

acro:cour

SMODERP - twenty years old development

Kavka

1. září 2017

Obsah

Obsah	i
Seznam zkratek	ii
Seznam obrázků	iv
Seznam tabulek	v
Úvod	1
1 Materiál a metody	3
1.1 SMODERP - historický vývoj	3
1.2 Experimentální měření	5
1.2.1 Měření na sklopném hydraulickém žlabu	5
1.2.2 Laboratorní dešťový simulátor	6
1.3 Použité vztahy a jejich odvození	9
1.3.1 Plošný povrchový odtok	9
1.3.2 Soustředěný odtok v rýhách	13
1.4 SMODERP 2D - postup výpočtu	15
1.4.1 Vstupy do modelu	15
1.4.2 Tok programu	20
1.4.3 Výstupy z modelu	24
2 Výsledky	28
2.1 Porovnání metod 1D a 2D	28
3 Seznam použitých zdrojů	33

Seznam zkratek

a	parametr MKWA
A	průtočná plocha [m^2]
b	parametr MKWA
b_{rill}	šířka rýhy [m]
CFL	Courant-Friedrich-Lewy podmínka
$D8$	jednosměrný odtokový algoritmus
Δt	časový krok [s]
Δt_{max}	maximální časový krok [s]
Δt_{mult}	multiplikátor časový krok $[-]$
Δx	prostorový krok [m]
$\frac{dS}{dt}$	změna zásoby [m^3/s]
ES	efektivní srážka [m^3/s]
es	intenzita srážky [m/s]
h^{crit}	kritická hloubka [m]
h^{rill}	hloubka rýhy [m]
h^{sur}	výška hladiny na povrchu [m]
k	nasycená hydraulická vodivost [ms^{-1}]
Inf	infiltrované množství [m^3/s]
inf	intenzita infiltrace [m/s]
I_{tot}	celkový přítok za čas [m^3/s]
I	sklon [@@@jj procenta nebo stupne]
K	součinitel šířky (pro plošný odtok $K = 1$)
K_i	nasycená hydraulická vodivost v buňce i [m/s]
I_{LAI}	poměrná plocha listová
l_{rill}	délka rýhy [m]
$MKWA$	modifikovaná rovnice kinematické vlny
$mfda$	vícesměrný odtokový algoritmus
n	mannigův součinitel drsnosti
PS	potenciální srážka [m]
O_{tot}	odtokové množství za čas [m^3/s]
O^{in}	objem přítoku ze sousední buňky za čas [m^3/s]

o^{in} výška vtoku za čas $[m/s]$
 o_{rill}^{in} výška vtoku v rýze za čas $[m/s]$
 O^{out} objem odtoku z buňky za čas $[m^3/s]$
 o^{out} výška odtoku z buňky za čas $[m/s]$
 o_{rill}^{out} výška odtoku v rýze za čas $[m/s]$
 O omočený obvod $[m]$
 I_{POT} potencionální intercepce
 q_{rill} průtok v rýhách $[m^3/s]$
 q_{sur} specifický plošný průtok $[m^2/s]$
 R_{rill} hydraulický poloměr v rýze $[m]$
 ρ tíhové zrychlení @@@jj není to hustota? zrychlení má jiné jednotky $[ms^{-1}]$
 $rill_{ratio}$ parametr tvaru rýhy $[-]$
 $ratio$ celočíselný faktor dělicí časový krok při výpočtu rýhového odtoku
 S_i sorptivita půdy $[m\sqrt{s}]$
 τ tečné napětí $[Pa]$
 V_{out} objem objem odtelkého $[m^3]$
 V_{crit} objem vody do kritické hladiny $[m^3]$
 v_{rill} rychlost proudění - rýhový odtok $[m/s]$
 V_{rill} objem vody v rýze v daném elementu $[m^3]$
 v_{sur} rychlost proudění - plošný odtok $[m/s]$
 V_{tot} celkový objem vody v elementu $[m^3]$
 X parametr MKWA
 Y parametr MKWA
 GIS geografické informační systémy
 g gravitační zrychlení $[m/s^2]$
 P plocha buňky $[m^2]$

Seznam obrázků

- 1 Tvar rýny a výška vodní hladiny při plnění rýny či ustálení proudění (napravo), tvar rýny při jejím prázdnění (nalevo) 14
- 2 digitálního modelu terénu povodí Býkovice 16
- 3 Ukázka vektorové vrstvy, atributové tabulky a polem v atributové tabulce (pudni_druh) s identifikátorem půdního typu na vyznačeném území (HP). . 17

4	Ukázka vektorové vrstvy, atributové tabulky a polem v atributové tabulce (LandUse) s identifikátorem typu vegetace na vyznačeném území (TP - travní porost).	18
5	Ukázka srážkových dat. V intervalu 0 - 10 minut je úhrn 3 mm, v intervalu 10 - 60 minut je úhrn 40 mm a v intervalu 60 - 70 úhrn 0 mm	18
6	Ukázka tabulky s charakteristikami půd a vegetace (některé hodnoty v tomto obrázku nejsou realistické). Význam veličin v jednotlivých sloupcích je popsán v tabulce 7.	20
7	soubory a adresa modelu SMODERP	22
8	Časový krok řízen rychlostí plošného odtoku. CFL rychle stoupne k 1 a začne zkracovat časový krok (horní graf). Pár minut později CFL_{rill} stoupne nad 0.5, $ratio$ stoupne na 2 (dolní graf) tím začne lokálně dělit časový krok při výpočtu rýhového odtoku. $ratio$ na spodním grafu stoupne maximální na 4 a neovlivní tedy celkový časový krok (na horním grafu). Na obou grafech je vidět jak se po 25 minutě (kdy v modelu skončila srážková událost) dálka časového kroku i $ratio$ vrátí na původní hodnoty.	25
9	Časový krok řízen rychlostí rýhového odtoku. CFL plošného odtoku nepřekročí během výpočtu hodnotu cca 0.35 (na horním grafu), proto nemá žádný vliv na velikost časového kroku. CFL_{rill} rychle vystoupí 9 krát nad kritickou hodnotu 0.5 (spodní graf, prvních 10 minut výpočtu). To způsobí nárůst $ratio$ na 9 což je maximální povolené dělení lokálního časového kroku při výpočtu rýhového odtoku. Při dalším překročení hodnot 0.3 (cca 12 minuta na dolním grafu) dojde ke zmenšení celkového časového kroku na 90 % původní hodnoty (horní graf). Na obou grafech je vidět jak se po 20 minutě (kdy v modelu skončila srážková událost) dálka časového kroku i $ratio$ vrátí na původní hodnoty.	26
10	Flow chart toku programu	29
11	Profiles and runoff concentration - Horany	30
12	Hydrographs 1D and 2D Smoderp - Horany study area	31
13	Profiles and runoff concentration - Bykovický catchment	32
14	Hydrographs 1D and 2D Smoderp - Bykovický catchment	32

Seznam tabulek

1	Original and corrected parameters for MKWA based on hydraulic trough	6
2	Přehled měření na laboratorním dešťovém simulátoru 2002 - 2016	7
3	Přehled experimentů použitých pro kalibraci odtokových parametrů	8
4	Recalibrated parameters (Kavka, 2011)	8

5	Porovnání výstupů verzí modelu 1996 až 2010	9
6	Recalibrated parameters to SI(Neumann – Kavka, 2015)	9
7	Přehled experimentů použitých pro kalibraci odtokových parametrů	21
8	Kritéria změny časového kroku vycházející z plošného odtoku	24
9	Kritéria změny faktoru <i>ratio</i> při dělení časového kroku při výpočtu rýho- vého odtoku	24

Úvod

Water erosion is one of the most widespread forms of soil degradation. Reducing the erosion is one of many challenges worldwide and Europe (Lieve Van-Camp et al., 2004) or (Boardman et al., 2006). In particular, sediment transport from arable land into surface waters (streams, rivers, reservoirs) is one of the major problems of water management. Measuring and consequence modeling of the surface process are a necessary tool for the protection of the soil.

Two major surface processes influenced erosion (i) sheet flow with sheet erosion and (ii) rill processes. Sheet flow energy is less than kinetic energy of the raindrops in sheet erosion (Bryan – B., 2000). Rate of erosion are influenced by vegetation cover that reduced impact of the rain energy. In the other hand rill erosion is generated by a concentrated flow and this process are more closely to stream processes Gimnez – Govers (2008); Govers et al. (2007).

It is difficult to describe annual rate of soil erosion in the watershed over spatial and time scales. Long-term measurements and sufficient data base needed in order to investigate the response of erosion rates. Only abnormally high rainfall or an extreme event can produce main part of soil damage. Spatial scale of measuring are crucial as well. Many studies that focused to scaling (temporal and spatial) are published. For example Chaplot – Poesen (2012) deal with comparison of runoff and soil loss across the scales. In other studies Cerdan et al. (2002); Auerswald et al. (2009); Bauer et al. (2014) the effect of the scales to erosion is evident.

In a few available studies, the sediment yield from a hill slope or a catchment is likely to be less than the total sediment mobilised within it and estimated from plots Walling (1983). Due to sedimentation, only a relatively small proportion of the detached and transported soil material reaches the catchment outlet Beven et al. (2005); Verstraeten – Poesen (2001). Additional measurements and observations in different spatial scales in one place is still required.

Long term field measuring have uncertainty in feather. Rainfall simulation is one of the way that make possible to measured in controlled condition. Rainfall simulation experiments are widely used as a standard method to study various flow and transport processes induced by rainfall. They have been used on different slopes, scales, soils and vegetation cover Otero et al. (2011); Davidova et al. (2016), etc. Surface runoff rate and sediment yield are standard variables observed in experiments oriented on soil erosion research with use of rainfall simulators. The review of simulators used across Europe provides (Iserloh, 2013). Due to the nature of the device the small simulators with watered area around 1 m² are more frequent. Larger simulators can be found as well, as described for example in Sangüesa et al. (2010), Strauss et al. (2000) Marques et al. (2007), (Kavka et al., 2015). Long-term measuring and rainfall simulations are essential for a consequent mathematical modeling. Computer based physical models can be used for erosion prediction over a wide range of conditions. To ensure model validity, simulation results must be compared with field measurements. Models can only work when they are applied to conditions. Due A desirable model should satisfy the requirements of universal acceptability; reliability;

robustness in nature; ease in use with a minimum of data; and ability to take account of changes in land use, climate and conservation practices.

Many models was created and are constantly improved over the last twenty years. The specific conditions of formation, calibration and use of each models can't lead to universally valid model. General review article about models are in Pandey et al. (2016). These fifty selected models essentially reflects the wide range of models including classification according they characterization.

Mathematical modeling is very important for describing erosion processes and for soil conservation. Generally, there are two types of models of soil erosion and surface runoff: (i) empirical models often USLE (Wischmeier – Smith, 1978) or RUSLE (Renard et al., 1991) based and (ii) physically based models. Parameterisation of the emperical models based on measurements often at standardised field plots in accordance with the estimation of USLE factors or on datasets from rainfall simulators (Davidova et al., 2016). Physically based models have for their goal to create a mathematical description of process. Hydrological and hydraulical equations for watter balance and moving are base of approach. The models principally describe the processes of precipitation, infiltration, evapotranspiration, surface runoff, influence of vegetation. Loading, trasportation and sedimentation processes are in interconnection with surface water processes. Interconnections of precipitation, runoff, infiltration and soil erosion have become very important topics. A wide group of the models can be represented by WEPP (Laflen et al., 1997), KINEROS (Woolhiser et al., 1989), EROSION 2D/3D (Schindewolf – Schmidt, 2012) and model SMODERP that is object of this this article.

1 Materiál a metody

Úvodní část je věnována historickému pozadí a vývoji modelu SMODERP. Odvození parametrů o kterých se hovoří v kapitole 1.1 jsou podrobně popsány v kapitole 1.2. Použité fyzikální vztahy jsou popsány v kapitole 1.3. SOučasná verze modelu z hlediska zpracování vstupních dat, výpočtu a uváděných výstupů je pak v kapitole 1.4.

1.1 SMODERP - historický vývoj

Profilové verze - SMODERP 1D

Vývoj modelu je možné rozdělit do dvou základní etap. V té první se jednalo o vývoj jednorozměrného modelu, tzv. profilové verze. V druhé pak o rozvoj prostorového řešení (2D).

1986 - 1996

První měření vedoucí ke odvození modelu bylo provedeno na sklopném hydraulickém žlabu (Holy, 1984). Na základě těchto měření byl stanoven vztah pro výpočet průtoku na základě výšky hladiny. První verze modelu byla vyvinuta v roce 1989. Zahrnovala v sobě procesy ovlivňující povrchový odtok a erozi. V zásadě to byly dva oddělené submodely (i) submodel pro výpočet přípustné délky a (ii) submodel pro výpočet odtokových charakteristik. Model pracoval v charakteristických profilech zadávaných formou vodorovné vzdálenosti v konstantní odlehlosti vrstevnic. Počet takto definovaných úseků byl omezen na deset. Časový krok modelu byl fixní 0,2 minuty.

Fyzikální popis proudění vody byl postaven na modifikované kinematické rovnici pro plošný odtok $MKWA$ ve tvaru:

$$q = a \cdot h^b$$

Z měření bylo odvozeno že parametr a je funkcí sklonu zatímco parametr b je pouze funkcí půdního typu. Parametry byly odvozeny pouze pro tři půdní druhy, což odpovídalo tehdejší taxonomii půd.

2001 - 2006

Tato verze byla aktualizována v roce 2001 pod označením verze 2.20. Především šlo o vylepšení uživatelského rozhraní. V roce 2001 byla také vytvořena zkušební verze 3.55, ve které byl zahrnut kromě simulace erozní ohroženosti i výpočet odtokových charakteristik. Tato verze byla v roce 2003 aktualizována zcela funkční verzí 4.01. Poslední verzí, která přímo vychází a navazuje na předchozí verze, má označení 5.1 a vznikla v roce 2010. Z výpočtu byl kvůli nedostatku dat pro verifikaci vyřazen výpočet ztráty půdy. Vedle základních odtokových charakteristik jsou uváděny také další charakteristiky (maximální výška hladiny,

rychlost proudění a doba kulminace). Tato verze je přechodem mezi navazující verze. Ve verzích 2.20 až 5.1 nebylo nijak zasahováno do výpočetních procesů v modelu.

2010 - 2012

Nová verze modelu SMODERP s označením 10.01, byla naprogramována v programovacím jazyku Visual FoxPro. Model verze 10.01 je také fyzikálně založený epizodní jednorozměrný model. Nejedná se již o model částečně dělný, ale o model plně distribuovaný . Dále jsou do modelu zahrnuty rekalirované odtokové parametry. V modelu jsou zachovány dříve ověřené fyzikální vztahy. Do verze 10.01 byly zahrnuty následující změny:

- upuštění od výpočtu ztráty půdy,
- nově určené odtokové parametry pro jednotlivé kategorie půdních druhů podle Nováka Němeček et al. (2011),
- v modelu je možné zadávat libovolně dlouhé na vrstevnicích nezávislé části svahu,
- model bude pracovat v jednotlivých elementech, jejich velikost bude dána zvoleným charakterem řešeného profilu. Jedná se o zásadní přechod mezi semidistribuívaným a distribuovaným přístupem,
- určení přerušení svahu.

Prostorové řešení - SMODERP 2D

Od roku 2012 je vyvíjeno prostorové řešení výpočtu povrchového odtoku. V návaznosti na rozvoj *GIS* software a výpočetní techniky vůbec je dalším logickým krokem vytvořit prostorově distribuovaný model. Myšlenku tohoto dalšího rozvoje modelu stanovil Kavka (2011). Základními úlohami a otázkami v řešení modelu bylo:

- je možné zjednodušující předpoklady zahrnuté do výpočtu profilové metody aplikovat do prostorově děleného modelu,
- pro výpočet v jednotlivých buňkách rastru je třeba do dvourozměrného modelu zahrnout algoritmus odtoku resp. přítoku mezi jednotlivými buňkami rastru,
- do modelu zavést dynamický výpočtový krok a zajistit numerickou stabilitu výpočtu,
- zavedení výpočtu soustředěného odtoku v rýhách, které profilová metoda nijak nezohledňovala,
- ověřit dostupnost vstupních dat pro prostorové řešení a zajistit jejich zpracování do 2D verze.

Zvolené řešení bylo postavené na platformě ESRI GIS. Která používá jako svůj nativní skriptovací jazyk Python. Knihovny ESRI ArcGIS jsou využívány na zpracování vstupních dat a pro finalizaci geoprostorých výstupů. Vstupní data o vegetaci, půdě, DMT a srážce jsou převedeny do rastrové reprezentace v pravidelné mřížce odpovídající DMT. Po zpracování vstupních dat a jejich převedení na rastrovou reprezentaci jsou převedeny do matic a vlastní výpočet již běží nezávisle na platformě ArcGIS. Dynamický časový krok a zároveň zajištění stability výpočtu bylo ve výpočtu vyřešeno pomocí **cour!** (**cour!**). Prostorová mřížka výpočtu je neměnná, výpočetní časový krok Δt se v modelu mění úměrně vypočtené rychlosti. Vzájemné vazby mezi buňkami byli nejprve řešeny pomocí ArcGIS nativního výpočtu jednosměrného odtoku. Později byla do modelu implementována metoda vícesměrného odtoku. Soustředěný odtok v rýhách byl do modelu zaveden jako oddělený podproces, který je spouštěn v buňkách, kde dojde k překročení kritického proudění vody a dochází tak k vymílání půdních částic.

do diskuse dát

- jiné platformy
- jádra

Detailněji je postup výpočtu 2D verze modelu uveden v kapitole 1.4.

1.2 Experimentální měření

Experimentální měření a z něj vycházející vztahy pro výpočet plošného odtoku je možné rozdělit do tří etap. První je odvození základních parametrů na sklopném hydraulickém žlabu, které bylo prováděno simulací již vzniklého odtoku. Druhou fází pak měření laboratorním dešťovým simulátorem. A ověření výsledků pak bylo provedeno na datech z terénních měření a z experimentálních ploch a nebo pomocí polního dešťového simulátoru.

1.2.1 Měření na sklopném hydraulickém žlabu

Původní ovození odtokových parametrů MKWA byly stanoveny na základě vyhodnocení měření průtoků a výšek hladin na sklopném žlabu. Měření byla prováděna v Brně v roce 1984 Holy (1984). Systém spočíval v měření výšky hladiny proudící vody ve žlabu s různými druhy půd, které byly nanášeny v tenké vrstvě na jeho dno a to při různých průtocích a sklonech. Díky tenké vrstvě půdy bylo možné uvažovat povrch bez vlivu infiltrace. Takto bylo provedeno měření na hladkém povrchu (plexisklo) a na třech typech půd (lehké, střední a těžké). Cílem měření bylo stanovit parametry vztahu mezi průtokem a výškou hladiny pro plošný povrchový odtok. Tyto parametry byly určeny na čtyřech površích. Povrchem byla:

- lehká půda (částice jemného písku do velikosti 0,01 mm),

- středně těžká půda (vzorek odebrán ve Velkých Žernosekách),
- těžká půda (jílovité částice - spraš),
- plexisklo (referenční povrch bez vzorku půdy).

Středně těžká půda, která byla odebrána z experimentálních ploch ve Velkých Žernosekách, obsahuje průměrně 22 % zrn první kategorie, lze ji zatřídit jako hlinitopísčitou půdu. Půdy těžká a lehká byly vytvořeny uměle a obsahovaly pouze zrna dané kategorie. Průměrně lze těžké půdy zařadit podle Novákovy klasifikace jako jílovité půdy s průměrným obsahem jílnatých částic 75 %. Lehkou půdu pak lze podle Novákovy klasifikace zatřídit jako písčitou s uvažovaným množstvím zrn první kategorie 10. Prvním krokem při posuzování funkčnosti modelu bylo nejprve zopakováno a ověřeno vyhodnocení výsledků měření na sklopném hydraulickém žlabu Holy (1984). Vyhodnocení jednotlivých měření uvádí tabulka (viz Tabulka 10). Hlavním důvodem bylo ověřování ověření použitých jednotek. Původní statistické vyhodnocení bylo provedeno v jiných jednotkách, než ve byl napsán zdrojový kód.

Tabulka 1: Original and corrected parameters for MKWA based on hydraulic trough

Půdní druh		b	X	Y
Písčitá	původní	1.8415	24.11	0.4869
	zpřesněné	1.8614	25.47	0.4913
Hlinitá	původní	1.748	28.64	0.541
	zpřesněné	1.7362	29.46	0.5519
Jílovitá	původní	1.5847	45.62	0.5614
	zpřesněné	1.5847	47.52	0.5614
Plexisklo	původní	1.6038	51.11	0.5471
	zpřesněné	1.5928	49.81	0.5431

Ze srovnání vyplývá, že rozdíly hodnot jsou relativně malé. Tyto rozdíly jsou pravděpodobně způsobeny výpočtovými možnostmi nebo nutným zaokrouhlením. Pro další vývoj byly použity zpřesněné hodnoty. Výsledky na hladkém povrchu je možné považovat za limitní a pro běžné půdy nepřekročitelné. Při porovnání mezi hladkým povrchem a jílem je patrné, že rozdíl není nijak významný, což je dáno velikostí jílových zrn.

1.2.2 Laboratorní dešťový simulátor

Laboratorní dešťový simulátor (LabDS) byl konstruován od roku 1999 do roku 2002 a od té doby bylo provedeno přes dvěstěpadesát experimentů zemědělské půdy vystavený extrémním srážkovým událostem. Jedná se o tryskový dešťový simulátor typu *Norton Ladder Rainfall Simulator* Norton – Savabi (2010) s kyvnými tryskami VeeJet s pádovou výškou kapky 2,43 m a průměrem kapky 2,3 mm. Zařízení umožňuje pro každou simulaci nastavit odlišné podmínky simulace, které se mohou lišit podélným sklonem půdního povrchu v rozmezí 0°–8°, intenzitou simulovaného deště v rozmezí 20–60 mm/hod. Plocha

půdního vzorku je 4 x 0,9 m a hloubky 15 cm, přičemž dalších 5 cm tvoří spodní drenážní vrstva písku oddělená speciální mřížkou proti vyplavování sedimentu do spodního horizontu. Půdní vzorek je standartě proseta přes síta s velikostí ok 20x20 mm, aby došlo k odstranění rostlinných zbytků a větších frakcí. Po naplnění erozního kontejneru se půdní vzorek před začátkem simulací ponechává v klidu po dobu cca 4-6 týdnů, aby došlo k rovnoměrné konsolidaci celého vzorku.

Tabulka 2: Přehled měření na laboratorním dešťovém simulátoru 2002 - 2016

	název / lokalita	rok	počet exp.	půdní druh
1	Horoměřice	2002/4	25	jílovitohlinitá
2	Třebsín I	2004/6	22	písčitohlinitá
3	Neustupov	2006/7	14	hlinitopísčitá
4	Klapý	2007/8	25	jílovitohlinitá
5	Třebsín II	2008/9	28	písčitohlinitá
6	Třebešice I	2009/10	27	hlinito-písčitá
7	Třebešice II	2010/11	36	písčito-hlinitá
8	Nučice	2011/12	35	hlinitá
9	Všetaty I	2012/13	24	hlinitá
10	Všetaty II	2013/14	17	hlinitá
11	Třebešice III	2014/15	22	písčito-hlinitá
12	Nové Strašecí	2015/16	20	hlinitá

Při simulacích trvajících nejčastěji 60 minut se sleduje a zaznamenává průběh a rychlost povrchového odtoku, ze kterého se následně získává i průběh půdního smyvu, respektive celková ztráty půdy. Dalšími veličinami, které se zaznamenávají, jsou vlhkost půdního vzorku na začátku a konci simulace a kontrolní intenzity simulovaného deště po skončení měření [1]. Z hlediska objemu testovaných půdních vzorků se jedná o kvádr velikosti 4 x 0,9 m a hloubky 15 cm, přičemž dalších 5 cm tvoří spodní drenážní vrstva písku. Před naplněním kontejneru je půda navíc proseta přes síta s velikostí ok 20 x 20 mm, aby došlo k odstranění rostlinných zbytků a větších frakcí kameniva. Po naplnění erozního kontejneru se půdní vzorek před začátkem simulací ponechává v klidu po dobu cca 4-6 týdnů, aby došlo k rovnoměrné konsolidaci celého vzorku.

První kalibrace a následná validace odtokových parametrů byla provedena na výsledcích jednotlivých měření na laboratorním dešťovém simulátoru z let 2002 až 2008 (Kavka, 2011). Pro vlastní kalibraci a optimalizaci odtokových parametrů byl vytvořen model *SmoderpMSE* Excel a primárně byl určen pro jeden úsek svahu s konstantním sklonem a pro srážku s konstantní intenzitou.

Samotná kalibrace odtokových parametrů na základně naměřených hodnot probíhá ve dvou krocích. Nejprve byly určeny krajní hodnoty nasycené hydraulické vodivosti pro danou půdu vycházející z pedologického průzkumu. K těmto hodnotám byly přiřazeny hodnoty sorptivity. V těchto mezích jsou hledány hodnoty K a S tak, aby mezi měřenými a vypočtenými hodnotami byla maximální shoda. K nalezení optimálního řešení je používána metoda metody nejmenších čtverců. V dalším kroku je podobným způsobem pomocí

lineární regrese metodou vyhodnocení povrchový odtok. Měněnými parametry v tomto kroku řešitele jsou parametry rovnice *MKWA*.

Výše popsaný postup byl aplikován na reprezentativní výběr měření z jednotlivých sad měření na různých půdách. Počet měření jednotlivých sad a počet z nich vybraných měření uvádí následující tabulka.

Tabulka 3: Přehled experimentů použitých pro kalibraci odtokových parametrů

Půdní druh	Lokalita	Propustnost	Obsah zrn první kategorie	Počet měření	Počet měření použitých pro kalibraci
Jílovitohlinitá	Horoměřice	velmi nepropustná	54	25	9
Písčitohlinitá	Třebsín I	propustná	29	21	9
Hlinitopísčitá	Neustupov	málo propustná	17	15	8
Jílovitohlinitá	Klapý	velmi nepropustná	54	16	6
Písčitohlinitá	Třebsín II	propustná	29	30	8

U parametrů b , X bylo dostačující použití lineární regrese. Proložení složitější křivky nepřineslo výrazně těsnější vztah porovnáním hodnoty koeficientu determinace (R^2). Pro parametr b se R^2 rovná 0,87, pro parametr X se rovná 0,93. Pro parametr Y byl zvolen mocninný trend regresní křivky výsledným $R^2 = 0,83$.

Tabulka 4: Recalibrated parameters (Kavka, 2011)

soil type	Runoff parameters		
	b	X	Y
sand	1.8165	23.3	0.4981
loamy sand	1.7925	26.03	0.5202
sandy loam	1.7685	28.75	0.5308
loam	1.7385	32.16	0.5394
clay loam	1.7025	36.26	0.5467
clayey	1.6665	40.35	0.5521
clay	1.6185	45.8	0.5578

V rámci zpětného porovnání s dřívějšími verzemi bylo provedeno porovnání celkových výsledků pro čtyři verze modelu IV. I/11 – 96, 4.01, 5.01, 10.01 na svahu o délce 120 m se sklonem 6%. U varianty modelu 10.01 byl upraven výpočet nejprve tak, aby se délka elementu rovnala délce celého svahu a výpočet probíhal stejně jako v předchozích verzích na svahu nerozděleném na elementy. Pak byl svah spočten pro variantu jednoduchý svah (délka elementu 10 m) a pro variantu násep (délka elementu 1 m).

Prostorová varianta modelu s podporou GIS aplikací začala být vyvíjena již v roce 2012 a jejím vývoji se pokračuje do teď. Nic méně, první problém, který se ukázal být zásadní byly nestandardní jednotky použité při kalibraci parametrů b , X , Y rovnice *MKWA*. Tyto nelineární a statisticky odvozené parametry nebylo možné jednoduše použít a bylo nutné přepočítat všechny vstupní hodnoty na jednotky SI a zopakovat kalibrační postup. Parametr b zůstal po kalibraci zachován původní na rozdíl od parametrů X , Y . Nová

Tabulka 5: Porovnání výstupů verzí modelu 1996 až 2010

Id.	Celk. objem [m^3]	Max průtok [$lsm^{-1}m^{-1}$]	Max. výška hladiny [mm]	Max rychlost [ms^{-1}]
IV. I/11 – 96 120_1	2.3	0.569	11.9	0.235
IV. I/11 – 96 120_6	2.4	0.648	13.1	0.249
4.01 120_1	2.3	0.44	N/A	N/A
4.01 120_6	2.32	0.51	N/A	N/A
5.01 120_1	2.2	1.6494	8.83	0.19
5.01 120_6	2.29	2.2636	10.6	0.21
10.01 120_1	2.06	2.04	10.24	0.199
10.01 char 1	2.315	3.1	13.05	0.239
10.01 char 3	2.347	3.42	13.77	0.248

kalibrace byla provedena na rozšířeném setu dat z dešťového simulátoru až do roku 2011. A pro verifikaci byla prvně využita data z terénních simulací pomocí dešťového simulátoru (Kavka et al., 2015). Parametry odpovídající jednotkám SI jsou uvedeny v tabulce 6.

Tabulka 6: Recalibrated parameters to SI (Neumann – Kavka, 2015)

soil type	Runoff parameters		
	b	X	Y
sand	1.8165	8.8133	0.3661
loamy sand	1.7925	9.2043	0.4622
sandy loam	1.7685	9.5953	0.5150
loamy	1.7385	10.0841	0.5613
clay loam	1.7025	10.6706	0.6028
clayey	1.6665	11.2571	0.6358
clay	1.6185	12.0391	0.6717

Tyto parametry byly využity při stavbě prostorového řešení modelu Smoderp2D.

1.3 Pužité vztahy a jejich odvození

V modelu jsou použity zjednodušené vztahy pro základní bilance a výpočet jednotlivých složek odtoku: infiltrovaného množství Inf , efektivní srážky ES a odtoklého množství O_{tot} . Proudění vody je rozděleno na výpočet odtoku plošného a odtoku v rýhách.

1.3.1 Plošný povrchový odtok

Základní odvození vztahů povrchových procesů v modelu SMODERP vychází z rovnice kontinuity a rovnice pohybové na základě kinematického principu s využitím experimen-

tálních měření. Základní bilanční rovnice lze zapsat ve tvaru

$$\frac{dS}{dt} = I_{tot} - O_{tot}, \quad (1)$$

kde $\frac{dS}{dt}$ je změna zásoby [m^3/s],
 I_{tot} je celkový přítok za čas [m^3/s],
 O_{tot} je odtokové množství za čas [m^3/s].

Podle složek povrchového odtoku lze I_{tot} a O_{tot} rovnici 1 rozepsat takto podle složek povrchového odtoku použitých v modelu SMODERP

$$I_{tot} = ES + O^{in},$$

$$O_{tot} = Inf + O^{out},$$

kde O^{in} je objem přítoku ze sousední buňky za čas [m^3/s],
 O^{out} je objem odtoku z buňky za čas [m^3/s],
 ES je efektivní srážka [m^3/s],
 Inf je infiltrované množství [m^3/s].

Bilanční rovnici pro každou buňku i v čase t lze rozepsat jako

$$\frac{dS}{dt} = ES_{i,t} + \sum_j^m O_{j,t-1}^{in} - Inf_{i,t} - O_{i,t-1}^{out}, \quad (2)$$

kde m jsou buňky, odkud vtéká voda do buňky i .

Toto m se liší podle použitého odtokového algoritmu jednosměrného *D8* nebo vícesměrného *mfda* (*multi-flow direction algorithm*). Objem srážky ES a infiltrované množství Inf lze určit přímo při výpočtu časového kroku t . Přitekklé a oteklé množství vody O^{in} a O^{out} z časového kroku $t - 1$ (což odpovídá explicitnímu řešení časové derivace).

Při samotném řešení se v modlu SMODERP operuje s veličinami ve výškových jednotkách. Pokud celou rovnici 2 podělíme velikostí buňky P a vyjádříme časovou derivaci jako diferenci ($\frac{dh^{sur}_{i,t}}{dt} \approx \frac{h^{sur}_{i,t} - h^{sur}_{i,t-1}}{\Delta t}$), vypadá rovnice 2 následovně:

$$h^{sur}_{i,t} = h^{sur}_{i,t-1} + \Delta t \left(es_{i,t} + \sum_j^m o_{j,t-1}^{in} - inf_{i,t} - o_{i,t-1}^{out} \right), \quad (3)$$

kde h^{sur} je výška hladiny na povrchu [m],
 es je intenzita srážky [m/s],
 inf je intenzita infiltrace [m/s],
 o^{in} je výška vtoku za čas [m/s],
 o^{out} je výška odtoku z buňky za čas [m/s].

V následujícím textu jsou popsány jednotlivé členy za pravé straně rovnice 3.

Efektivní srážka es

Srážka je příčinou celého erozního procesu. Vzhledem k tomu, že se jedná o epizodní model je srážka zadávána v podobě konkrétní nebo návrhové srážky, která začíná s prvním časovým krokem výpočtu. Model počítá s vlivem intercepce, tedy že určitá část srážky bude zachycena rostlinami díky potenciální intercepce I_{POT} . Míra zachycení v každém výpočtovém čase je definována pomocí poměrné plochy listové I_{LAI} například ?.

Označme množství srážky který dopadá na povrch půdy i plodiny během Δt potenciální srážkou PS . Část PS , která zůstane v časovém kroku na rostlinách se dá vyjádřit jako násobek srážky PS a I_{LAI} ,

$$PS I_{LAI}$$

Z tohoto vztahu vyplývá, že množství které propadne povrchem listů je

$$PS(1 - I_{LAI}).$$

V modelu je rovněž zahrnuta intercepční kapacita I_{POT} , která se plní na začátku běhu modelu. Výsledná intenzita efektivní srážky v čase t je par určena jako

$$es_t = MAX(0; \sum_{\bar{t}=t_{init}}^t (PS_{\bar{t}}(1 - I_{LAI})) - I_{POT}))/\Delta t,$$

kde PS je potenciální srážka $[m]$,
 I_{LAI} je poměrná plocha listová,
 I_{POT} je potencionální intercepce a
 $\sum_{\bar{t}=t_{init}}^t$ vyjadřuje množství srážky které propadlo
povrchem listů plodiny od počátečního času t_{init} do času t .

Intenzita infiltrace inf

V modelu je použita v současné době rovnice infiltrace podle Philipa (Philip, 1957) v následujícím tvaru (pro příslušnou buňku i):

$$inf = \frac{1}{2} S_i t^{-1/2} + K_i. \quad (4)$$

kde inf je intenzita infiltrace $[m/s]$,
 S_i je sorptivita půdy $[m\sqrt{s}]$ a
 K_i je nasycená hydraulická vodivost v buňce i $[m/s]$.

Philipova rovnice byla zvolena především z důvodu relativně malého počtu nutných vstupních parametrů. tato zjednodušená rovnice má dva hlavní členy nasycenou hydraulickou vodivost K a sorbtivitu S_i . Autoři modelu si byli vědomi omezení použití Philipovy rovnice vyplývající z podmínek, za kterých byla odvozena. Možné odchylky způsobené volbou této rovnice odpovídají odchylkám v heterogenitě půdy a kvalitě ostatních vstupů,

na jejichž základě model pracuje. Čas t ve vztahu 4 je čas od začátku srážky, který by měl být v epizodním modelu totožný s počátečním časem výpočtu. Tato nezbytná podmínka by měla být brána v potaz při přípravě vstupních dat.

V případě, že je infiltrace větší než srážka tak veškerá voda infiltruje do půdy a nedochází k povrchovému odtoku (@@@jj to je možná tak triviální, že netřeba psát..).

Plošný odtok o^{in}, o^{out}

Rovnice plošného odtoku vychází z kinematického přístupu k řešení pohybové rovnice,

$$q_{sur} = ah^{sur}b,$$

kde q_{sur} je specifický plošný průtok [m^2/s],
 a je parametr MKWA ($a = XI^Y$) a
 b je parametr MKWA.

Parametry a a b respektive X a Y jsou odvozeny na základě měření, viz kapitola 1.2. Z vyhodnocení vyplývá, že parametr b je závislý pouze na půdním druhu. Parametr a je závislý nejen na půdním druhu, ale také na sklonu svahu. Odteklá resp. přítelká výška je pak dopočítána jako

$$o^{out}(resp. o^{in}) = \frac{\Delta x}{P} q_{sur}$$

kde Δx je prostorový krok [m] a
 P je plocha buňky [m^3].

ověřit sklon v%

Odvozené veličiny

Z vypočteného průtoku, velikosti řešeného elementu a délky časového lze dopočítat objem odtoku

$$V_{out} = \Delta t q_{sur},$$

kde V_{out} je objem odtelkého [m^3].

Pro posouzení erozní ohroženosti a pro výpočet vzniku rýh je v každém elementu vypočítávána rychlost a tečné napětí. Za předpokladu, že se jedná o proudění vody o malé hloubce, lze rychlost proudění odvodit ze specifického průtoku a výšky hladiny:

$$v_{sur} = \frac{q_{sur}}{h_{sur}}, \quad (5)$$

kde v_{sur} je rychlost proudění - plošný odtok [m/s].

Tečné napětí dále využívané v modelu pak uvažuje výpočet tak, jak jej uvádí například (Schwab, 1993)

$$\tau = \rho g h^{sur} IK, \quad (6)$$

kde τ je tečné napětí $[Pa]$,
 ρ je tíhové zrychlení @@@jj není to hustota? zrychlení má jiné jednotky $[ms^{-1}]$,
 g je gravitační zrychlení $[m/s^2]$,
 I je sklon [@@@jj procenta nebo stupně] a
 K je součinitel šířky (pro plošný odtok $K = 1$).

Vypočítaná rychlost a tečné napětí jsou v případě posuzování erozní ohroženosti porovnávány s limitními hodnotami krajních nevymílajících rychlostí a tečných napětí pro jednotlivé půdní druhy v závislosti na druhu vegetace (Dýrová E., 1984) a jsou uvedeny v tabulce ???. V literatuře se setkáme i s odlišnými hodnotami. Například M. A. Velikanov stanovil krajní nevymílající rychlost pro půdy 0,24 m/s (Cabík, 1963), což je hodnota nižší, než kterou stanovila E. Dýrová.

1.3.2 Soustředěný odtok v rýhách

Výpočet soustředěného odtoku v rýhách implementovaný do modelu SMODERP vychází z několika předpokladů:

1. Zavedení stejných zjednodušujících předpokladů výpočtu proudění obdobně jako v případě výpočtu plošného odtoku, přesto že se nejedná o výpočet proudění o zanedbatelně malé hloubce. Předpokladem je, že se v jednotlivých elementech v relativně malých časových krocích jedná o rovnoměrné ustálené proudění. Při rovnoměrném proudění se předpokládá sklon dna I rovný sklonu hladiny vody v rýze a shodná drsnost v celé délce elementu. Průtok v rýze je vyjádřen použitím Chézyho rovnice v mannigově tvaru:

$$q_{rill} = v_{rill} A = A \frac{1}{n} R_{rill}^{2/3} I^{1/2}, \quad (7)$$

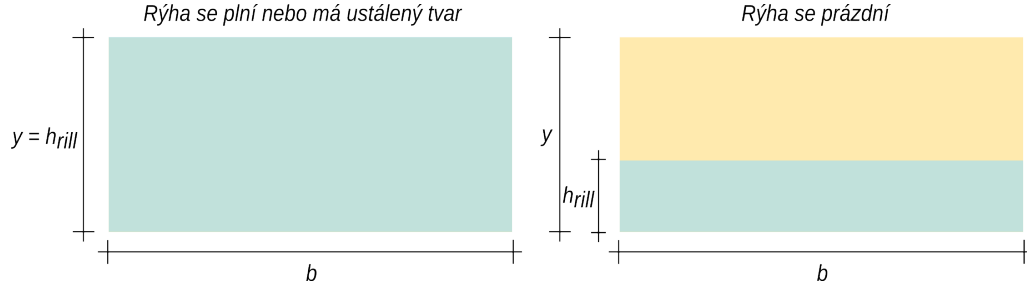
kde q_{rill} je průtok v rýhách $[m^3/s]$,
 v_{rill} je rychlost proudění - rýhový odtok $[m/s]$,
 A je průtočná plocha $[m^2]$,
 n je mannigův součinitel drsnosti a
 R_{rill} je hydraulický poloměr v rýze $[m]$.

2. Soustředěný odtok vniká v elementech, kde dojde k překročení kritické hladiny h^{crit} , která je spočtena pro každý element na základě hodnot kritického tečného napětí 6 nebo rychlostí 5. Objem vzniklé rýhy odpovídá nadkritickému množství vody V_{rill} .

$$V_{rill} = V_{tot} - V_{crit} = MAX(0; h^{sur} - h^{crit})P$$

kde V_{rill} je objem vody v rýze v daném elementu $[m^3]$,
 V_{tot} je celkový objem vody v elementu $[m^3]$,
 V_{crit} je objem vody do kritické hladiny $[m^3]$ a
 h^{crit} je kritická hloubka $[m]$.

3. Další z důležitých zjednodušení je tvar příčného profilu rýhy, který je v modelu reprezentován obdélníkem, s pevným poměrem stran $rill_{ratio}$ = výška/šířka rýhy. Velikost



Obrázek 1: Tvar rýhy a výška vodní hladiny při plnění rýhy či ustálení proudění (napravo), tvar rýhy při jejím prázdnění (nalevo)

rýhy se zvětšuje pokud je nadkritické množství V_{rill} větší než objem samotné rýhy. Pak se výška rýhy rovná výšce vodní hladiny v rýze (vlevo na obrázku 1). Pokud začne být nadkritické množství V_{rill} menší než je velikost rýhy, začne se rýha prázdnit, velikost rýhy však zůstává konstantní (vpravo na obrázku 1). Hydraulický poloměr rýhy lze určit podle následujícího vztahu

$$R_{rill} = \frac{A}{O} = \frac{h^{rill} b_{rill}}{b_{rill} + 2h^{rill}} = \frac{b_{rill}^2 rill_{ratio}}{b_{rill}(rill_{ratio} + 2)}$$

kde b_{rill} je šířka rýhy $[m]$,
 O je omočený obvod $[m]$ a
 $rill_{ratio}$ je parametr tvaru rýhy $[-]$.

Celková bilance

Pokud dojde k vzniku rýh, přičtou se do celkové bilance 3 další dva členy vyjadřující přítok a odtok v rýhách. Rovnice 3 vypadá následovně

$$h^{sur}_{i,t} = h^{sur}_{i,t-1} + \Delta t \left(es_{i,t} + \sum_j^m o_{j,t-1}^{in} - inf_{i,t} - o_{i,t-1}^{out} + \sum_k^n o_{rillk,t-1}^{in} - o_{rilli,t-1}^{out} \right), \quad (8)$$

kde o_{rill}^{in} je výška vtoku v rýze za čas $[m/s]$ a
 o_{rill}^{out} je výška odtoku v rýze za čas $[m/s]$.

n jsou buňky, odkud vtéká voda z rýh do buňky i .

n může být prázdná množina pokud není překročena kritická výška nebo no může rovnat m z rovnice 3 pokud je použit odtokový algoritmus *D8* a na všech sousedních buňkách buňky i je překročena kritická výška hladiny.

Rýhový odtok o_{rill}^{in} , o_{rill}^{out}

Výška odtoku (resp. vtoku) z rýhy do dané výpočetní buňky je vypočtena za základě Chézyho rovnice 7 takto:

$$o_{rill}^{in}(\text{resp. } o_{rill}^{out}) = \frac{q_{rill}}{b_{rill}l_{rill}}$$

kde l_{rill} je délka rýhy [m].

Poznámka nebo to dát do diskuse k článku

- Výsledný tvar blíží Maningově rovnici

$$Q = \frac{A}{1} n R_h^{2/3} S^{1/2} \quad (9)$$

- Přesněji pro tvar této rovnice pro plošný odtok, kdy se předpokládá proudění vody o malé hloubce a tvar koryta je nahrazen jeho šířkou. Rovnice má pak tvar:

$$Q = \frac{1}{n} h^{2/3} S^{1/2} \quad (10)$$

- Že může být jiná rce infiltrace.
- tvar rýhy - výzkum funkce?
- jen jedna přímá rýha

1.4 SMODERP 2D - postup výpočtu

Jak již bylo uvedeno v kapitole 1.1 současná verze modelu SMODERP je napsána v programovacím jazyce Python. Jsou od sebe oddělena část přípravy dat a samotné zpracování. Příprava dat využívá v současné době nástroje z knihoven ArcGIS. Proces samotného výpočtu již využívá pouze standardní knihovny Python, jako je knihovna **numpy**, nebo **math**, atp. Pro přehlednost je text rozdělen do třech částí, vstupní data 1.4.1, tok programu 1.4.2 a výstupy 1.4.3

1.4.1 Vstupy do modelu

Nutno dodělat

- upravit podle aktuálního stavu
- upravit a zjednotit tuto kapitolu
- propojit s tabulkama co jsou jinde v textu

- vložit sem tabulky parametrů výpočtu pokud nejsou jinde

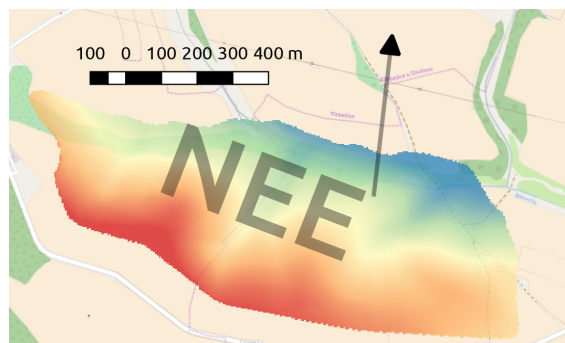
Vstupní data modelu jsou ve třech formátech: rastrová, vektorová a textová. Do modelu vstupují informace o topografii řešeného území, informace o typech půd a vegetaci, informace o srážce atd. jako základní vektorová data je zvolen formát shapefile. tento vektorový formát byl vytvořen firmou ESRI. Shapefile popisuje prvky jako body, linie nebo polygony. Každý prvek má obvykle nějaký atribut, který ho popisuje jako v tomto případě jméno, či typ půdy. V následujícím text jsou popsány náležitosti vstupních dat.

Model pracuje s následujícími vstupy (*rozlišit nutné a doporučené vstupní hodnoty*)

- digitální model terénu
- shapefile půd
- shapefile využití území
- srážkový soubor
- časový krok výpočtu a celková doba simulace
- výstupní adresář
- bodová vrstva pro generování hydrogramů
- výstupní adresář
- typ výpočtu
- volba výcesměrného odtoku
- tabulka půd a vegetace a kód pro připojení
- shapefile hydrografické sítě
- tabulka vodních toků a kód pro připojení
- volitelné formy výstupů

Digitální model terénu

Rastr digitálního modelu terénu nebo také DMT, či anglicky DTM (Digital Terrain Model) je souvislý povrch území obvykle znázorňující morfologii určité části Země. DMT rastr je složen z jednotlivých buněk. Nejčastější formou jsou buňky čtvercové, ale mohou mít i jiný tvar. Velikost buněk se liší v závislosti na velikosti zobrazovaného území. Pro účely modelu SMODERP 2D by minimální velikost buněk měla být 3 metry a výše. Optimum je však 5 metrů a více. Důležitá je i celková rozloha rastru, tedy počet buněk. Model byl testován na rastrech o velikosti od několika málo tisíc buněk. DMT jednoho z testovacích, povodí Nučice, obsahuje přes 125 tisíc buněk. Příklad DMT je ukázán na obrázku 2.



Obrázek 2: digitálního modelu terénu povodí Býkovic

Shapefile půd

V České republice se standardně používá na zemědělské půdě rozdělení půd podle zrnitosti dle Novákovi klasifikace. Půda je rozdělena podle obsahu tzv. jílových částic na půdy ?:

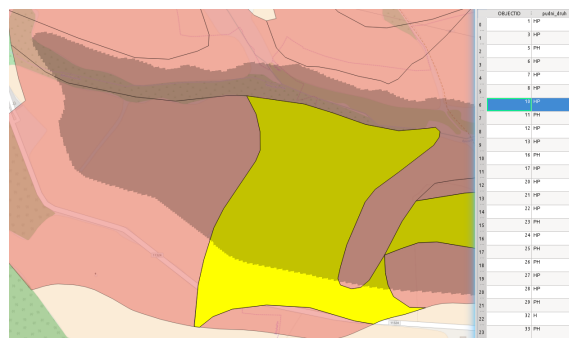
- písčité
- hlinitopísčité
- písčitohlinité
- hlinité
- jílovitohlinité
- jílovité
- jíl

Na lesních půdách je naopak využíván popis kategorií podle klasifikace USDA. Vstupní shapefile popisuje prostorové rozložení jednotlivých půdních typů na řešeném území. Pro určení charakteristik je nutné aby obsahoval atributové pole udávající identifikátor daného půdního typu. Identifikátor odkazuje na půdní charakteristiky, které jsou definované v dalších vstupech (popsáno níže). Shapefile popisující půdu je zobrazen na obrázku 3.

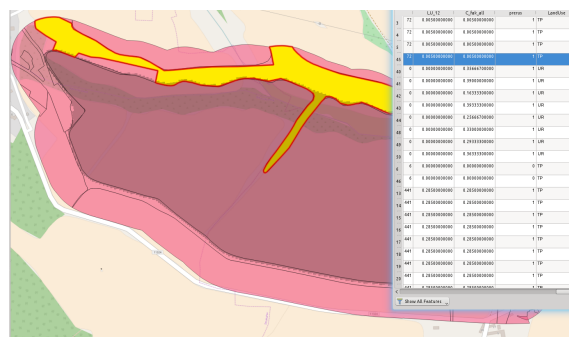
Shapefile využití území

Obdobně jako u půdních dat je vstupem vektorový shapefile popisující využití území. Mezi základní typy pro které byl model testován patří:

- atropogéní a zpevněné plochy
- holá půda bez vegetace
- les



Obrázek 3: Ukázka vektorové vrstvy, atributové tabulky a polem v atributové tabulce (pudni_druh) s identifikátorem půdního typu na vyznačeném území (HP).



Obrázek 4: Ukázka vektorové vrstvy, atributové tabulky a polem v atributové tabulce (LandUse) s identifikátorem typu vegetace na vyznačeném území (TP - travní porost).

- sad
- travní porosty
- zemědělské plodiny širokořádkové
- zemědělské plodiny úzkořádkové

Širokořádkové plodiny jsou například brambory, kukuřice, řepa, sója a slunečnice. Úzkořádkové plodiny jsou obiloviny nebo řepka. Shapefile popisující vegetaci je zobrazen na obrázku 4. Obdobně jako u půd v předchozí sekci je třeba atributovou tabulku tohoto shapefileu doplnit o identifikátor daného typu vegetace. Tento identifikátor odkazuje na charakteristiky daného vegetačního povrchu definované v dalším vstupech (popsáno níže).

Srážkový soubor

Dalším vstupem je textový soubor obsahující srážková data. Textový soubor musí vždy obsahovat dva sloupce. V levém je časový interval v minutách v pravém kumulativní úhrn za daný časový interval milimetrech. Hodnoty na obrázku 5 říkají, že za prvních 10 minut

#	cas [minuty]	uhrn [mm]
	10	3
	60	43
	70	43

Obrázek 5: Ukázka srážkových dat. V intervalu 0 - 10 minut je úhrn 3 mm, v intervalu 10 - 60 minut je úhrn 40 mm a v intervalu 60 - 70 úhrn 0 mm

běhu modelu naprší na každou buňku rastru 3 mm, v období 10 - 60 minut 40 mm a od 60. minuty je srážka 0 mm. Program soubor načte a velikost potenciální srážky *PS* závisí na velikosti aktuálního časového kroku.

Časový krok modelu

Časový krok modelu označený jako Δt je hodnota v minutách, která udává velikost počátečního časového kroku. Velikost časového kroku se mění během běhu programu, tak aby odpovídala maximální možné hodnotě, která stále vyhovuje Courantovu kritériu. Velikost časového kroku tedy závisí na rychlosti děje a na velikosti prostorového kroku (velikosti buňky DMT). Vzhledem k tomu, že rychlost odtoku v rýhách může být řádově vyšší než rychlost plošného odtoku je snaha řídit velikost časového kroku podle rychlosti plošného odtoku, kde Courantovo kritérium povoluje vyšší časový krok. Velikosti časového kroku zásadně ovlivňuje celkovou délku výpočtu. Pokud časový krok vyhovuje Courantovu kritériu v plošném odtoku, ale toku v rýhách již nikoli, začne se časový krok dělit pouze interně při výpočtu rýh. Tyto děje se probíhají při běhu programu a uživatel je nijak neovlivňuje, nicméně, je třeba si uvědomit, že při vytvoření rýhového odtoku a nutností dělit časový krok v těchto buňkách může se doba výpočtu jednoho časového kroku prodloužit.

Při zadávání počátečního časového kroku je možno zvolit hodnotu v rozmezí od 0.05 do 0.3 minuty. Stejně jako u všech ostatních číselných hodnot zadávaných do programu ArcGIS je potřeba myslet na to, že čísla s desetinnými místy musí být odděleny tečkou, nikoliv čárkou.

Délka běhu modelu

Délka běhu modelu je hodnota v minutách určující čas, do kterého se model po jednotlivých časových krocích dostane a skončí. Doporučená volba délky běhu modelu by měla být volena do 180 minut.

Povrchová retence

Povrchová retence je děj, při kterém se zachytává počáteční část srážky, která se dále neúčastní odtoku. V reálném prostředí si lze toto představit jako zachytávání srážkové vody v nerovnostech na povrchu. Pouze po naplnění těchto malých nerovností dochází k povrchovému odtoku. Hodnota závisí na hustotě půdy a její deformaci. Povrchová retence se zadává v mm. Pro veškerá testování byla povrchová retence zvolena 0.2 mm.

Bodový shapefile

Jedná se o bodovou vrstvu. V těchto bodech se budou uživatelé ukládat časové řady počítaných veličin. Tento první volitelný vstupní parametr je podrobněji popsán v části 1.4.3.

Výstupní adresář

Výstupní adresář je složka, do které se uloží veškeré výsledné rastry a výstupní textové soubory. Na začátku běhu programu se obsah tohoto adresáře celý vymaže, proto se doporučuje vždy vytvořit nový. V žádném případě nenastavujete jako výstupní adresář pracovní plochu, či jiný adresář, kde byste mohli mít uložena důležitá data!

Rýhový odtok

Tento volitelný parametr po zaškrtnutí umožní výpočet soustředěného odtoku. Soustředěný odtok je popsán v sekci 1.3.2.

Vícesměrný odtok

Parametr volby vícesměrného odtoku je volitelný. Více o tomto typu odtoku je v části ??

Úprava tabulky parametrů půdy a vegetace

Tento vstup je tabulka, na kterou se odkazují identifikátory půdního typu a typu vegetačního pokryvu v atributových tabulkách polygonových vrstev s prostorovým rozložením půd a vegetace. Tato tabulka může být do modelu vložena jako textový soubor. Na obrázku 6 je ukázán příklad takové tabulky. V prvním sloupci jsou složeny identifikátory (id) typu půd a typu vegetace. Na prvním řádku je ukázka odpovídající id půdního typu z obrázku 3 HP a id typu vegetace z obrázku 3 TP, které jsou v tabulce na obrázku 6 spojeny na HPTP. Tímto způsobem je program schopen propojit prostorové uspořádání

soilveg	k	s	n	pi	ppl	alfa	b	x	y	tau	v
HPTP	0.000016666	0.000193649	0.03	0.0	0.0	1	1.8415	9.049555	0.49375936	10.66	0.245
PPSR	0.000018666	0.000229797	0.035	0.16	0.13	1	1.8415	9.049555	0.49375936	10.66	0.245
PPUR	0.000021	0.000243998	0.04	0.3	0.2	1	1.8415	9.049555	0.49375936	10.66	0.245
PPTT	0.000023333	0.000271109	0.1	1	0.4	1	1.8415	9.049555	0.49375936	15	0.6
HPUH	0.000003666	0.000077459	0.03	0.0	0.0	1	1.748	8.8251715	0.4902104	10.66	0.245
HPSR	0.000004166	0.000015491	0.035	0.16	0.13	1	1.748	8.8251715	0.4902104	10.66	0.245
HPUR	0.000004833	0.000016783	0.04	0.3	0.2	1	1.748	8.8251715	0.4902104	10.66	0.245
HPTT	0.000005	0.00002582	0.1	1	0.4	1	1.748	8.8251715	0.4902104	18.5	0.7

Obrázek 6: Ukázka tabulky s charakteristikami půd a vegetace (některé hodnoty v tomto obrázku nejsou realistické). Význam veličin v jednotlivých sloupcích je popsán v tabulce 7.

Tabulka 7: Přehled experimentů použitých pro kalibraci odtokových parametrů

Hlavička v tabulce	Význam
k	nasycená hydraulická vodivost [ms^{-1}]
s	sorptivita půdy [$m\sqrt{s}$]
n	mannigův součinitel drsnosti
pi	potencionální intercepce
ppl	poměrná plocha listová
alpha	...
b	parametr MKWA
x	parametr MKWA
y	parametr MKWA
tau	tečné napětí [Pa]
v	...

půd a typu vegetace s příslušnými charakteristikami. Spojení identifikátorů z atributových tabulek polygonových vrstev provádí program automaticky. Uživatel musí pouze zaručit aby se identifikátory v nastavené v atributových tabulkách polygonových vrstev schodovali s identifikátory v tabulce půdních charakteristik a charakteristik vegetace.

Hlavičky druhého až posledního sloupce jsou povinné. Jejich význam je popsán v tabulce 7. Názvy v druhém až posledním sloupečku musí být zadány malými písmeny.

1.4.2 Tok programu

Program je rozdělen do několika podadresářů a souborů. Adresářová struktura s popisem nejdůležitějších adresářů a souborů je ukázána na obrázku 7. Klíčové soubory jsou `data_preparation.py`, kde je proveden *preprocessing* vstupních dat a jejich převedení do datových struktur modelu. Dalším důležitým souborem je soubor `runoff.py` a `time_step.py` kde, jde se řeší postup jednotlivými časovými kroky výpočtu. Soubory v adresáři `main_classes/` obsahují definici datových struktur jednotlivých řešených dějů a skládají dohromady metody k řešení jednotlivých dějů modelu. Tuto metody jsou pak definované v adresáři `processes/`.

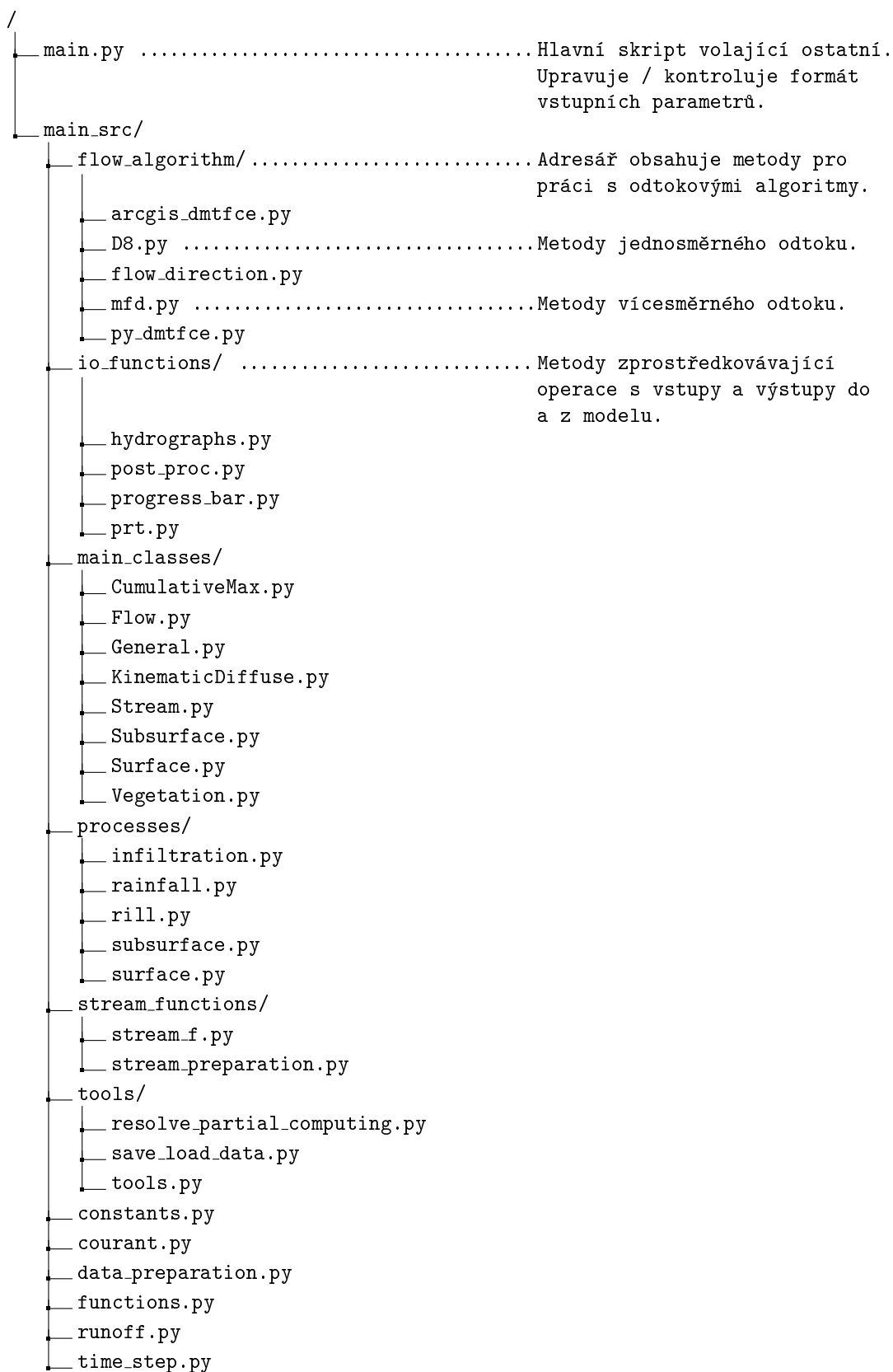
Program SMODERP je napsaný v jazyce Python. Python je často používaný GIS softwarý jako skriptovací jazyk a jsou pro ně k dispozici knihovny pro efektivní práci s

geodaty¹. Programy či skripty napsané pomocí Python jsou spustitelné v prostředí datových GIS softwarů. Současná verze modelu SMODERP používá Python 2.7.*, který je kompatibilní s ArcGIS 10.3 a 10.4.

Na obrázku 10 je zjednodušený diagram toku programu. Program řeší v každém časovém kroku rovnici 3. Pokud je překročena kritická výška a půda se začne vymílat, začne se do celkového odtoku započítávat i rýhový odtok. Bilanční rovnice je rozšířena (rovnice 8). Pokud je řešená buňka tok, načítá se celkový přítok $\sum_j^m o_{j,t-1}^{in}$ (případně $\sum_k^n o_{rillk,t-1}^{in}$) v rovnici 3 (8) do daného úseku toku, kde se odtok řeší pomocí Chezyho rovnice.

Pokud v daném časovém kroku překročí rychlost v jakékoli buňce Courantovo kritérium dojde ke zmenšení časového kroku a výpočet se v daném kroku opakuje. Pokud je Courantovo kritérium nízké, je možné časový krok zvýšit. To odpovídá kontrole a aktualizaci časového kroku v diagramu na obrázku 10. Po dosažení konečného času dojde k uložení výsledných hodnot a ukončení programu.

¹knihovna arcpy pro ArcGIS či knihovny grass.script pro GRASS GIS



Obrázek 7: soubory a adresa modelu SMODERP

Programovací jazyk Python

Python je objektově orientovaný programovací jazyk, který se může využít v mnoha oblastech vývoje softwaru. Nabízí významnou podporu k integraci s ostatními jazyky a nástroji a přichází s mnoha standardními knihovnami. Jeho použití je velice široké od programů na zpracování multimedií až po zpracování textů. Python není závislý na platformě, na které běží. Zajímavým rozšířením jazyka Python je NumPy. Je to balíček užívaný pro vědecké výpočty. Umožňuje podporu velkých, multi-dimenzionálních polí a matic, spolu s velkou knihovnou matematických funkcí pro práci s těmito poli. Pomocí tohoto balíčku bylo v programu operováno s naprostou většinou polí a matic. V současnosti (Prosinec 2013) je nejnovější verze jazyka 3.3.3. Poslední verze vývojové větve 2.x Pythonu vyšla v roce 2010 a byla to verze 2.7. Nyní všechna vylepšení jazyka už jsou dělána pro vývojovou větev 3.x. K tvorbě programu byla zvolena verze 2.6.5, která je kompatibilní s programem ArcGIS 10.0.

CFL podmínka - řešení nestability výpočtu

V předchozím verzích programu SMODERP nebyla ošetřena podmínka stability výpočtu, která vychází z explicitního řešení časové derivace. Při větších rychlostech toku či nevhodně zvolené délce časového kroku došlo k situaci, kdy z buňky oteklo více vody než v ní bylo. Situace byla nazvána přetečení. Program se ukončil a uložil se poslední úspěšný časový krok.

V současné verzi programu SMODERP 2D je tento problém vyřešen Courant-Friedrich-Lewy (*CFL*) podmínkou. Splnění této podmínky zajišťuje konvergenci explicitního řešení pokud je platí, že $CFL < 1.0$. Z obecné rovnice CFL podmínky byla odvozena a upravena podmínka pro účely modelu SMODERP 2D na následující tvar:

$$CFL = \frac{1}{0.5601} \frac{v \Delta t}{\Delta x} \quad (11)$$

kde CFL je Courant-Friedrich-Lewy podmínka,
 v je rychlost plošného či rýhového toku,
 Δt je časový krok [s] a
 Δx je prostorový krok [m].

Po dopočítání časového kroku je uložena nejvyšší hodnota CFL zjištěná z **plošného odtoku** pomocí vztahu 11. Poté se porovná s kritickou hodnotou a podle pravidel znázorněných v tabulce 8 se změní (nebo nezmění) délka časového kroku Δt . Pokud dojde ke změně Δt opakuje se výpočet v daném časovém. Do dalšího času se výpočet posune, až když je zaručena stabilita výpočtu.

Proudění v **rýhách** je zpravidla řádově rychlejší než plošný odtok. Pokud bychom v tomto případě uplatňovali stejný princip jako u plošného odtoku, časový krok by byl musel být velmi malý čímž by se prodlužoval strojový čas výpočtu. K odtoku v rýhách většinou nedochází na celém území, ale pouze v poměrně malém počtu buněk (v poměru k celé ploše

Tabulka 8: Kritéria změny časového kroku vycházející z plošného odtoku

nové	$CFL < 0.75 \vee 1.0 < CFL$	$0.75 \geq CFL \geq 1.0 \vee CFL = 0.0^*$
Δt	$= MIN(\frac{0.5601\Delta x}{v}; \Delta t_{max})$	$= \text{původní } \Delta t$

Tabulka 9: Kritéria změny faktoru *ratio* při dělení časového kroku při výpočtu rýhového odtoku

nové	$CFL_{rill} < 0.3$	$0.5 < CFL_{rill}$	$0.3 \geq CFL_{rill} \geq 0.5$ $\vee CFL_{rill} = 0.0$
<i>ratio</i>	$= MAX(ratio - 1; 1)$	$= MIN(ratio + 1; 10)$ pro <i>ratio</i> = 10	$= \text{původní } ratio$
Δt_{mult}	$= MIN((1/0.9)\Delta t_{mult}; 1)$	$= 0.9\Delta t_{mult}$	$= \text{původní } \Delta t_{mult}$
Δt		$= \Delta t \Delta t_{mult}$	

výpočetní oblasti). Proto se při výpočtu rýhového odtoku přistoupilo k lokálnímu krácení časového kroku pouze v buňkách, kde k rýhovému odtoku skutečně dojde. Časový krok v rýhách je dělen celočíselně faktorem označeným jako *ratio*. CFL číslo se proto ukládá zvlášť u plošného a zvlášť u rýhového odtoku. Ke změně časového kroku plošného odtoku dojde pokud *ratio* > 10. Časový krok plošného odtoku je pak násoben multiplikátorem Δt_{mult} , který se po každém překročení maximální CFL zmenší na 90 % své dosavadní hodnoty. Pokud je CFL příznivé multiplikátor Δt_{mult} se postupně zvětšuje vždy o 10 % na hodnoty 1. Pravidla pro změna faktoru *ratio* a multiplikátoru Δt_{mult} jsou shrnuty 9.

Obrázek 8 a 9 ukazují chování časového kroku v případě, že je řízen plošným obrázek 8 nebo rýhovým odtokem obrázek 9.

1.4.3 Výstupy z modelu

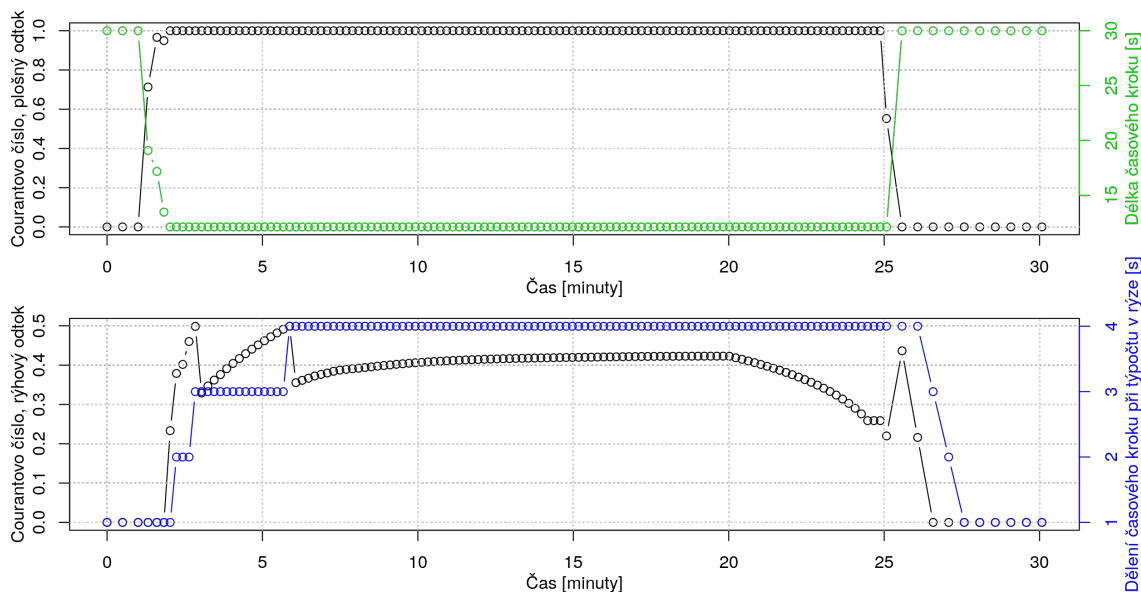
Zde dodelat

- popsat výstup mimo temp
- popsat co jsou v temp

toto je origoš z DP

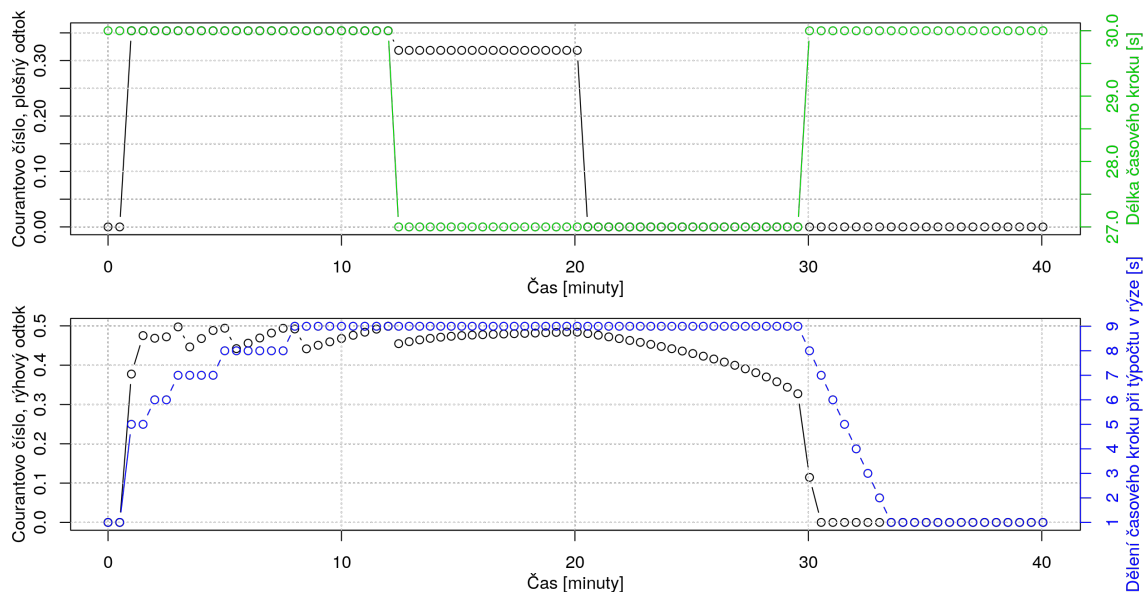
Po úspěšném ukončení modelu je do výstupního adresáře uloženo několik souborů. Každý z těchto souborů obsahuje hodnoty pro každou buňku rastru. Buňky, na kterých neprobíhal výpočet neobsahují žádné hodnoty, tedy NoData. Všechny výsledné soubory jsou uvedeny níže i s jejich anglickým pojmenováním:

- rastr maximální výšky hladiny [l] (level)
- rastr maximálního průtoku při plošném odtoku [l/s] (flow)
- rastr infiltrace [mm] (infiltration)



Obrázek 8: Časový krok řízen rychlostí plošného odtoku. CFL rychle stoupne k 1 a začne zkracovat časový krok (horní graf). Pár minut později CFL_{rill} stoupne nad 0.5, $ratio$ stoupne na 2 (dolní graf) tím začne lokálně dělit časový krok při výpočtu rýhového odtoku. $ratio$ na spodním grafu stoupne maximální na 4 a neovlivní tedy celkový časový krok (na horním grafu). Na obou grafech je vidět jak se po 25 minutě (kdy v modelu skončila srážková událost) délka časového kroku i $ratio$ vrátí na původní hodnoty.

- rastr zbytku objemu [l] (restvolume)
- rastr sumy odtoku [l] (runoffsum)
- rastr maximální rychlosti plošného odtoku [m/s] (speed)
- rastr maximálního tangenciálního napětí [Pa] (stress)
- rastr maximálního průtoku v rýze při soustředěném odtoku [l/s] (rillflow)
- rastr maximální rychlosti v rýze při soustředěném odtoku [m/s] (rillspeed)
- rastr soustředění odtoku vypočteného funkcí Flow Accumulation (mfd)
- rastr s typem půdy (soil)
- rastr s typem vegetace (vegetation)
- vektorový shapefile s vytvořenými rýhami soustředěného odtoku (rillflowline)
- textový soubor obsahující souhrn zadaných vstupních parametrů a výsledné hodnoty reálného času běhu modelu a bilance vody (final_evaluation.txt)
- textový soubor hodnot v zadaných bodech vstupní bodovou vrstvou, určený pro tvorbu hydrogramů (points_hydrographs)



Obrázek 9: Časový krok řízen rychlostí rýhového odtoku. CFL plošného odtoku nepřekročí během výpočtu hodnotu cca 0.35 (na horním grafu), proto nemá žádný vliv na velikost časového kroku. CFL_{rill} rychle vystoupí 9 krát nad kritickou hodnotu 0.5 (spodní graf, prvních 10 minut výpočtu). To způsobí nárůst $ratio$ na 9 což je maximální povolené dělení lokálního časového kroku při výpočtu rýhového odtoku. Při dalším překročení hodnot 0.3 (cca 12 minuta na dolním grafu) dojde ke zmenšení celkového časového kroku na 90 % původní hodnoty (horní graf). Na obou grafech je vidět jak se po 20 minutě (kdy v modelu skončila srážková událost) délka časového kroku i $ratio$ vrátí na původní hodnoty.

Ne vždy se vytvoří všechny tyto výstupní soubory. Záleží na zvolených vstupních parametrech. Pokud uživatel nezadá žádnou bodovou vrstvu, nevytvoří se poslední textový soubor. V případě, že uživatel nezvolí možnost soustředěného odtoku, nevytvoří se rastry a shapefile související s tímto typem odtoku. Rastr soustředění odtoku se nevytvoří při nezvolení vícesměrného odtoku. Ostatní soubory se vytvoří pokaždé.

z diplomky

Výstupy se ukládají do adresáře nazvaného output. Cestu k němu si volí uživatel v rámci vstupních dat (viz kap. 2.3.1). Model prochází stále vývojem a dotýká se to i výstupních souborů. Princip ale zůstává stejný a jedná se spíše o úpravy zdrojového kódu zajišťující lepší přehlednost a práci s kódem pro budoucí úpravy. Např. práce s vícerozměrnými maticemi a převedení všech výpočtů do základních (SI) jednotek. Výsledkem modelu jsou soubory (.shp, .rst, .txt, .dbf), které reprezentují parametry (Zajíček J., 2014): hladina Výstupem jsou hodnoty maximální výšky hladiny pro každou buňku. Jedná se tedy o rastrovou vrstvu vytvořenou porovnáváním hodnot výšek hladiny v každém časovém kroku. Uložena je nejvyšší hodnota. Výška hladiny v jednotlivých krocích je získána pomocí bilance přítoků a odtoků do buňky. průtok Výstupem jsou hodnoty maximálního průtoku pro každou buňku. Obdobně jako u hladiny jsou porovnávány hodnoty v jednotlivých krocích a uložena maximální hodnota. Hodnoty průtoku v jednotlivých časových krocích jsou vypočteny pomocí metody kinematické vlny (teorie viz kap. 1.5.2). infiltrace

Výstupem infiltrace jsou hodnoty v každé buňce, které jsou během doby běhu modelu postupně načítány až do vyčerpání infiltrační kapacity. zbytkový objem Zbytkovým objemem se rozumí objem, který v dané buňce v časovém kroku zůstal. V případě odtoku veškeré vody z rastru je rastr nulový. Matematicky je objem vyjádřen jako rozdíl celkového objemu v buňce (zbytkový objem z předchozího kroku a přítoky) a povrchového a soustředěného odtoku. odtok Výstup týkající se odtoku slouží pro konečnou bilanci (kontrolu) a testování. Jedná se o celkové množství, které z buňky oteklo za celou dobu běhu modelu. rychlost Rastr rychlostí je výstupem sloužící k určení erozní ohroženosti. Porovnávány jsou hodnoty skutečných rychlostí s limitními nevymílacími rychlostmi (viz tab. č. 3). napětí.

Obdobou je rastr tečného napětí. Slouží k určení míst potencionálně nebezpečných. Hodnoty limitních hodnot tečného napětí jsou uvedeny ve stejné tabulce jako rychlosti průtok v rýze (viz tab. č. 3).

Průtok v rýze je rastrová vrstva znázorňující maximální průtok v rýze při soustředěném odtoku. Výstup je vytvořen jen při volbě typu výpočtu s uvažováním rýhového odtoku. Rýha vznikne pouze v buňkách, kde výška hladiny překročí hladinu kritickou. rychlost v rýze Rastr obsahuje hodnoty maximální rychlosti v buňkách, kde je rýha vytvořena. Výpočet v rýhách probíhá odlišně oproti povrchovému odtoku. Jedná se o větší rychlosti, a proto na těchto buňkách probíhá výpočet za běžný časový krok 3x. V jiném případě by hrozilo, že výpočet nebude konvergovat. souhrn

Final evalution.txt je textový soubor, který obsahuje souhrn zadaných vstupů a čas běhu modelu a bilanci vody. hydrogram Point hydrographs.txt je textový soubor s hodnotami výšky hladiny, průtoky, napětí, rychlostí v bodech zadaných vstupní bodovou vrstvou. Soubor slouží k tvorbě hydrogramů v těchto bodech. Automaticky je k vrstvě přidán bod, ve kterém je hodnota flow acumulation nejvyšší. Výstupem v současnosti je i řada dalších vrstev, které slouží ale spíše k tvorbě a testování modelu a pro samotného uživatele nejsou potřebné.

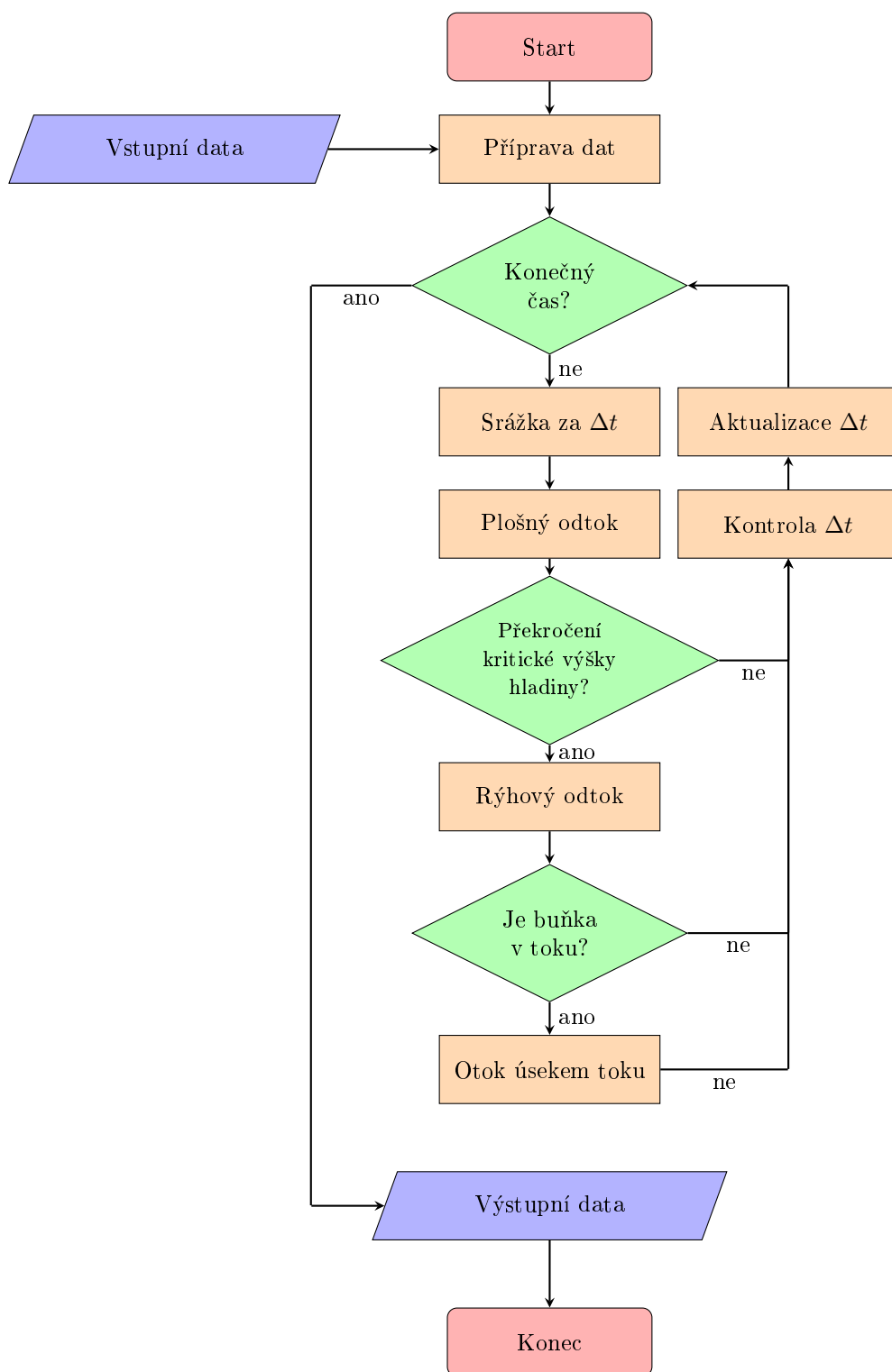
Hydrogramy

2 Výsledky

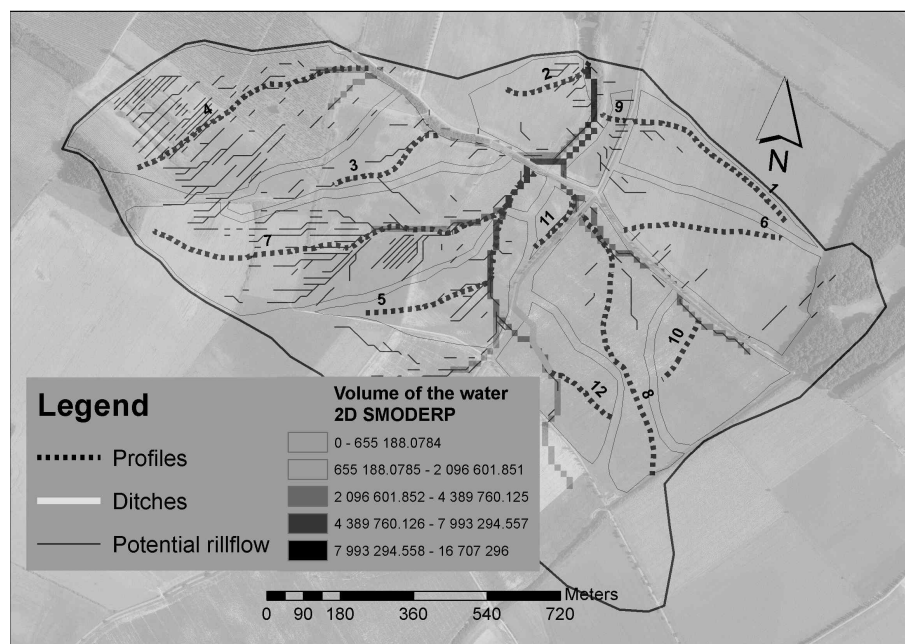
Úvodní část je věnována historickému pozadí a vývoji modelu SMODERP. Odvození parametrů o kterých se hovoří v kapitole 1.1 jsou podrobně popsány v kapitole 1.2. Použité fyzikální vztahy jsou popsány v kapitole 1.3. SOučasná verze modelu z hlediska zpracování vstupních dat, výpočtu a uváděných výstupů je pak v kapitole 1.4.

2.1 Porovnání metod 1D a 2D

1D and 2D approaches which are subject to comparison were designated by a hydrograph and runoff volume in the breach profile. The respective comparison was carried out on two locations in the Czech Republic (Hořanský stream and Býkovický catchment). A system of erosion control measures was implemented in this area. The size of the given area being subject to this research is 1.5 km^2 . For 1D model are the individual agricultural plots were distinguished by 12 different profiles.

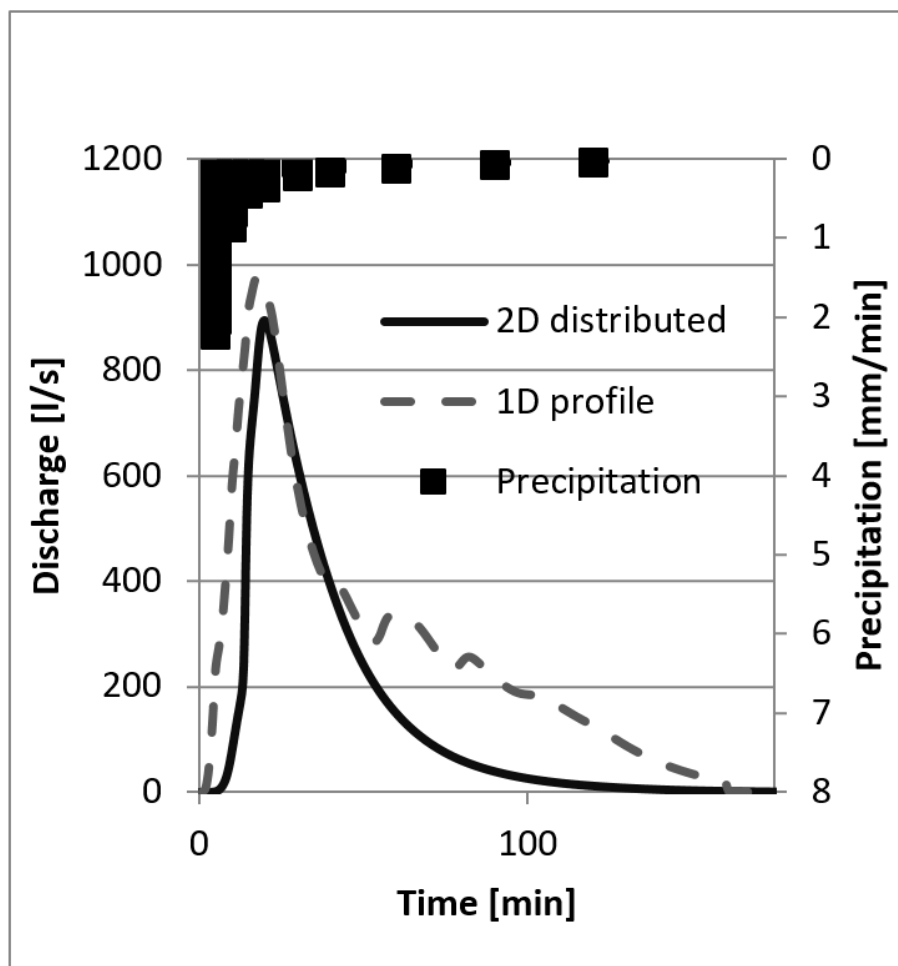


Obrázek 10: Flow chart toku programu



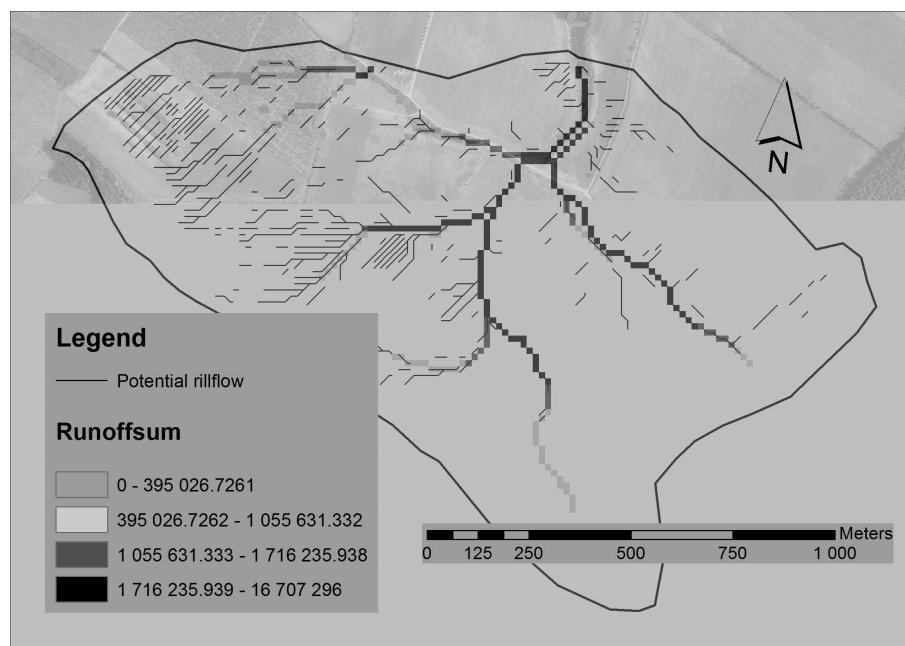
Obrázek 11: Profiles and runoff concentration - Horany

ghg

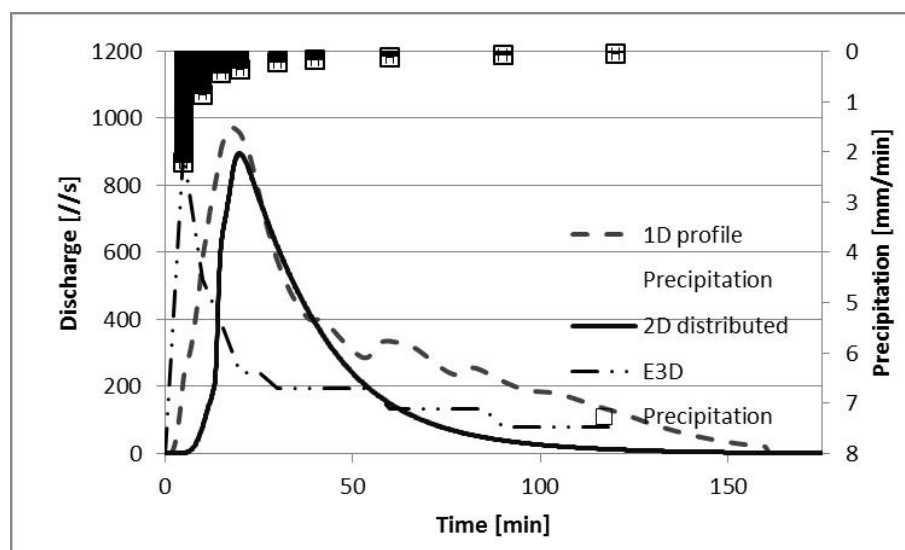


Graf 12: Hydrographs 1D and 2D Smoderp - Horany study area

The second location is formed by the independent agricultural plot situated in the Býkovický potok basin (Benešov u Prahy) with a morphologically distinctive lane of concentration runoff. Experimental measurements of erosion processes were carried out on the given plot for a considerable period of time. It is thus possible to compare the final results for the appropriate model with measured values. Six characteristic profiles were created on the given plot (size of ten acres). This number exceeds considerably the amount of profiles which were necessary for the description of the given small area. The number of profiles was appointed in order to make comparisons between 1D and 2D approaches, as well as from the reasons explaining the influence of a large number of profiles on the final characteristics. Standardized field erosion plots were installed and situated on a farmer plot in the surveyed area for monitoring the overland flow and sediment transport. The resulting cooperation between the 1D and 2D approaches was executed during the real rainstorm with measured surface runoff.



Obrázek 13: Profiles and runoff concentration - Bykovicky catchment



Graf 14: Hydrographs 1D and 2D Smoderp - Bykovicky catchment

The results based on hydrograph measurements taken from individual profiles in both locations were progressively added to the breach profile (outlet). In order to compare the discharge process, the values of surface level, discharge and a cell of the breach profile were extracted in the 2D model version for testing. The implementation of this process is enabled in the development environment of the particular model.

3 Seznam použitých zdrojů

Reference

- AUERSWALD, K. – FIENER, P. – DIKAU, R. Rates of sheet and rill erosion in Germany A meta-analysis. *Geomorphology*. 2009, 111, 3-4, s. 182–193. ISSN 0169555X. doi: 10.1016/j.geomorph.2009.04.018. Dostupné z: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X09001871>>.
- BAUER, M. et al. EXPERIMENTAL RESEARCH OF SOIL EROSION PROCESSES IN THE CZECH REPUBLIC. In *14th International Multidisciplinary Scientific Geoconference SGEM 2014, Conference Proceedings vol. II*, s. 131–138, Sofia, BG, 2014. doi: 10.5593/SGEM2014/B32/S13.018. ISBN 978-619-7105-18-6.
- BEVEN, K. et al. On the concept of delivery of sediment and nutrients to stream channels. *Hydrological Processes*. feb 2005, 19, 2, s. 551–556. ISSN 0885-6087. doi: 10.1002/hyp.5796. Dostupné z: <<http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.5796>>.
- BOARDMAN, J. – POESEN, J. – WILEY INTERSCIENCE (ONLINE SERVICE). *Soil erosion in Europe*. Wiley, 2006. ISBN 9780470859100.
- BRYAN, R. B. – B., R. Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology*. mar 2000, 32, 3-4, s. 385–415. ISSN 0169555X. doi: 10.1016/S0169-555X(99)00105-1. Dostupné z: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X99001051>>.
- CABÍK, J. K. J. *Protierozní ochrana půdy*. 1963.
- CERDAN, O. et al. Modelling interrill erosion in small cultivated catchments. *Hydrological Processes*. nov 2002, 16, 16, s. 3215–3226. ISSN 0885-6087. doi: 10.1002/hyp.1098. Dostupné z: <<http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.1098>>.
- CHAPLOT, V. – POESEN, J. Sediment, soil organic carbon and runoff delivery at various spatial scales. *CATENA*. 2012, 88, 1, s. 46–56. ISSN 03418162. doi: 10.1016/j.catena.2011.09.004.
- DAVIDOVA, T. et al. Determining the protective effect of agricultural crops on the soil erosion process using a field rainfall simulator. *Plant, Soil and Environment*. jun 2016, 61, No. 3, s. 109–115. ISSN 12141178. doi: 10.17221/903/2014-PSE. Dostupné z: <<http://www.agriculturejournals.cz/web/pse.htm?volume=61&firstPage=109&type=publishedArticle>>.
- DÝROVÁ E. *Ochrana a organizace povodí. Návod k komplexnímu projektu a diplomnímu semináři*. SNTL - VUT Brno, 1984.
- GIMNEZ, R. – GOVERS, G. Effects of freshly incorporated straw residue on rill erosion and hydraulics. *CATENA*. jan 2008, 72, 2, s. 214–223. ISSN 03418162. doi: 10.1016/j.catena.2007.05.004. Dostupné z: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0341816207000860>>.

- GOVERS, G. – GIMÉNEZ, R. – VAN OOST, K. Rill erosion: Exploring the relationship between experiments, modelling and field observations. *Earth-Science Reviews*. 2007, 84, 3-4, s. 87–102. ISSN 00128252. doi: 10.1016/j.earscirev.2007.06.001. Dostupné z: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0012825207000803>>.
- HOLY, M. Vztahy mezi povrchovým odtokem a transportem živin v povodí vodárenských nádrží (dílčí zpráva výzkumného úkolu VI 4 15/01 03/). Technical report, CTU in Prague, Prague, 1984.
- KAVKA, P. *KALIBRACE A VALIDACE MODELU SMODERP*. PhD thesis, 2011. Dostupné z: <http://storm.fsv.cvut.cz/smoderp/?page_id=19>.
- KAVKA, P. et al. A medium scale mobile rainfall simulator for experiments on soil erosion and soil hydrology. In *Geophysical Research Abstracts, Volume 17, (Memory stick)*, Göttingen, DE, 2015.
- LAFLEN, J. M. et al. WEPP Predicting water erosion using a process-based model. *Journal of Soil and Water Conservation*. 1997, 52, 2, s. 96–102. ISSN 0022-4561.
- LIEVE VAN-CAMP, E. et al. REPORTS OF THE TECHNICAL WORKING GROUPS ESTABLISHED UNDER THE THEMATIC STRATEGY FOR SOIL PROTECTION VOLUME -III ORGANIC MATTER. 2004.
- MARQUES, M. J. et al. Effect of vegetal cover on runoff and soil erosion under light intensity events. Rainfall simulation over USLE plots. *The Science of the total environment*. may 2007, 378, 1-2, s. 161–5. ISSN 0048-9697. doi: 10.1016/j.scitotenv.2007.01.043. Dostupné z: <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/17306858>>.
- NĚMEČEK, J. et al. Czech Taxonomic Classification System of Soils. 2011.
- NEUMANN, M. – KAVKA, P. VYUŽITÍ DVOU METOD MĚŘENÍ RYCHLOSTI POVRCHOVÉHO ODTOKU KE KALIBRACI SRČKOVÝCH MODELŮ. In *Voda a krajina 2015*, s. 81–89, Praha, CZ, 2015. ISBN 978-80-01-05794-0.
- NORTON, L. D. – SAVABI, R. EVOLUTION OF A LINEAR VARIABLE INTENSITY RAINFALL SIMULATOR FOR SURFACE HYDROLOGY AND EROSION STUDIES. *Applied Engineering in Agriculture*. 2010, 26, 2, s. 239–245. ISSN 0883-8542.
- OTERO, J. et al. Loss of soil and nutrients by surface runoff in two agro-ecosystems within an Andean paramo area. *Ecological Engineering*. 2011, 37, 12, s. 2035–2043. ISSN 09258574. doi: 10.1016/j.ecoleng.2011.08.001.
- PANDEY, A. et al. Physically based soil erosion and sediment yield models revisited. *Catena*. 2016, 147, s. 595–620. ISSN 03418162. doi: 10.1016/j.catena.2016.08.002. Dostupné z: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2016.08.002>>.
- PHILIP, J.-R. The theory of infiltration: 1. The infiltration equation and its solution. *Soil science*. 1957, 83, 5, s. 345–358.

RENARD, K. G. et al. RUSLE: Revised universal soil loss equation. *Journal of Soil and Water Conservation*. jan 1991, 46, 1, s. 30–33. Dostupné z: <http://www.jswconline.org/content/46/1/30.short>.

SANGÜESA, C. et al. A Rainfall Simulator for the in situ Study of Superficial Runoff and Soil Erosion. *Chilean journal of agricultural research*. 2010, 70, 1, s. 178–182. ISSN 0718-5839. doi: 10.4067/S0718-58392010000100019. Dostupné z: http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0718-58392010000100019&lng=

SCHINDEWOLF, M. – SCHMIDT, J. Parameterization of the EROSION 2D/3D soil erosion model using a small-scale rainfall simulator and upstream runoff simulation. *Catena*. 2012, 91, s. 47–55. ISSN 03418162. doi: 10.1016/j.catena.2011.01.007.

SCHWAB, G. O. *Soil and water conservation engineering*. Wiley, 1993. ISBN 0471574902.

STRAUSS, P. et al. Rainfall Simulation for Outdoor Experiments. 2000, s. 329–333.

VERSTRAETEN, G. – POESEN, J. Modelling the long term sediment trap efficiency of small ponds. *Hydrological Processes*. 2001, 15, 14, s. 2797–2819. ISSN 0885-6087. doi: 10.1002/hyp.269. Dostupné z: <http://doi.wiley.com/10.1002/hyp.269>.

WALLING, D. The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology*. aug 1983, 65, 1-3, s. 209–237. ISSN 00221694. doi: 10.1016/0022-1694(83)90217-2. Dostupné z: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0022169483902172>.

WISCHMEIER, W. H. – SMITH, D. D. Predicting Rainfall Erosion Losses - A Guide to Conservation Planning. 1978, , Handbook No.537.

WOOLHISER, D. A. et al. KINEROS: A Kinematic Runoff and Erosion Model. 1989, 25.