 9: Typy podnebí zvolených vztahů KE_{time-I} (Peel et al., 2007)

Z tabulky č. 9 vyplývá, že vztah č. 4 byl navržen pro tropické oblasti s až monzunovými srážkami, vztah č. 2 byl odvozen pro oblasti mírně teplého klimatu s horkými léty a dostatkem srážek po celý rok. Vztahy č. 1, 7 vznikly pro podmínky mírně teplého klimatu s dostatkem srážek a teplými léty. Rovnice č. 10 byla navržena pro podnebí mírně teplého klimatu se suchým obdobím v létě a zároveň pro pás mírně studeného klimatu se stejným typem teplého léta a množstvím srážek. Vztah č. 5 byl navržen autorem pro podmínky mírně teplého klimatu se suchou zimou a teplými letními obdobími. Vztahy č. 11 a 9 vznikly pro podnebí mírně studeného klimatu s dostatkem srážek po celý rok s letním studeným obdobím. Naopak vztah č. 12 byl navržen pro pás suchého klimatu se stepními oblastmi, kde se nachází suché studené oblasti. Vztah č. 23 byl zpracován pro klimata v pásu mírně teplého klimatu, kde se vyskytují suchá horká léta.

5 Diskuse

Porovnání vybraných vztahů z tabulky č. 6 a následné posouzení vhodnosti do klimatických podmínek České republiky je velmi komplexní záležitostí. Diskutovat zde budu grafy na obrázcích 21 a 22. V prvním grafu beru v potaz jako hlavní pro srovnání ostatních rovnic vztah pro výpočet KE z USLE a RUSLE.

Když se nejprve pokusíme srovnat vybrané vztahy KE_{mm-I} na obrázku č. 21 podle míry elevace v daných lokalitách a budeme sympatizovat s tvrzením autorů (Blanchard, 1953; Mclsaac, 1990; Angulo-Martínez a Barros, 2015), které zní tak, že nižší hodnoty KE se nachází ve vyšších nadmořských výškách, zjistíme, že vztahy z rozmezí nadmořské výšky od hladiny moře po 90 m n. m. s čísly 8, 11, 40 do takového tvrzení zapadají. Naproti tomu vztahy pocházející také z lokalit s nízkou elevací č. 4, 15, 20, 24, 33 vykazují známky podhodnocení výsledné KE navzdory tomuto tvrzení. Vztahy č. 16, 34 z vyšších nadmořských výšek vykazují opravdu nižší výslednou KE, avšak vztahy č. 13 a 31 pocházející také z větší elevace ukazují spíše vyšší KE. To je s největší pravděpodobností způsobeno rozdílnou geografickou polohou těchto lokací a variabilitou místních srážkových extrémů a výkyvů. (Angulo-Martínez a Barros, 2015) nadhodnocování KE vysvětlil tak, že v přírodních reálných podmínkách jsou většinou naměřeny mnohem větší počty dešťových kapek s mnohem menší pádovou rychlostí, než je tomu očekáváno a často měřeno v laboratorních podmínkách. Vztah č. 10 vykazoval podhodnocenou KE až do intenzity deště <40 mm/h a poté relativně podobné hodnoty jako vztahy USLE a RUSLE. Porovnání těchto vztahů na základě pouze nadmořské výšky není jednoznačně možné také z důvodu specifických podmínek místa vzniku rovnice. Vztah č. 16 a 33 byl autory odvozen v laboratoři, tudíž mohlo dojít k podhodnocení výsledných hodnot KE. Naproti tvrzení autorů (Blanchard, 1953; Mclsaac, 1990; Angulo-Martínez a Barros, 2015) vystoupil (Van Dijk et al., 2002) s tvrzením, že výsledná odvozená KE z níže položených pobřežních oblastí je často menší. Jako důvod uvedl teplotu vody obklopující pobřeží a ochlazující tak okolní atmosféru, tudíž ovlivňuje intenzity srážek. Do tohoto popisu zapadají naše vybrané vztahy z přímořských oblastí s malou nadmořskou výškou s čísly 15, 20, 24, 33 a při nízkých intenzitách při <40 mm/h i vztah č. 10. Van Dijk et al. (2002) také zmínil, že pokud je to možné, charakteristiky srážkových událostí je vhodné měřit přímo moderní a vyspělou technikou s co nejvyšší přesností oproti odvozování z empirických modelů. K takovému závěru Van Dijk et al. (2002) došel kvůli existující velké variabilitě údajů o velikostech dešťových kapek, jejich pádových

rychlostí a výsledné kinetické energie. S takovým tvrzením souhlasím, protože manuální a nepřesné měření zastaralými způsoby je velmi finančně a časově náročné. Měření moderní technikou je zajisté taky nákladné, ale poskytuje do budoucna možnosti přesnějších odvození vztahů pro výpočet kinetické energie proti pouhému odvozování z empirických modelů.

Zařazení do jednotlivých klimatických podmínek a podnebních oblastí dle Köppena viz. obrázek č. 19 je také stěžejní pro porovnání odvozených rovnic KE-I jejich autory a hrálo velkou roli při jejich parametrizaci. O srovnání vybraných rovnic z grafu na obrázku č. 21 se pokusíme skrze kódové rozřazení náležitých klimatů zemí, ve kterých rovnice vznikaly. Vztahy č. 10, 13, 15, 24 byly odvozeny pro teplé tropické klima s výskytem častých monzunových dešťů. Proto je ze křivek patrné, že byly navrženy pro intenzity dešťových srážek často od nulových hodnot. To si vysvětlují tím, že v oblastech často prší, avšak zároveň je důležité brát v potaz právě výše zmíněnou závislost na míře nadmořské výšky oblastí. Vztahy č. 4, 31, 33, 34 jsou určeny pásmu mírně teplého klimatu s teplými a horkými léty s dostatkem srážek po celý rok. Rozdíl nadmořské výšky Belgie a Slovinska bezmála 445 m n. m., z čehož lze vyvodit, proč měla rovnice č. 4 nižší výslednou KE než křivka rovnice č. 31 vzniklá na Slovinsku ve vyšší poloze ačkoli se obě lokace řadí do klasifikace klimatu Cfb. Vztahy č. 33, 34 jsou oba odvozeny pro stejné klimatické podmínky Austrálie, avšak nadmořská výška opět ovlivnila výpočet a výslednou křivku s vyšší KE ve vyšší elevaci. Rovnice s čísly 8, 40, 32, 39 byly odvozeny pro pás mírně teplého klimatu, ale s rozdílem suchého a teplého léta, což zapříčinilo výrazné nadhodnocení u vztahu č. 8 odvozeného pro horké suché podmínky Španělska, mírnému nadhodnocení vztahu č. 40 z Itálie, kde také převládají suché podmínky v letním období. Pro podnebí Číny, kde převládá dle klasifikace podnebí Cwa, tedy pás mírně teplého podnebí, horká léta a období suchých zim, byl navržen vztah č. 11, který KE výrazně nadhodnotil oproti vztahu č. 16. Ten byl navržen pro podmínky jihovýchodní Afriky s klasifikací Cwb, tedy s rozdílem v období chladnějšího léta. Toto vychýlení je pravděpodobně způsobeno velkým rozdílem nadmořské výšky. Z toho vyplývá, že jeden z největších vlivů na odvození a parametrizaci rovnic měla právě nadmořská výška, ale nebylo tomu tak u všech případů.

Vztah č. 20 odvozený pro podmínky střední Koreji kinetickou energii s hodnotami intenzity <60 mm/h nejprve KE nadhodnocoval, poté nabíral opačného trendu. To je s největší pravděpodobností zapříčiněno velmi smíšenými charakteristikami v Koreji, od klimatu na jihu, který je ovlivněn teplými proudy od

Japonských ostrovů, po klima severní Koreji, kde převládá spíše suché a chladné klima.

(Blanchard, 1953) přišel s tvrzením, že v nižších nadmořských výškách padají kapky déle, dokáží se spojovat ve větší, a to podle něj způsobuje mnohem větší výslednou kinetickou energii deště. Naproti tomu (Cerde, 1997) uvádí a vyvrací toto tvrzení tím, že kapky padající z velkých výšek (malá nadmořská výška pevniny), se stačí odpařovat, a to vede k nižším naměřeným hodnotám odvozených hodnot KE. Tuto teorii podpořil (Petan et al., 2010) a ukázal, že je tomu tak viz. vztah č. 31, který má výrazněji vyšší hodnoty KE než například vztah č. 4 odvozený pro klima Belgie. Z křivky tohoto vztahu pro oblast jižního Slovinska je patrné, že kinetická energie se už výrazně nezvyšuje při intenzitách >65 mm/h. Petan et al. (2010) už bohužel nevedl, proč tomu tak v jeho výzkumu bylo, ale pravděpodobně je to zapříčiněno nedostatkem měření. Problémové určování KE pro vyšší intenzity deště uvedl také (Parsons a Gadian, 2000) a zdůraznil, že hlavní příčinou je nízká frekvence srážkových událostí zároveň s extrémními srážkami, které jsou zřídka k vidění.

Srovnání rovnic KE_{time-l} na obrázku č. 22 podle nadmořské výšky není možné z důvodu neuvedených dat o elevaci v tabulce č. 7. Propojení vybraných vztahů z tabulky č. 7 s klimatickou kategorizací je provedeno v tabulce č. 9. Po zpětném dohledání průměrných nadmořských výšek uvedených zemí a vybraných vztahů KE_{time-l} vyšlo, že vztah č. 7 z pobřeží Austrálie, který odvodil Rosewell (1986), jako jediný výrazně podhodnocuje výslednou KE oproti ostatním. Naproti tomu vztah č. 1 a 12 vybočuje a hodnoty KE nadhodnocuje v porovnání se zbytkem uvedených vztahů s čísly 2, 4, 5, 7, 9, 10, 11, 23. To je pravděpodobně způsobeno tím, že vztah č. 12 byl odvozen v USA, konkrétně v Arizoně, která je dle našeho rozdělení podnebí z tabulky č. 9 zařazena do kategorie BSk a BWh, tedy suchý pás s aridním podnebím. To si vysvětlují tak, že vztah č. 12 z Arizony uměle nadhodnocuje KE, protože se zde vyskytuje málo srážek, ze kterých by se dala rovnice pro výpočet KE přesněji odvozovat. Vztahy závislosti KE_{time-l} mají tendenci až na pár výjimek vyjadřovat KE podobným způsobem, avšak například vztah č. 10 z Oregonu v USA a vztah č. 4 z Floridy v USA se postupně po dosažení větších intenzit více rozcházejí. To může být způsobeno zejména rozdílem nadmořských výšek, které bohužel v tabulce č. 7 neuvádím. Florida je přímořská oblast, Oregon také, ale rozdíl nadmořských výšek činí bezmála 1000 m n. m. Výsledný rozdíl v grafu je pravděpodobně způsoben rozdílným způsobem odvození těchto dvou vztahů – první laboratorně a druhý ve venkovních podmínkách. Důvodem takové

odlišnosti výsledných křivek může být také odlišný matematický tvar použitých rovnic.

Pro podmínky klimatu České republiky je nutno porovnat podobnost klimatických podmínek náležitých vybraných rovnic a nadmořskou výšku lokalit. Co se týče průměrné nadmořské výšky ČR 430 m n. m. (Tolasz et al., 2007), z tabulky vztahů KE_{mm-I} č. 7 jsem určil jako vhodné vztahy s čísly 4, 13, 31, ovšem bez ohledu na klimatické rozdělení. Po srovnání podnebních pásem jednotlivých rovnic jsem došel k závěru, že pro podmínky ČR se logicky hodí rovnice z oblastí Cfb. Takové vybrané rovnice jsou pouze vztahy č. 4, 31, tedy vztahy odvozené pro klimata Belgie a jižního Slovinska. Cfb je dle (Köppen, 1936; Peel et al., 2007) pás mírně teplého klimatu s výskytem dostatku dešťových srážek po celý rok, a kde jsou teplá letní období. Do budoucna je predikováno, že se klima Evropy do 100 let oteplí natolik, že se klasifikace změní z Cfb na Cfa, tedy výrazné oteplení v období léta (Peel et al., 2007). To může ovlivnit budoucí odvození vztahu pro výpočet KE v podmínkách Čech, tudíž bych jako vhodné zařadil také vztahy č. 33 a 34. Vztahy 4, 31, 33 a 34 jsou v ohledu na klimatické rozdělení nejbližší podmínkám ČR, avšak výsledné křivky odvozených vybraných vztahů se podstatně liší.

(Angulo-Martínez a Barros, 2015) doporučuje ověřit, který z existujících KE-I vztahů se nejvíce hodí do lokálních podmínek, z čehož plyne, že je zapotřebí provést dostatečný počet, pokud možno přesného měření vlastností dešťových srážek. (Salles et al., 2002; Shin et al., 2015) dodali, že použití vztahů KE-I pro odlišné podmínky a lokality, než pro které byly vztahy původně vytvořeny, je velmi omezené. Zároveň uvedli, že ani jeden z empirických výrazů nemůže být univerzálně použit za účelem přesného určení KE. To odůvodnili tvrzením, že rozdíly v geografických a srážkových charakteristikách je mnoho. Také záleží na citlivosti a přesnosti dotčených měřících přístrojů a velké rozdíly v podmínkách vedou k velké diverzitě parametrů použitých pro určení vztahů KE-I. Do budoucna je za účelem zjištění vztahu KE-I pro podnebí ČR nutné provést rozsáhlá měření a zjistit více informací o místních srážkových charakteristikách.

6 Závěr

Tématika eroze půdy, vodní eroze a zjišťování informací o formách kinetické energie, jejího vztahu s intenzitou deště a fyzikálními vlastnostmi srážek bylo velmi zajímavé. Protože se problematikou určení vztahu pro výpočet kinetické energie v České republice zabývalo jen velmi málo odborníků, vidím téma jako důležité na prostudování a to mě přimělo projít spoustu knih a odborných článků. Práce s anglickým odborným textem mi rozhodně obohatila slovník a rozšířila obzory.

První část práce shrnuje přehled o charakteristikách dešťových událostí a tvoří tak ucelený přehled těchto charakteristik. Tato část práce popisuje erozi, formy vodní eroze, jejich nebezpečí pro půdní plochy a vodní díla a zmiňuje model ohroženosti půdy formou zobrazení mapy České republiky. Dále jsem popsal základní charakteristiku atmosférických srážek, jejich vznik a význam. Významnou část první poloviny mé práce tvořil popis a ucelení informací o srážkových událostech. Jako první jsem popsal velikost dešťových kapek, jejich tvar velikostní rozdělení za deště. V neposlední řadě jsem popsal tvar dešťové kapky, rychlost pádu dešťové kapky a prostorovou distribuci deště. Zjistil jsem, že prostorová distribuce deště je důležitá při pořizování zavlažovacích systémů na polích a zemědělských pozemcích za účelem maximalizace zavlažovacího systému. Jako poslední a velmi významnou charakteristiku deště jsem uvedl intenzitu deště, která hraje významnou roli při odvozování vztahů pro výpočty hodnot kinetické energie.

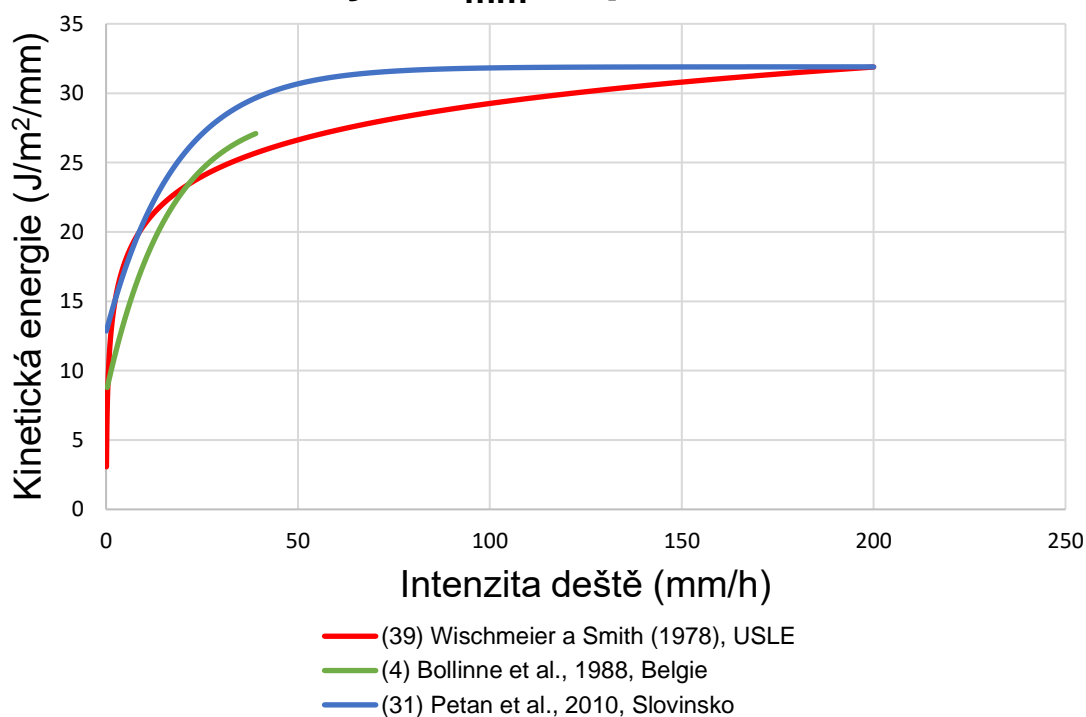
Cílem druhé části bakalářské práce bylo utřídit informace o kinetické energii, co vyjadřuje, jakým způsobem se určuje a jaké jsou její formy. Kinetická energie deště je jedním ze vstupních dat pro výpočet dlouhodobé ztráty půdy pomocí rovnice USLE a pokud je dešťová KE podhodnocená, bude podhodnoceno i stanovení ztráty půdy. Po prohledání velkého množství zahraničních zdrojů jsem popsal dvě nejvíce popisované formy kinetické energie. První formou byla KE_{mm} , tedy objemově specifická kinetická energie, která byla z historických důvodů více používanou metodou stanovení kinetické energie. Velkou roli v minulosti hrál nedostatek moderních měřících přístrojů a technik, které by stanovování hodnot zjednodušily, a proto byla a je používanější metodou než další metoda stanovení, KE_{time} . Zjistil jsem, že KE_{time} zastupuje vyjádření kinetické energie z velikostního zastoupení kapek za jednotku času, tedy časově specifická KE. Obě vyjádření jsou úzce spojena s intenzitou posuzované dešťové události. Z cizojazyčných odborných článků jsem přišel na některé existující vztahy pro odvození kinetické energie z intenzity deště, jaké podoby rovnic se nejvíce hodí zvláště pro výpočet objemově a

časově specifické KE. Z tohoto výtahu rovnic jsem vybral patnáct vztahů pro KE_{mm-I} a deset rovnic KE_{time-I} a následně jsem se pokusil o jejich srovnání.

Pro určení a změření kinetické energie deště neexistuje definitivní univerzální řešení, a proto vzniká velmi mnoho vztahů pro určení konečné hodnoty kinetické energie a existuje velké pole možností, jak dané vztahy určovat. Jedním z klíčových faktorů ovlivňujících tvary pro výpočet hodnot kinetické energie je země a region, ve které byl daný vztah odvozen. S regionalizací vztahů pro stanovení kinetické energie jsou úzce spjaté klimatické podmínky specifické pro danou zemi. Je důležité porozumět principům jednotlivých způsobů určování hodnot kinetické energie a dodržovat lokální podmínky viz. tabulka č. 6, kde jsou shrnuty vztahy objemově specifické kinetické energie KE_{mm} a intenzity srážek I . Z tabulky č. 6 je patrné, že různé rovnice jsou přesné pouze při dosažení intenzity deště z určitého rozmezí. U některých rovnic je možno dosadit intenzity od 20 mm/h, naopak u jiných do 250 mm/h (viz. tabulka č. 6).

Pro klimatické podmínky ČR nebyl zatím odvozen žádný vztah pro stanovení kinetické energie. Proto jsem podle podobných podmínek z klimatického rozdělení Cfb dle Köppena vybral vztahy vhodné pro klima ČR z Belgie a Slovinska, konkrétně vztahy z tabulky č. 6 s čísly 4, 31. Srovnání vztahů z podobného podnebí Cfb a s USLE je na obrázku č. 23.

Vztahy KE_{mm} - I pro klima ČR



Obr. č. 23: Vztahy KE_{mm-I} pro klima ČR (Pála, 2017)

Z obrázku č. 23 je patrné, že jak Belgická, tak Slovinská rovnice mají tendenci vykazovat vyšší hodnoty KE oproti univerzálnímu vztahu USLE. Z toho jsem vyvodil závěr, že nelze jednoznačně určit a stanovit jejich vhodnost pro Českou republiku. Důvodem vidím rozdílnou elevaci lokalit, různé vlivy větrů a různorodé postupy front. Z toho vyplývá, že vztahy odvozené naopak ve velmi lišících se klimatických oblastech od podnebí Česka nebude v žádném případě možné určit jako vhodné.

Do budoucna je důležité za účelem určení exaktního vztahu pro výpočet KE v podmínkách ČR provést velké počty měření v mezinárodním měřítku. Za takovým určením vztahu pro stanovení kinetické energie pro zemi České republiky byl sestaven začátkem roku 2017 tým českých, rakouských a novozélandských vědců v čele s panem prof. Dr. Andreasem Klikem a doc. Dr. Ing. Tomášem Dostálem z ČVUT v Praze. Výzkum nese název „Vliv kinetické energie deště na uvolňování a transport půdních částic“ a pokusí se na základě porovnání distribuce dešťových kapek v podobných oblastech Rakouska, Nového Zélandu a ČR odvodit vztah mezi kinetickou energií a intenzitou deště pro klimatické podmínky ČR.

Zhotovení takového univerzálního vztahu výpočtu pro klimatické podmínky České republiky může do budoucna pomoci při ochraně a využívání půdy v zemědělském průmyslu.

7 Přehled literatury a použitých zdrojů

ABUDI I., CARMİ G., BERLINER P., 2012: *Rainfall simulator for field runoff studies*. Journal of Hydrology, 454 (455), 76-81.

ADİMULA I. A., AJAYI G. O., 1996: *Variation in Raindrop Size Distribution and Specific Attenuation due to Rain in Nigeria*. Annals of Telecommunications, 51, (1-2), 87-93.

ADIROSI E., GORPUCCI E., BALDINI L., TOKAY A., 2014: *Evaluation of Gamma Raindrop Size Distribution Assumption through Comparison of Rain Rates of Measured and Radar – Equivalent Gamma DSD*. J. A. Meteor. Climatol, 53, 1618-1635.

ALONGE A. A., AFULLO T. J., 2012: *Regime Analysis of Rainfall Drop-Size Distribution Models for Microwave Terrestrial Networks*. Antennas & Propagation, 6 (4), 393-403.

ANGULO-MARTÍNEZ M. a BARROS A. P., 2015: *Measurement uncertainty in rainfall kinetic energy and intensity relationships for soil erosion studies: An evaluation using PARSIVEL disdrometers in the Southern Appalachian Mountains*. Geomorphology, 228, 28-40.

BAGREE R., 2012: *Characterization and Design of a Readout Circuit for a Piezoelectric-based Acoustic Disdrometer*. Electronic Instrumentation Group, Faculty of EEMCS, 92 s.

BAKKER M., GOVERS G., ROUNSEVELL M., 2004: *The crop productivity-erosion relationship: an analysis based on experimental work*. Laboratory for Experimental Geomorphology, Belgium, 76 s.

BEARD K. V., CHUANG C. A., 1987: *A New Model for the Equilibrium Shape of Raindrops*. Journal of Atmospheric Science, 1509-1524.

BEST A. C., 1950: *The Size Distribution of Raindrops*. Quart. J. Roy. Meteor, 16-36.

BLANCHARD D. C., 1953: *Raindrop size-distribution in Hawaiian rains*. J. Meteor, 10, 457-473.

BOLLINNE A., FLORINS P., HECQ P., HOMERIN D., RENARD V., WOLFS J. L., 1984: *Rainfall energy in a temperate European Atlantic oceanic climate*. Zeitschrift für Geomorphologie, 49, 27-35.

- BRANDT C. J., 1990: *Simulation of the Size Distribution and Erosivity of Raindrops and Throughfall Drops*. *Earth Surface processes and Landforms*, 15, 8, 687-698.
- BRANDT J., 1988: *The transformation of rainfall energy by a tropical rain forest canopy in relation to soil erosion*. *Journal of Biogeography*, 15 (1), 41-48.
- BRODIE I., ROSEWELL C., 2007: *Theoretical Relationships between Rainfall Intensity and Kinetic Energy Variants Associated with Stormwater Particle Washoff*. *Journal of Hydrology*, 340, 40-47.
- BROWN L. C., FOSTER G. R., 1987: *Storm Erosivity Using Idealized Intensity Distributions*. *Transactions of the ASAE*, 30 (2), 379-386.
- CARTER C. E., GREER J. D., BRAUD H. J., FLOYD J. M., 1974: *Raindrop Characteristics in South Central United States*. *Transactions of the ASAE*, 17 (6), 1033-1037.
- CERDA A., 1997: *Rainfall Drop Size Distribution in the Western Mediterranean Basin, Valencia, Spain*. *CATENA*, 30, 169-182.
- CERRO C., BECH J., CODINA B., LORENTE J., 1998: *Modeling rain erosivity using disdrometric techniques*. *Soil science society of America Journal*, 62 (3), 731-735.
- COLLEY K., 2011: *Kinetic energy flux Associated with natural and simulated rainfall events and Instrumentation used in the evaluation*. *Disertační práce*, University of Missouri-Columbia.
- COUTINHO H. A., TOMAS P. P., 1995: *Characterisation of Raindrop Size distributions at the Vale-Formoso-Experimental-Erosion-Center*. *CATENA*, 25 (1-4), 187-197.
- DUFKOVÁ J., 2007: *Krajinné inženýrství*. Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně, Brno, 206 s. ISBN 978-80-7375-112-8
- DUMBROVSKÝ M., SOBOTKOVÁ V., ŠARAPATKA B., CHLUBNA L., VÁCHALOVÁ R., 2014: *Cost-effectiveness evaluation of model design variants of broad-base terrace in soil erosion control*. *The Journal of Ecosystem Restoration*, 68, 260-269.
- DVOŘÁK P., 2003: *Encyklopedie počasí*. Svojtka & Co., Praha, 135 s.
- FORNIS R. L., VERMEULEN H. R., NIEUWENHUISB J. D., 2005: *Kinetic Energy – Rainfall Intensity Relationship for Central Cebu, Philippines for Soil Erosion Studies*. *Journal of Hydrology*, 300, (1-4), 20-32.

- FOX N. I., 2004: *The Representation of Rainfall Drop Size Distribution and Kinetic Energy*. Hydrology and Earth System Sciences, 8 (5), 1001-1007.
- FRY J. L., GRAF H., GROTHJAHN R., RAPHAEL M. N., SAUNDERS C., WHITAKER R., 2012: *The Encyclopedia of Weather and Climate Change – Velká encyklopedie: Počasí a změna klimatu*. Svojtka & Co., Praha, 512 s.
- GUNN R., KINZER G. D., 1949: *Terminal velocity of water droplets in stagnant air*. Journal of Meteorology, 6, 243.
- HENDRICKX J. M. H., DEKKER L. W., BOERSMA O. H., 1993: *Unstable wetting fronts in water repellent field soils*. Journal of Environmental Quality, 22, 109-118.
- HOLÝ M., 1978: *Protierozní ochrana*. Vydavatelství SNTL/ALFA, Praha, 288 s.
- HOLÝ M., 1994: *Eroze a životní prostředí*. Vydavatelství ČVUT, Praha, 383 s.
- HUDSON N. W., 1965: *The influence of rainfall on the mechanics of soil erosion*. MSc Thesis, University of Cape Town, Cape Town, South Africa.
- HUDSON N. W., 1971: *Soil Conservation*. Batsford Ltd, London, 388 s.
- JAMESON A. R., KOSTINSKI A. B., 2001: *What is a Raindrop Size Distribution?* Bulletin of the American Meteorological Society, 82 (6), 1169-1177.
- JANEČEK M. a kolektiv autorů, 2008: *Základy erodologie*. Česká zemědělská univerzita v Praze, 172 s. ISBN 978-80-213-1842-7.
- JANEČEK M., BOHUSLÁVEK J., DUMBROVSKÝ M., GERGEL J., HRÁDEK F., KOVÁŘ P., KUBÁTOVÁ E., PASÁK V., PIVCOVÁ J., TIPPL M., TOMAN F., TOMANOVÁ O., VÁŠKA J., 2002: *Ochrana zemědělské půdy před erozí*. ISV nakladatelství v Praze, Praha, 201 s. ISBN-85866-85-8.
- JAYWARDENA A. W., REZAUR R. B., 2000: *Drop size distribution and kinetic energy load of rainstorms in Hong Kong*. Hydrological processes, 14 (6), 1069-1082.
- JIANG H., SANO M., SEKINE M., 1997: *Weibull Raindrop-Size Distribution and its Application to Rain Attenuation*. IEE Proc Microw. Antennas Propag1997, 144 (3), 197-200.
- KARA T., EKMEKCI E., APAN M., 2008: *Determining the Uniformity Coefficient and Water Distribution Characteristics of Some Sprinklers*. Pakistan Journal of Biological Sciences, 11 (2), 214-219.

- KARMELI D., 1978: *Estimating sprinkler distribution pattern using linear regression*. Transactions of the ASAE, 21, 682-686.
- KINNELL P. I. A., 1980: *Rainfall Intensity-Kinetic Energy Relationships for Soil Loss Prediction*. Soil Science Society of America Proceedings, 45, 153-155.
- KINNELL P. I. A., 1981: *Rainfall Intensity-Kinetic Energy Relationships for Soil Loss Prediction*. Soil Science Society of America Journal, 45 (1), 153-155.
- KINNELL P. I. A., 2005: *Raindrop-impact-induced erosion processes and prediction: a review*. Hydrological processes, 19, 2815-2844.
- KOBZOVÁ E., 1998: *Počasí*. Nakladatelství Rubico, Olomouc, 276 s. ISBN 80-85839-26-1.
- KÖPPEN W., 1936: *Das geographische System der Klimate*. In: GEIGER R. [ed.]: Handbuch der Klimatologie. Verlag von Gebrüder Borntraeger, Berlin, 1-44.
- KOVÁŘ., 2000: *Jasná zpráva o počasí*. Nakladatelství Montanex, Ostrava, 182 s.
- KRÁSA J., STŘEDOVÁ J., DOSTÁL T., NOVOTNÝ T., 2014: *Rainfall erosivity research on the territory of the Czech Republic*. In Mendel and Bioclimatology – Conference proceedings. Brno: Mendel University in Brno, 2016, 182-196. ISBN 978-80-7509-397-4.
- KRAVČÍK M., POKORNÝ J., KOHUTIAR J., KOVÁ M., TÓTH E., 2007: *Water for the Recovery of the Climate – A New Water Paradigm*. Nakladatelství Krupa Print, Žilina, 94 s.
- LAL R., 1998: *Soil erosion impact on agronomic productivity*. Critical Reviews in Plant Sciences, 17, 319–464.
- LAL R., 2001: *Soil degradation by erosion*. Land degradation development, 12, 519–539.
- LASCELLES B., FAVIS-MOTRLOCK D. T., PARSONS A. J., GUERRA A. J. T., 2000: *Spatial And Temporal variation in two rainfall simulators: Implications for Spatially explicit rainfall Simulation Experiments*. Processes and Landforms, Landforms, 25, 709-721.
- LAWS J. O., 1941: *Measurements of fall-velocity of water-drops and Raindrops*. Transaction of the American Geophysical Union, 24, 452.

- LAWS J. O., PARSONS D. A., 1943: *The Relation of Raindrop Size to Intensity*. Transactions of the American Geophysical Union, 26, 452-460.
- LIM Y. S., KIM J. K., KIM J. W., PARK B. I., KIM M. S., 2015: *Analysis of the relationship between the kinetic energy and intensity of rainfall in Daejeon*. Quaternary International, Korea, 384, 107-117.
- MAROUFPOOR E., FARYABI A., GHAMARNIA H., MOSHREFI G. Y., 2010: *Evaluation of Uniformity Coefficients for Sprinkler Irrigation Systems under Different Field Conditions in Kurdistan Province (Northwest of Iran)*. Soil & Water Res., 5 (4), 139-145.
- MARSHALL J. S., PALMER W. M. K., 1948: *The Distribution of Raindrops with Size*. Shorter Contributions, McGill University, Montreal, 165-166.
- MARTÍNEZ-FERNÁNDEZ L., MARTÍNEZ-NÚÑEZ M., 2011: *An Empirical approach to estimate soil erosion risk in Spain*. Science of the Total Environment, 409, 3114-3123.
- MATOUŠEK V., 2010: *Poznávání odtokových vlastností malých povodní za regionálních dešťů*. Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, Praha, 103 s.
- MCGREGOR K. C., MUTCHLER C. K., 1976: *Status of R-factor in North Mississippi: Soil Erosion – Prediction and Control*. Soil and Water Conservation Society, Ankeny, Iowa, 135-142.
- MCISAAC G. F., 1990: *Apparent Geographic and Atmospheric Influences on Raindrop Sizes and Rainfall Kinetic-Energy*. Journal of Soil and Water Conservation, 45, 6, 663-666.
- MERRIAM J. L., KELLER J., 1978: *Farm Irrigation System Evaluation: A Guide for Management (Third Edition)*. Utah State University, Logan, 271 s.
- MORAN J. M., MORGAN M. D., 1989: *Meteorology: The Atmosphere and the Science of Weather*. Macmillian Publishing Company, New York, 557 s.
- ONAGA K., SHIRAI K., YOSHINAGA A., 1988: *Rainfall Erosion and how to control its effects on farmland in Okinawa*. In: RIMWANICH S. [ed.]: Land conservation for future generations. Department of Land Development, Bangkok, 627-639.
- PARK S. W., MITCHELL J. K., BUBENZER G. D., 1980: *An analysis of splash erosion mechanics*. ASAE Paper, 80, 25-27.

- PARSONS A. J., GADIAN A. M., 2000: *Uncertainty in modelling the detachment of soil by rainfall*. Earth Surface Processes and Landforms, 25 (7), 723-728.
- PEEL M. C., FINLAYSON B. L., MCMAHON T. A., 2007: *Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification*. Hydrology and Earth System Science, 11, 1633-1644.
- PETAN S., RUSJAN S., VIDMAR A., MIKOS M., 2010: *The rainfall kinetic energy-intensity relationship for rainfall erosivity in the Mediterranean part of Slovenia*. Journal of Hydrology, 391, 314-321.
- PRUPPACHER H. R., PITTER R. L., 1971: *A Semi-Empirical Determination of the Shape of Cloud and Raindrops*. Journal of Atmospheric Sciences, 28, 86-94.
- RENARD K. G., FOSTER G. R., WEESIES D. K., MCCOOL D. K., YODER D. C., 1997: *Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning With The Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)*. Agriculture Handbook No. 703, 384 s.
- ROSEWELL C. J., 1986: *Rainfall Kinetic Energy in Eastern Australia*. Soil Conservation Service of New South Wales, 1695-1701.
- ROUSSEAU P., JOLIVET V., GHAZANFARPOUR D., 2006: *Realistic Real-time rain Rendering*. Computers and Graphics, 30, 507-518.
- RUBEL F., KOTTEK M., 2010: *Observed and projected climate shifts 1901-2100 depicted by world maps of the Köppen-Geiger climate classification*. Meteorologische Zeitschrift, 9 (2), 135-141.
- ŘEZÁČOVÁ D., NOVÁK P., KAŠPAR M., SETVÁK M., 2007: *Fyzika oblaků a srážek*. ACADEMIA, Praha, 538 s.
- SALLES CH., POESEN J., SEMPERE-TORRES D., 2002: *Kinetic energy of rain and its functional relationship with intensity*. Journal of Hydrology, 257, 256-270.
- SANCHEZ-MORENO J. F., MANNAERTS C. M., JETTEN V., LÖFFLER-MANG M., 2012: *Rainfall kinetic energy-intensity and rainfall momentu-intensity relationships for Cape Verde*. Journal of Hydrology, 131-140.
- SEMPERE-TORRES D., SALLES C., CREUTIN J. D., DELRIEU G., 1992: *Quantification of soil detachment by raindrop impact: performance of classical formulae of kinetic energy in Mediterranean storms*. Proceedings of the Oslo Symposium, 210, 115-124.

SHIN S. S., PARK S. D., CHOI B. K., 2015: *Universal Power Law for Relationship between Rainfall Kinetic Energy and Rainfall Intensity*. Advances in Meteorology, Hindawi Publishing Company, vol. 2016, 11 s.

SMITH J. A., 1993: *Marked point proces models of raindrop-size Distributions*. Journal of Applied Meteorology, 32, 284-296.

SMITH J. A., DE VEAUX R. D., 1992: *The Temporal and spatial variability of rainfall power*. Environmetrics, 3 (1), 29-53.

SOUKUPOVÁ J., 2011: *Atmosférické procesy: Základy meteorologie a klimatologie*. Česká zemědělská univerzita v Praze, Praha, 204 s. ISBN 978-80-213-2234-9.

STEINER M., SMITH J. A., 2000: *Reflectivity, rain rate, and kinetic energy flux relationships based on raindrop spectra*. Journal of Applied Meteorology, 39 (11), 1923-1940.

STEINER M., SMITH J. A., UIJLENHOET R., 2004: *A Microphysical Interpretation of Radar Reflectivity – Rain Rate Relationships*. Journal of the Atmospheric Sciences, 61 (10), 1114-1131.

ŠARAPATKA B., 2014: *Pedologie a ochrana půdy*. Univerzita Palackého v Olomouci, Olomouc, 232 s. ISBN 978-80-244-3736-1.

TARJUELO J. M., MONTERO J., HONRUBIA F. T., ORTIZ J. J., ORTEGA J. F., 1999: *Analysis of uniformity of sprinkle irrigation in semi-arid area*. Agricultural Water Management, 2-3, 315-331.

TOLASZ R., BRÁZDIL R., BULÍŘ O., DOBROVOLNÝ P., DUBROVSKÝ M., HÁJKOVÁ L., HALÁSOVÁ O., HOSTÝNEK J., JANOUC M., KOHUT M., KRŠKA K., KŘIVANCOVÁ S., KVĚTOŇ V., LEPKA Z., LIPINA P., MACKOVÁ J., METELKA L., MÍKOVÁ T., MRKVICA Z., MOŽNÝ M., NEKOVÁŘ J., NĚMEC L., POKORNÝ J., REITSCHLÄGER J. D., RICHTEROVÁ D., ROŽNOVSKÝ J., ŘEPKA M., SEMERÁDOVÁ D., SOSNA V., STRÍŽ M., ŠERCL P., ŠKÁCHOVÁ H., ŠTĚPÁNEK P., ŠTĚPÁNKOVÁ P., TRNKA M., VALERIÁNOVÁ A., VALTER J., VANÍČEK K., VAVRUŠKA F., VOŽENÍLEK V., VRÁBLÍK T., VYSOUDIL M., ZAHRADNÍČEK J., ZUSKOVÁ I., ŽÁK M., ŽALUD Z., 2007: *Atlas podnebí Česka*. Climate Atlas of Czechia. ČHMÚ Praha, Univerzita Palackého v Olomouci, Praha – Olomouc, 1. vydání, 255 s. ISBN 978-80-86690-26-1 (ČHMÚ). ISBN 978-80-244-1626-7 (UP).

TRACY F. C., RENARD K. G., FOGEL M. M., 1984: *Rainfall energy characteristics for southern Arizona: Water today and Tomorrow*. Irrigation and Drainage Division ASCE, 559-566.

TURNER B. L., CLARK W., KATES R., RICHARDS J., MATHEWS J., MEYER W. B. [eds], 1990: *Land transformation*. The Earth as Transformed by Human Action: Global and Regional Changes in the Biosphere over the Past 300 Years. Cambridge University Press, New York, 163-178.

UIJLENHOET R., STEINER M., SMITH J. A., 2003: *Variability of Raindrop Size Distributions in a Squall Line and Implications for Radar Estimation*. Journal of Hydrometeorology, 43-61.

UIJLENHOET R., STRICKER J. N. M., 1999: *Dependence of rainfall interception on drop size*. Journal of Hydrology, 217, (1-2), 157-165.

USÒN A., RAMOS M. C., 2001: *An improved rainfall erosivity index obtained from experimental interrill soil losses in soils with a Mediterranean climate*. CATENA, 43 (4), 293-305.

VAN DIJK A. I. J. M., BRUIJNZEEL L. A., ROSEWELL C. J., 2002: *Rainfall Intensity-Kinetic Energy Relationships: a Critical Literature Appraisal*. Journal of Hydrology, 261 (1-4), 1-23.

WEXLER R., 1947: *Radar Detection of a Frontal Storm*. J. Meteor. 38-44.

WIDOWS R., 2015: *Rehydrating the Earth: A New Paradigm For Water Management*. Holistic Science Journal, 2 (4), 2044-4389.

WISCHMEIER W. H., SMITH D. D., 1958: *Rainfall Energy and its Relationship to Soil Loss*. Trans. AGU, 39, 285-291.

WISCHMEIER W. H., SMITH D. D., 1978: *Predicting rainfall erosion losses*. Agricultural Research Service, Washington, DC., 69 s.

ZANCHI C., TORRI D., 1980: *Evaluation of rainfall energy in central Italy*. In: BOODT M. DE., GABRIELS D. [eds]: *Assesment of Erosion*. John Wiley and Sons Ltd, United Kingdom, 133-142.

8 Internetové zdroje

SCHNEIDER P., 2002: *Vodní eroze*. Masarykova Univerzita v Brně, Brno, online: <http://eroze.sweb.cz/formy.htm#plosna>, cit. 19.11.2016.

CHRISTIANSEN J. E., 1942: *Irrigation By Sprinkling*. University of California – Berkeley, California, online: <https://archive.org/details/irrigationbyspri670chri>, cit. 12.3.2017.

HEIDORN K. C., 2003: *The Energy of Rainshower*. Weather Almanac, The Weather Doctor's, USA, online: <http://islandnet.com/~see/weather/almanac/arc2003/alm03apr.htm>, cit. 23.11.2016.

ŠENKÝŘ V., 2003: *Rozmístění postřikovačů a rovnoměrnost závlahy trávníků*. Zahradnictví, Profi Press, online: <http://zahradaweb.cz/rozmisteni-postrikovacu-a-rovnomernost-zavlahy-travniku/>, cit. 12.3.2017.

InPočasí, 2017: *Klima České republiky*. InMeteo s.r.o, Plzeň, online: <http://www.in-pocasi.cz/archiv/klima.php>, cit. 4.4.2017.

Seznam příloh

- Obr. č. 1: Dopadající dešťová kapka rozstříkující půdu (online) [cit. 2017-2-8], dostupné z: http://soilerosion.net/doc/water_erosion.html, str. 14
- Obr. č. 2: Výrazné zvýšení obsahu skeletu na erodované půdě (online) [cit. 2016-11-26], dostupné z: <https://www.nap.edu/read/2132/chapter/13>, str. 16
- Obr. č. 3: Výmolová eroze na Fraserově ostrově v Austrálii (online) [cit. 2016-11-26], dostupné z: <http://eroze.sweb.cz/formy.htm>, str. 17
- Obr. č. 4: Břehová eroze (online) [cit. 2016.11.26], dostupné z: <https://conservationdistrict.org/2014/is-your-stream-bank-heading-downstream.html#lightbox/0/>, str. 17
- Obr. č. 5: Dlouhodobá průměrná ztráta půdy (online) [cit. 2016-12-5], dostupné z: mapy.vumop.cz, str. 19
- Obr. č. 6: Malý a velký koloběh vody na Zemi (Widows, 2015), str. 20
- Obr. č. 7: Mechanismus tříštění velké dešťové kapky (Řezáčová et al., 2007), str. 24
- Obr. č. 8: Rozptýlení dešťových kapek v prostoru při srážkové události (Jaffrain, 2012), str. 25
- Obr. č. 9: Tvary dešťové kapky a její dělení (Bagree, 2012), str. 29
- Obr. č. 10: Nejrůznější tvary dešťové kapky s danými poloměry (Rousseau et al., 2006), str. 30
- Obr. č. 11: Graf závislosti velikosti dešťové kapky (mm) na její dopadové rychlosti (m/s) (Laws, 1941), str. 32
- Obr. č. 12: Závislost CU (%) na rychlosti větru W (m/s) (Tarjuelo et al., 1999), str. 34
- Obr. č. 13: Příklad zavlažovače použitého pro měření CU (Maroufpoor et al., 2010), str. 35
- Obr. č. 14: Graf závislosti rozdělení velikostí kapek DSD na pravděpodobnostní hustotě deště (Bagree, 2012), str. 38
- Obr. č. 15: Rozdělení kapek podle velikosti při různých intenzitách deště (Laws a Parsons, 1943), str. 39

- Obr. č. 16: Graf vztahu KE_{mm} ($J/m^2/mm$) – I (mm/h) (Salles et al., 2002), str. 46
- Obr. č. 17: Vztahy pro výpočet KE_{mm} ($J/m^2/mm$) z intenzity srážek (mm/h) (Holý, 1994), str. 46
- Obr. č. 18: Vztah KE_{time} – I vyjádřený na logaritmické stupnici v logaritmickém měřítku (Salles et al., 2002), str. 53
- Obr. č. 19: Aktualizované dělení klimatických regionů na světě (Peel et al., 2007), str. 57
- Obr. č. 20: Klasifikace klimatu České republiky podle Köppenovy klasifikace (Tolasz et al., 2007), str. 58
- Obr. č. 21: Vztahy KE_{mm} – I po dosazení modelových hodnot (Pála, 2017), str. 60
- Obr. č. 22: Vztahy KE_{time} – I po dosazení modelových hodnot (Pála, 2017), str. 62
- Obr. č. 23: Vztahy KE_{mm} - I pro klima ČR (Pála, 2017), str. 69
- Tab. č. 1: Stupňovité dělení škodlivosti eroze v závislosti na intenzitě odnosu (Janeček et al., 2002), str. 18
- Tab. č. 2: Stupňovité rozdělení intenzity rýhové eroze dle délky erozních rýh (Janeček et al., 2002), str. 18
- Tab. č. 3: Průměry kapky uvedené na obrázku č. 10 a (Rousseau et al., 2006), str. 30
- Tab. č. 4: Rychlost pádu dešťových kapek a závislost na jejich poloměru (Rousseau et al., 2006), str. 32
- Tab. č. 5: Kategorické rozdělení deště podle jeho intenzity (Soukupová, 2011), str. 37
- Tab. č. 6: Příklady exponenciálních a logaritmických funkcí vztahu KE_{mm} – I (Salles et al., 2002; Van Dijk et al., 2002; Angulo-Martínez a Barros, 2015), str. 47-50
- Tab. č. 7: Lineární a mocninné vztahy KE_{time} – I (Salles et al., 2002; Angulo-Martínez a Barros, 2015), str. 54-55
- Tab. č. 8: Typy podnebí zvolených vztahů KE_{mm} - I (Peel et al., 2007). str. 61
- Tab. č. 9: Typy podnebí zvolených vztahů KE_{time} - I (Peel et al., 2007), str. 63