

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Katedra fyzické geografie a geoekologie



**Retence vody půdou v experimentálních
povodích se zaměřením na organozemě**

Diplomová práce

Lukáš Vlček

Vedoucí diplomové práce RNDr. Luděk Šefrna, CSc.

Praha 2011

Prohlašuji, že jsem svou práci vypracoval samostatně na základě terénního výzkumu s použitím uvedené literatury.

Jsem si vědom toho, že případné použití výsledků, získaných v této práci, mimo Univerzitu Karlovu v Praze je možné pouze po písemném souhlasu této univerzity.

Svoluji k zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena v evidenci vypůjčovatelů.

V Praze dne 20.4.2011

Lukáš Vlček

Poděkování

Hlavní poděkování patří RNDr. Lud'ku Šefrnovi, CSc. za cenné rady a pomoc při řešení této práce. Dále bych chtěl poděkovat RNDr. Janu Kocumovi za pomoc při získávání dat. V neposlední řadě děkuji rodině za podporu v průběhu celého studia.

Abstrakt:

Tato práce vzniká v rámci projektu GA UK 2371/2007 „Retence vody v pramenných oblastech řek jako nástroj integrované protipovodňové ochrany a řešení problému sucha“ na Katedře fyzické geografie a geoekologie.

Vliv rašeliny na retenci je obzvláště v NP Šumava choulostivé téma, a to díky střetu ochrany přírody a zachování cenných biotopů na straně jedné a využití krajiny pro protipovodňovou ochranu na straně druhé.

Práce navazuje na bakalářskou práci Retence vody organozemí. Obsahuje podrobnou pedologickou analýzu povodí Rokytky a Černého potoku. Výsledkem práce je určení rozložení retence vody v povodích a výpočet celkového retenčního potenciálu půdy. Práce se rovněž zaměřuje na analýzu vlivu organozemí na retenční potenciál krajiny.

Klíčová slova: retence vody, organozem

Abstract:

This thesis is being written within the framework of the project GA UK 2371/2007 “Water retention in spring areas as a tool of integrated anti-floods protection and solution of problems with dryness” at the Institute of Physical Geography and Geoecology.

The influence of histosols on retention, especially in the National Park of Šumava, is a delicate topic because of collision of nature protection and valuable biotopes preservation on one hand and countryside utilization for anti-floods protection on the other hand.

The thesis follows the bachelor thesis “Water retention of histosols”. It includes a detailed pedological analysis of the basins of ‘Rokytky’ and ‘Černý potok’. The result of the thesis is water retention determination in the basins and calculation of overall soil retentive potential. The thesis also addresses the analysis of the influence of organic soil on retentive potential of countryside.

Keywords: water retention, histosols

Obsah

1.	ÚVOD	7
2.	CÍL PRÁCE	8
3.	VODA V PŮDĚ	9
3.1.	Rozdělení půdní vody	9
3.1.1.	Zavěšená voda	9
3.1.2.	Gravitační voda	10
3.1.3.	Vzlínající voda	10
3.1.4.	Rozdělení vody do energetických kategorií	10
3.2.	Proudění vody v půdě	11
3.2.1.	Infiltrace	11
3.2.2.	Redistribuce	12
3.2.3.	Retenční kapacita	14
3.1.4.	Vliv vegetace na retenci vody	15
4.	POPIS EXPERIMENTÁLNÍCH POVODÍ	19
4.1.	Povodí Rokytky	20
4.2.	Povodí Černého potoku	21
4.3.	Geologické a geomorfologické poměry	22
4.4.	Klimatické poměry	23
4.5.	Půdy	25
4.6.	Vegetace	25
4.7.	Hydrologické poměry	28
5.	METODIKA	29
5.1.	Plná vodní kapacita	30
5.2.	Okamžitá hmotnostní vlhkost	30
5.3.	Okamžitá objemová vlhkost	31
5.4.	Infiltrace	31
5.5.	Doba zadržení vody v půdě	31

5.6. Retence vody v půdě	31
6. VÝSLEDKY A JEJICH DISKUZE	33
6.1. Charakteristika půdních typů v povodí	33
6.1.1. Černý potok	33
6.1.2. Rokytka	33
6.1.2.1. Organozem	34
6.2. Plná vodní kapacita	39
6.3. Infiltrační pokusy	39
6.4. Měření doby zadržetí vody v půdě	43
6.5. Skeletovitost	45
6.6. Aktuální vlhkost	46
6.7. Hladina podzemní vody ve vrchovišti	48
6.8. Retence vody v půdě	52
7. ZÁVĚR	60
8. LITERATURA	62
9. SEZNAM OBRÁZKŮ, GRAFŮ, TABULEK A MAP	66
10. PŘÍLOHY	68

1. Úvod

Tato práce vzniká v rámci projektu GA UK 2371/2007 „Retence vody v pramenných oblastech řek jako nástroj integrované protipovodňové ochrany a řešení problému sucha“ na Katedře fyzické geografie a geoekologie. Tento hydrologický projekt by měla tato diplomová práce z hlediska hydrologie doplnit.

Díky izolaci této oblasti, trvající do začátku 90. let téměř čtyřicet let, zde nebyl proveden podrobný pedologický průzkum, a proto se většina dat zjišťovala přímo terénu.

Vliv organizací na retenci je obzvláště v NP Šumava choulostivé téma, a to díky střetu ochrany přírody a zachování cenných biotopů na straně jedné a využití krajiny pro protipovodňovou ochranu na straně druhé.

2. Cíl práce

Cílem práce je výpočet objemu vody, kterou je schopna půda v experimentálních povodí zadržet a popsat vliv různých faktorů na retenci vody v krajině. Problematika retence vody v půdě je řešena několika vědeckými institucemi, ovšem s důrazem na výpočet pomocí retenčních křivek a proudění vody v půdě. Tato práce by měla poskytnout výpočet objemu zadržené vody půdou gravimetrickou metodou ve dvou povodí typických pro oblast Šumavy a jiných příhraničních hor České republiky a poskytnout podklady pro modelování průtoků a extrémních situací v pramenných oblastech hor.

Práce je rozdělena na do tří částí. První část práce má navázat na rešerši vytvořenou v mé bakalářské práci (Vlček, L. 2008). Rešeršní část v této práci má stručně vysvětlit chování vody v půdě a roli faktorů ovlivňujících retenci vody v půdě v podobných klimatických oblastech na základě aktuálních výzkumů odborníků z různých institucí. Druhá část je věnována základnímu popisu výzkumných povodí, přičemž i zde je z velké části využita rešerše čerpající z několika obdobných výzkumných prací. Třetí část tvoří samotný výzkum a výpočet potenciálně zadržného množství vody v půdě.

3. Voda v půdě

3.1. Rozdělení půdní vody

V historickém sledu se rozlišují v podstatě dva principy třídění, což souvisí s vyvíjející se úrovní poznání. Nejprve byla snaha vycházet z formy výskytu vody, později převládl způsob klasifikace vycházející z energetického pojetí. Třídění se také liší u většiny autorů.

Při zkoumání půdní vody se zpravidla vychází ze sledování a stanovení vlhkosti v profilu půdy a její spodině až do hloubky projevu vzájemného kontaktu půdní a podzemní vody, tj. v celém rozsahu tzv. pedohydrologického profilu. Obecně se v tomto profilu objevují tři hlavní typické útvary: zavěšená voda, gravitační voda a voda vzlínající z hladiny podzemní vody.

3.1.1 Zavěšená voda

Zavěšená voda je voda zadržaná v povrchových vrstvách půdy bez zřetelného stékání ve směru působení tíže. Příčinou zavěšené vody je schopnost půdy udržet určité množství vody proti působení síly tíže. Zadržení může být způsobeno rozdílnými jevy, které si jsou ve vnějším účinku podobné.

I v nehomogenním profilu zavěšení vody závisí na zrnitosti. Ve velmi hrubozrnných půdách se voda udrží jen na stycích částic ve formě prstenců, vlhkost je velmi nízká. V písčitéch půdách je nutnou podmínkou zavěšení vody předchozí suchost půdy (hystereze smáčení umožní vytvoření dolních nosných menisků). Pak se vytváří souvislá zavěšená voda, téměř vyplňující póry. Je však labilní. Je-li přestoupena určitá mezní mocnost provlhčené půdy, veškerá voda steče rychle dolů. Zavěšená voda v jemnozrnných půdách je zadržována pouze kapilárními silami. Po zavlažení jemnozrnné půdy je voda k dispozici pro potřeby vegetace a dále je zdrojem pro výpar vody z půdy.

Případy zavěšené vody v nehomogenních půdách jsou podle stavby profilu různé, mnohdy komplikované, a proto je nutné zkoumat individuálně (Kutílek, M. Nielsen, D. 1994).

3.1.2. Gravitační voda

Zdrojem této vody jsou přirozené nebo umělé srážky. Srážková voda se dostává do půdy infiltrací. Její další pohyb půdním profilem se nazývá průsak. Probíhá dosti nepravidelnými póry, půdními trhlinami a dutinami. Pohybuje se ve směru tíže v půdách libovolné zrnitosti. Rychlost průsaku závisí na velikosti pórů, čím větší, tím lepší propustnost.

Pokud gravitační voda narazí na nepropustné podloží, hromadí se nad ním a vytváří tzv. zvodnělou vrstvu. Protože je gravitační voda nepropustnou vrstvou podepřena, označuje se jako podepřená. Hladina podzemní vody je obrazným pojmem pro rozhraní gravitační vody podepřené a kapilárně vzlínající vody. V tomto rozhraní existuje hodnota normálního povrchového tlaku. Voda ve zvodnělé vrstvě buď zůstává na místě nebo se pohybuje vlivem tíže po šikmém podloží (Kutílek, M. Nielsen, D. 1994).

3.1.3. Vzlínající voda

Příčinou vzlínající vody je rozdíl povrchových tlaků normálního v hladině podzemní vody a meniskovým v čele vzlínající vody. Zpočátku není tento rozdíl kompenzován tíží, vzlínání je poměrně rychlé a výškou vzlínání se zpomaluje až se zastaví při rovnosti kapilárních sil a gravitace. Vrstva ovlivněná vzlínáním se označuje jako pásmo nebo zóna vzlínání (Kutílek, M. Nielsen, D. 1994).

3.1.4. Rozdělení půdní vody do energetických kategorií

Lepším rozdělením je vytvoření energetických kategorií. Ty jsou dány intervaly vlhkosti, v nichž má voda k půdě energetický vztah projevující se výhradním převládáním příslušné síly nad ostatními silami komplexu působících sil. Z celého tohoto komplexu je pro půdní vodu nejpodstatnější síla tíže, síla kapilární a adsorpční. Celý rozsah vody v půdě lze tedy rozdělit na energetické kategorie gravitační, kapilární a adsorpční vody.

Půdní vodou, která výrazně ovlivňuje odtok, je hlavně voda gravitační a dále voda kapilární (Kutílek, M. 1978).

Pohyb vody v půdě je způsoben přítomností hnacích sil, což je rozdíl potenciálů. Nejdůležitější z potenciálů je gravitační a vlhkostní. Ostatní jako pneumatický, osmotický nebo zátěžový se obvykle zanedbávají. (Sněhota, M. 2009)

3.2. Proudění vody v půdě

Podle směru proudění rozeznáváme tyto hlavní případy nenasyceného proudění vody v půdě: infiltrace, kdy voda vtéká do půdy; redistribuce, kdy voda stéká z převlhčené vrchní vrstvy po skončení infiltrace do spodní sušší půdy; drenáž půdy, kdy voda stéká z převlhčené půdy po skončení infiltrace do hladiny podzemní vody; výpar z půdy, kdy voda vzlíná z hlubších vrstev k povrchu půdy a odtud po fázové přeměně uniká do atmosféry; a případ kapilárního vzlínání, které není v přírodě tak časté jako předchozí případy (Kutílek, M. 1978).

Rychlost infiltrace je závislá na počáteční vlhkosti. Proto se po delším čase rychlost nemění a kumulativní infiltrace vzrůstá s časem lineárně (Kutílek, M. 1978).

3.2.1 Infiltrace

Infiltrace se řídí převážně Darcyho zákonem o nasyceném a nenasyceném proudění. Pro výpočet je nutné znát nasycenou hydraulickou vodivost K_s , která se obvykle zjišťuje laboratorně. Další možností je pomocí infiltračních pokusů přímo v terénu. Infiltraci může být stacionární a nestacionární, tedy infiltrační rychlost mění se nebo nemění se v čase (Sněhota, M. 2009).

Infiltraci v horském prostředí řešil Šanda (1998), ČVUT. Na odlesněném svahu v Jizerských horách probíhá dlouhodobý výzkum podpovrchového odtoku. Půdní kryt tvoří hnědé půdy a malou plochou organozemi ve spodní části. Bylo zde vytvořeno několik infiltračních pokusů výtopovou metodou v nejsušším období 1997 – srpnu. Ze zpracování vyplývá, že se hydraulická vodivost povrchových vrstev pohybuje v rozmezí hodnot od 10^{-6} m/s až 10^{-3} m/s s průměrnou hodnotou $1,89 \cdot 10^{-4}$ m/s a koeficientem variace 144 %, indikujícím vysokou variabilitu. Test dobré shody s hladinou významnosti 0.05 prokázal, že logaritmicko-normální rozdělení vystihuje rozdělení naměřeného souboru infiltračních rychlostí pro hnědou půdu. Hodnoty odhadu ustálených infiltračních rychlostí pro organozem se pohybují v rozmezí 10^{-7} m/s až 10^{-7} m/s (Šanda, M. 1998).

Další výzkum infiltrace v horském prostředí byl vytvořen v rámci ČZU Kateřinou Hudečkovou a Pavlou Kudrnovou. Výzkumné povodí se nachází na Šumavě v pramenné oblasti Vydry, konkrétně v horní části Ptačího potoku. Geologické a klimatické poměry jsou totožné s profilem Rokytky. Půdní typ charakterizují jako

podzol a kryptopodzol. Svah je pokryt pasečnou holinou s množstvím zbytků vývrátů po kůrovcové kalamitě. Dnes je zčásti pokryt náletem a umělou výsadbou. Tím se podobá spíše povodí Černého potoku. V rámci výzkumu zde bylo vytvořeno 5 sond a v laboratořích pak zjištěny retenční čáry, nasycená hydraulická vodivost a infiltrace. Infiltrace se měřila válcovou metodou. Hodnoty infiltrace se pohybují v rozmezí 0,02 – 0,9 mm/s (Kudrnová, P. 2007). Hydraulická vodivost byla měřena ze vzorků z celého půdního profilu. Její hodnoty se pohybovaly v rozmezí $1,25 \cdot 10^{-3}$ m/s až $2,67 \cdot 10^{-6}$ m/s. Průměrná hodnota byla $1,43 \cdot 10^{-4}$. Půda byla vyhodnocena jako středně a málo propustná. Autorka rovněž porovnává hodnoty s výsledky Šandy z výzkumu z Jizerských hor a výsledky hodnotí jako podobné. Retenční křivky byly vyhodnoceny jako typické pro horskou oblast (Hudečková, K. 2008).

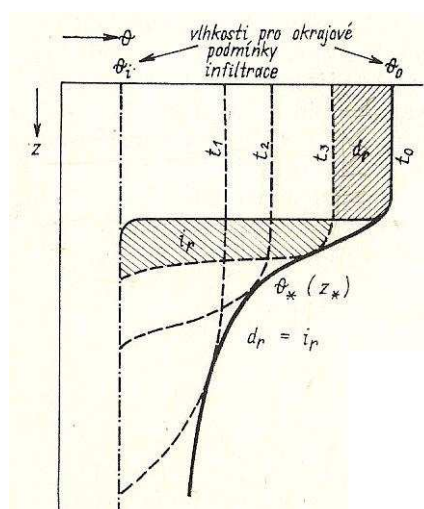
Z výzkumu infiltrace v povodí Ptačího potoku bylo prokázána rychlost infiltrace o řád vyšší než byla zjištěná maximální hodinová srážka (z období měření srážek 1998 – 2006) (Kudrnová, P. 2007).

Obecně se v literatuře uvádí hodnoty koeficientu infiltrace v rozpětí 1 – 5 mm/h pro jílovité půdy, 10 – 50 mm/h pro jílovité hlíny, 50 – 100 mm/h pro hlíny a pro písčité hlíny 100 – 150 mm/h (Šály. 1988 in Čaboun et al. 2011).

3.2.2. Redistribuce vody v půdě

Po skončení vsaku v půdě nenastává rovnovážný stav. Vysoký gradient potenciálu mezi provlhčenou vrchní částí půdy a relativně sušší spodní částí půdy způsobuje stékání vody z vrchní provlhčené vrstvy dolů, do sušší půdy. Redistribuce je v podstatě podobná infiltraci, protože se dále do hloubky posouvá čelo zvlhčení. Avšak narozdíl od infiltrace je jediným zdrojem vody provlhčená vrchní vrstva, z níž voda pomalu stéká do podloží. Přitom se rovnoměrně snižuje vlhkost ve vrchní vrstvě. Postupem času klesá gradient potenciálu, což je hnací síla procesu, a to rovněž způsobí pokles rychlosti redistribuce s časem (Kutílek, M. 1978).

Obrázek 1 Vlhkostní profily při redistribuci infiltrované vody v půdě



(Kutílek, M. 1978)

Z obrázku 1 je dobře patrné rozložení vlhkosti při jednorázové infiltraci. Vlhkost půdního profilu je nejprve maximální v horních vrstvách půdy a poté se zmenšuje a posouvá do nižších vrstev.

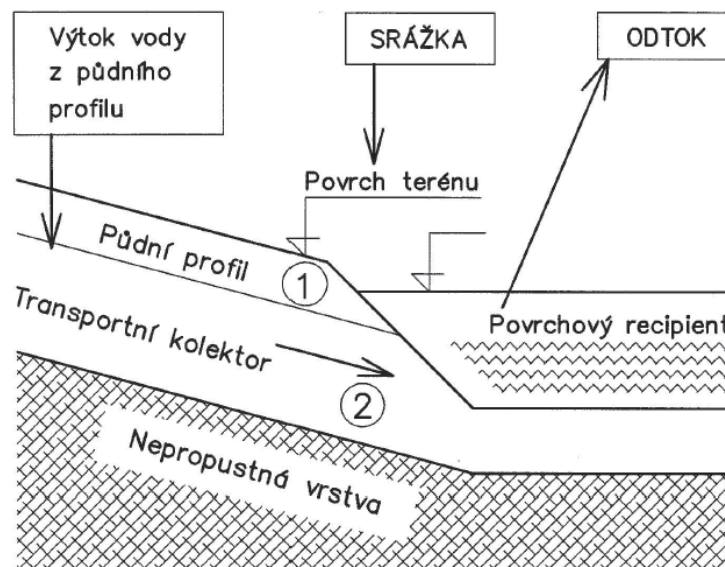
Z výzkumu Šandy v Jizerských horách je potvrzeno, že odtok z půdy se odehrává hlavně ve spodních částech profilu. Získané výsledky ukazují, že odtok v nejhlubším horizontu je mnohonásobně vyšší než odtok z vyšších horizontů. K odtoku z nejsvrchnějšího horizontu hlubokého příkopu dochází jen na počátku srážkových událostí s vysokou počáteční intenzitou. V čase, kdy je již půdní profil dostatečně zvlhčen, dochází k propojení cest proudění v půdním profilu a voda spíše infiltruje do hlubších vrstev. V prostředních horizontech, nebyl zaznamenán prakticky žádný odtok po celou dobu vegetačního období. Pozoruhodným faktem je, že se celková specifická odtoková výška jasně ohraničených odtokových událostí s vyšší srážkovou intenzitou blíží hodnotě srážkového úhrnu pro tuto epizodu. Naopak během delších dešťových období je celková specifická výška odtoku vztažená ke srážkové činnosti během odtokové události dokonce vyšší. Znamená to, že v celkovém odteklém množství je zahrnut i příspěvek odtoku z předchozí srážkové činnosti. Ten nelze jednoduše oddělit, jelikož menší část odtoku ze srážky probíhá formou dlouhodobějšího odtoku a po určité období je zvýšena dlouhodobější složka soustředěného povrchového odtoku (Šanda, M. 1998).

Doba zadržení se řídí kapilárními silami a tedy přímo souvisí s pórovitostí množstvím a velikostí preferenčních cest v půdě. Ačkoliv jsou zeměpisné, klimatické

a pedogenetické podmínky různých povodí mnohdy velmi odlišné a v dílčích projevech se procesy proudění na svahu odlišují, celkové závěry jsou často shodné. Mezi nejobvyklejší poznatky o charakteru proudění na horském svahu, s mělkým půdním profilem, který tvoří lesní půdy, patří fakt, že k povrchovému odtoku nedochází, srážková voda infiltruje vertikálně a většina podpovrchového odtoku se odehrává na rozhraní půdního profilu s podložím. Shodným závěrem je pak zjištění, že proudění v přirozeném půdním profilu s přítomností makropórů je rychlé a má preferenční charakter (Šanda, M. 1998).

Odtok vody z půdy je pak vidět na obr. 2. Do retence vody se tedy uplatňuje celý půdní profil. Voda proteče horními horizonty a pak naplňuje transportní kolektor, který pak sytí povrchový odtok během suchých a zimních období (Bayer, T. et al. 2004).

Obrázek 2 Schéma půdního odtoku



(Bayer, T. et al. 2004)

3.2.3. Retenční kapacita

Podrobnější rešerši na tuto problematiku byla vytvořena v mé bakalářské práci Retence vody organozemí (Vlček, L. 2008).

Půda hraje v hydrologickém cyklu pevnin roli nádrže o značném retenčním objemu. Ten v celostátním měřítku řádově převyšuje objem vody v nádržích a vodních tocích (Kutílek, M. 1978).

V průběhu vegetační sezóny se vodní režim půd skládá ze střídajících se fází akumulární a perkolační. V průběhu akumulární fáze se voda infiltrující ze srážek akumuluje a je čerpána rostlinami pro potřebu transpirace. Tato fáze může trvat i několik týdnů. Pokud je přísun vody větší než potřeba na transpiraci, nastartuje se druhá fáze – perkolační. Trvání perkolace je závislé na srážkové činnosti a na objemu vody v půdě. Perkolační fáze ustane v okamžiku poklesu objemu vody v půdě pod horní hranici akumulace. Rozdíl mezi spodní a horní hranicí akumulace je retenční kapacita půdy (Lichner, L. et al. 2004).

Retenční kapacita půdy na Šumavě a v Krušných horách v rozmezí 60 – 90 mm. Na všech výzkumných povodích byli hnědé půdy horského typu. Důležité je doplnit, že na krystaliniku vyvolávají srážky nad 60 mm zpravidla povodně (1 - Tesař, M. et al. 2004).

Podobným výzkumem na Slovensku v povodí Kysúci došli k závěru, že tamější les je schopen zadržet 68 mm zatímco louky ve stejném povodí jen 46 mm vody. Všeobecně je možné říci, že retenční kapacita lesa může být 40 – 70 mm, vyjíměčně až 400mm (Čaboun, V. 2011).

3.2.4 Vegetace a její vliv na retence vody

Vegetace ovlivňuje retenci vody v půdě. Ovlivňuje nejen rychlost infiltrace do půdy ale i množství infiltrované vody. Důležité hledisko je vitalita pokryvu a také, zda je vegetační pokryv původní nebo ne, to znamená jeho druhová skladba. Několik výzkumů však poukazuje na fakt (1,2 - Tesař, M. et al. 2004), že ne vždy má zdravé a původní společenstvo nejvyšší retenční schopnost.

Jeden z výzkumů týkající se lesní vegetace se realizoval na 3 výzkumných povodích na Šumavě (1 - Tesař, M. et al. 2004). Povodí měla téměř stejné vlastnosti (velikost, podloží atd.) a lišila se pouze vegetačním pokryvem. První tvořil zdravý les, druhé les postižený kůrovcem, který tvořily uschlé polámané smrky se zdravým bylinným patrem a semenáčky, a třetí povodí tvořila holina s částečnou výsadbou smrku a jeřábu. Podrobnější popis je pak možno vidět v tabulce 1.

Tab. 1 Popis povodí z výzkumu M. Tesaře

povodí	Kout	Doupě	Stolec
vegetační kryt	mrtvý les	holina s podrostem	zdravý les
stáří původního lesa (let)	150	150	130
stáří nových porostů (let)	0–5	0–5	není
plocha povodí (km ²)	0,1	0,17	0,07
nadmořská výška (m n.m.)	1210–1275	1180–1330	1105–1251
expozice	severní	severní	severní
srážkový úhrn za červen až září (mm)	361,1	342,4	322,4
odtoková výška za červen až září (mm)	25,6	40,9	28,1
odtokový koeficient (%)	7,1	11,9	8,7

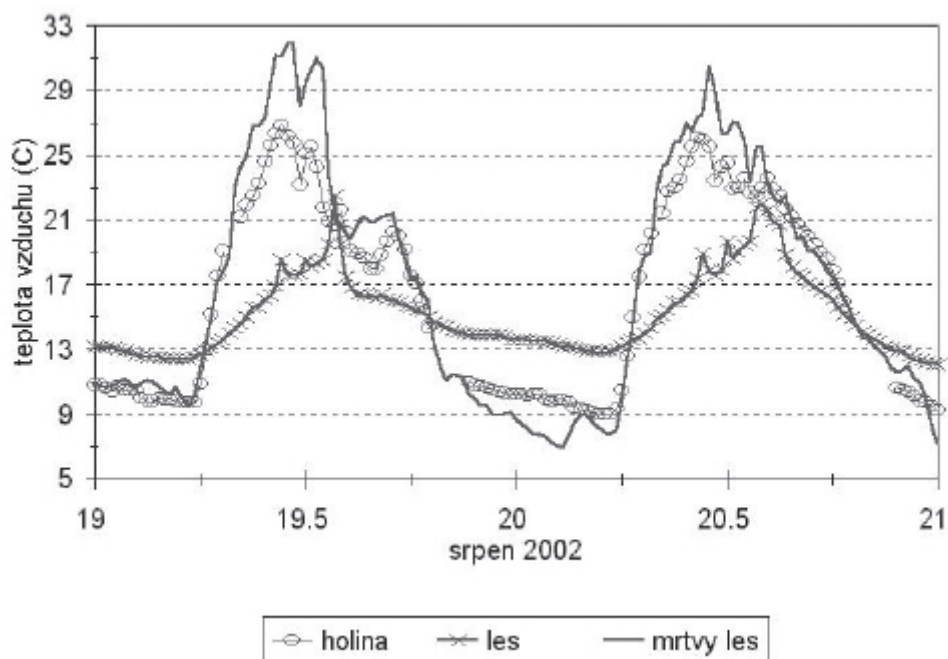
(1 - Tesař, M. et al. 2004)

V tabulce jsou dobře patrné rozdíly odtokové výšky. Autoři příkládají největší vliv na odtok rozdílné transpiraci. Důvodem je fakt, že rostlina využívá transpiraci k zabránění přehřátí nad optimální teplotu. Dojde-li k poklesu teploty rostlina transpiraci „vypne“. Transpirací rostlina udržuje optimální teplotu v úzkém rozmezí. V horském a podhorském terénu se pohybuje okolo 25°C, v rozmezí 23 - 27°C. (Šír et al. 2003 in 1 - Tesař, M. et al. 2004). Z toho pak vychází hypotéza, že právě rozdílné ohřívání povrchu vlivem rozdílného typu vegetace způsobí rozdílnou dobu sepnutí transpirace, a proto i rozdílný výpar. To má pak za následek rychlejší odpaření vody z půdy a tedy i zvýšení její retenční kapacity. Jako doklad uvádí graf teplot v jednotlivých povodích, viz graf 1.

V grafu je možné vidět, že polední teplota v mrtvém lese (lese zasaženým kůrovcem) dosahuje extrémních hodnot kolem 30°C, naproti tomu na holině kolísá mezi 23 – 25°C. V lese dosahuje polední teplota hodnot kolem 22°C díky velké vzdálenosti korun stromů a povrchu půdy (1 - Tesař, M. et al. 2004).

Tímto se autoři pokusili dokázat, že v teplém období jsou mrtvé lesy podobně účinné v zadržení srážek jako zdravý les, a to díky rychlejšímu vyprázdnění pórů vlivem transpirace.

Graf 1 Měření teplot v 5 cm výšce



(1 - Tesař, M. et al. 2004)

Další výzkum stejného autora se zaměřil na usazené srážky na Šumavě. Vysoké rychlosti větru, dlouhé časové intervaly ponoru lesních porostů do mlhy či větrem hnané nízké oblačnosti a skladba jehličnatých porostů v horských oblastech mají za následek vysoké depozice mlžné a oblačné vody na vegetační porost. Hodnota celkové roční depozice z větrem hnané nízké oblačnosti a mlhy na vegetační porost byla finálně odhadnuta na 10 % celkového ročního úhrnu vertikálních srážek pro oblast Šumavy (2 - Tesař, M. et al. 2004).

Naproti tomu existuje řada výzkumů prokazujících velkou retenční schopnost zdravého lesa. Při výzkumu v povodí Kysúce (Čaboun et al. 2011) bylo prokázáno, že les může snížit maximální odtok až o 50 % a přibližně 1,5x větší průtok v nejsušších měsících oproti trvalým travním porostům a polím.

Porovnáním těchto dvou příkladů výzkumu lze vyvodit několik závěrů. Les oproti trvalým travním porostům má větší retenci, ovšem problém je v popisu samotného lesu. Je důležité zjistit kvalitu lesního porostu a určit procento zdravého lesu, mrtvého lesu nebo holin. Ta tvoří důležitou složku v rozkolísanosti průtoků. Pro šetření srážkoodtokových vztahů vstupuje řada dalších parametrů (vegetačních, půdních

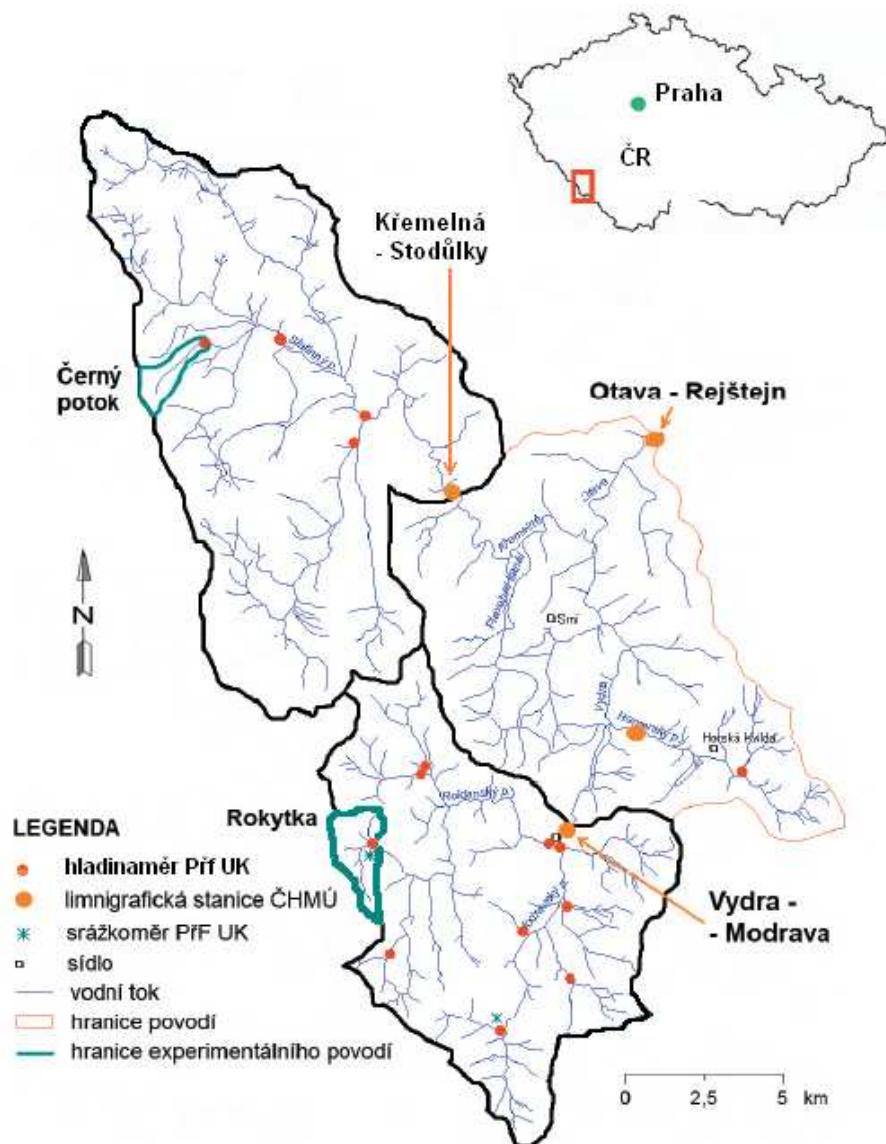
a geologických), které je důležité podchytit, aby interpretace výsledného odtoku byla správná.

Při denních hodnotách vyšších jak 50 mm, nebo opakovaných deštích v krátkém časovém intervalu již vzniknou škodlivé povodně bez ohledu na lesnatost povodí nebo jeho druhovou skladbu. Dále je třeba zvážit zda u každého skutečně nebo potenciálně ovlivněného povodí jde především o bilanční změnu vlhkosti způsobenou zejména omezením transpirace nebo o změnu procesu tvorby odtoku (Křovák, F. et al. 2004).

4. Popis experimentálních povodí

Menším popisem povodí Rokytky a Černého potoku jsem se věnoval již ve své bakalářské práci (Vlček, L. 2008). Podrobný popis obsahují některé další bakalářské a diplomové práce, například Jelínek (2006).

Obrázek 3 Povodí Rokytky a Černého potoku



(Kocum, J. Janský, B. 2009)

4.1. Povodí Rokytky

Většina povodí se nachází v české části Šumavy, menší část zasahuje do SRN. Rokytky je levostranným přítokem Roklanského potoku. Výzkumné povodí však nekončí tímto soutokem, ale je ukončeno hladinoměrem Katedry fyzické geografie a geokologie. Plocha povodí byla vypočtena na 3,9 km² podle orograficky vymezené rozvodnice (Jelínek, J. 2006). Terénním průzkumem stanovené rozvodnice je plocha téměř stejná - 3,78 km². Rozvodnice se na dvou místech dá určit velice špatně. Jde o bifurkaci 2 vrchovišť. U severní části rozvodnice je bifurkace malá a z poměrů hloubek dna půdního pokryvu se dá odhadnout pouze malá ztráta vody z vrchoviště. Druhá bifurkace se nachází v jihovýchodní části povodí. Podle místního označení jde o Roklanskou slat'. Výtok do povodí Rokytky může být odhadem i méně než polovina celkového výtoku z tohoto vrchoviště.

Poloze centrální zarovnané části Šumavy odpovídají výškové poměry. Nadmořská výška se pohybuje v rozmezí 1089 – 1224 m n. m. s průměrnou hodnotou 1125 m n. m. Povodí je na horskou polohu poměrně ploché. Rozdíl v nadmořské výšce je maximálně 135 m. Průměrný sklon svahů dosahuje pouhých 4 °. Pouze ojediněle přesahuje sklonitost 10 ° a maximálně pak dosahuje hodnoty 12 ° (Jelínek, J. 2006).

Foto 1 Povodí Rokytky, umístění sondy 12.



4.2. Povodí Černého potoku

Toto povodí se nachází celé na české části Šumavy. Černý potok je pravostranným přítokem Slatinného potoku, který je pravostranným přítokem Křemelné. Z celého povodí je pro výzkum využívána jen horní část uzavřená rovněž hladinoměrem katedry. Povodí je menší než povodí Rokytky, měří 1,56 km². Je protáhlé JZ-SV. Nadmořská výška se pohybuje v rozmezí 912 – 1295 m n. m. Průměrný sklon se pohybuje kolem 30 % a je téměř rovnoměrně rozložen na celé povodí s výjimkou spodní a horní části, kde svah přechází v mírně ukloněnou rovinu.

V povodí se nenachází žádná vrchoviště, pouze malé území zrašelinělých půd u uzávěrového profilu.

Foto 2 Povodí Černého potku, okolí sondy 3.



Foto 3 Povodí Černého potku v místě sondy 7.

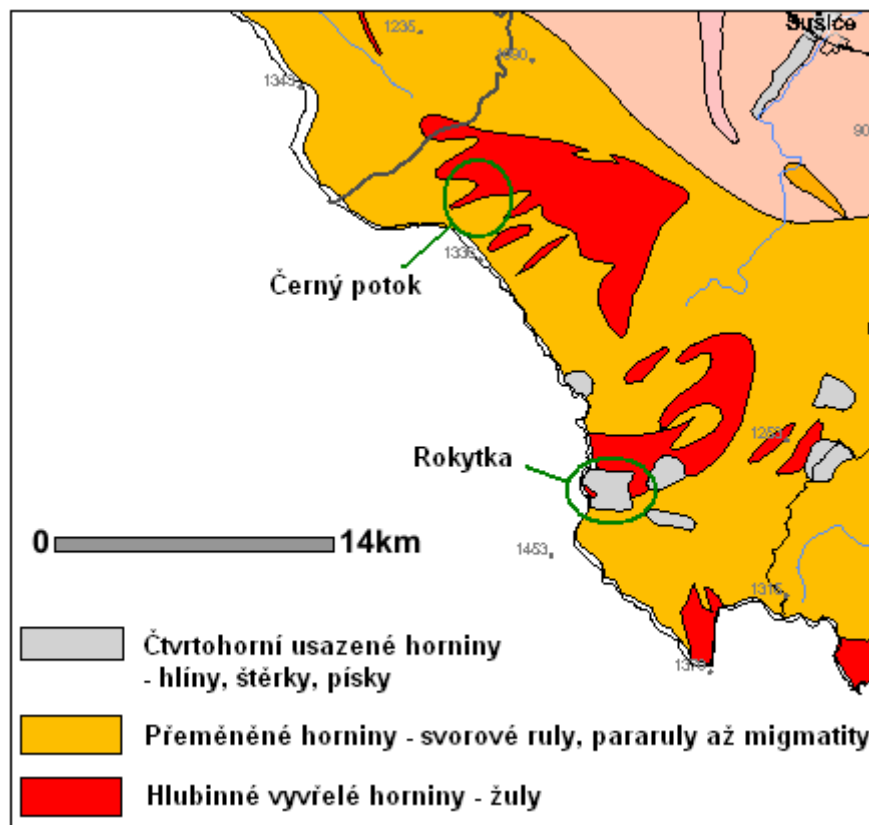


4.3. Geologické a geomorfologické poměry

Oblast Šumavy je částí krystalinika Českého masivu a sice tzv. šumavskou větví moldanubika. Velkou část šumavského území zabírá centrální moldanubický masiv. Budují ho silně přeměněné horniny a hlubinné vyvřeliny. Zbylá nepatrná část náleží k zóně barrandiensko-železnohorské. Podle tektonického rajonování lze území zařadit jednak k oblasti vltavsko-dunajské elevace (moldanubikum), jednak k oblasti tepelsko-barrandienské (slabě metamorfované proterozoikum) (Svoboda, J. et al. 1964).

Na obr. 4 jsou vidět jednotlivé geologické vrstvy západní části Šumavy. Obě výzkumná povodí mají podobné geologické podloží s tím, že vrstvy Rokytky jsou pokryty ještě značnou vrstvou čtvrtohorních usazenin. Jinak tvoří hlavní část podloží přeměněné horniny jako svorové ruly nebo pararuly a hlubinné vyvřeliny jako žuly.

Obrázek 4 Geologická mapa západní Šumavy



(zpracováno na podkladu geologické mapy České geologické služby, 2011)

Georeliéf Šumavy je výsledkem velmi dlouhého vývoje trvajícího mnoho miliónů let, který probíhal za proměnlivých podmínek, zejména za občasných pohybů zemské kůry a měnícího se klimatu. Jako celek tvoří Šumava velkou klenbu – megaantiklinálu. Ta se dále člení na tři struktury nižšího řádu. Od jihozápadu k severovýchodu to jsou trojmezenská megaantiklinála, vltavická megasynklinála a boubínsko-želnavsko-kleťská megaantiklinála (Balatka, B. Kalvoda, J. 2006).

Geomorfologický vývoj Šumavy se dá přesněji sledovat od konce druhohor. Důležitými vývojovými mezníky jsou období vzniku zarovnaných povrchů. Starý zarovnaný povrch byl v křídě porušen oživením pohybů zemské kůry. Panovalo teplé a vlhké podnebí. Po uklidnění pohybů se znovu utvářel zarovnaný povrch, jehož tvorba vyvrcholila v mladších třetihorách. V této době také skončilo tropické klima, nastalo ochlazování a ubývalo srážek. Na úpatí hřbetů se vytvářely zarovnané povrchy menšího rozsahu, tzv. pedimenty. Velké změny se projevovaly na konci třetihor a ve starších čtvrtohorách. Pokračovaly stále intenzivní pohyby zemské kůry. Několikrát se vystřídal teplejší a chladnější klima – doba ledová a meziledová. Tento vývoj není dosud ukončen a pokračuje i v geologické současnosti. Činnost geologických a geomorfologických činitelů stále více ovlivňuje člověk (Demek, J. 1987).

4.4. Klimatické poměry

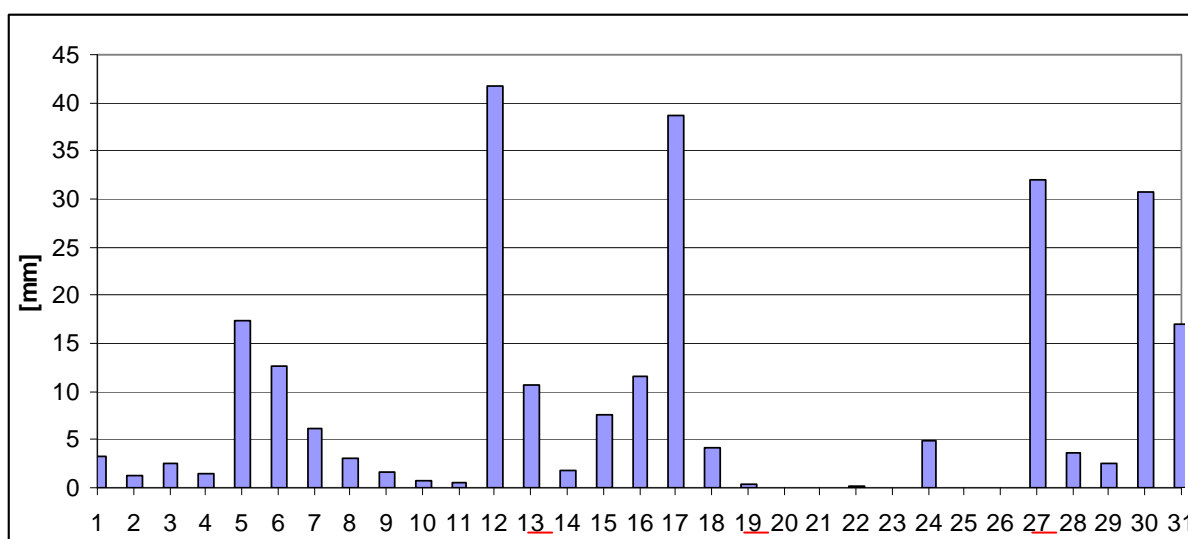
Šumava se nachází v oblasti přechodného středoevropského klimatu a podle klimatického členění ČR patří hlavní část pohoří do chladné klimatické oblasti. Zdejší podnebí má přechodný ráz, uplatňují se zde vlivy oceánského i kontinentálního klimatu. Celkové množství srážek se zvyšuje s rostoucí nadmořskou výškou, přičemž největší úhrn je v centrální části Šumavy (Březník 1486-1552 mm v třicetiletém průměru) a liší se samozřejmě na návětrné a závětrné straně pohoří (NP Šumava, 2011).

Obě výzkumná povodí patří k nejchladnějším oblastem v Česku. Průměrná roční teplota se v povodí Rokytky pohybuje kolem 3 °C. Povodí Černého potoku má díky většímu rozpětí nadmořské výšky větší rozpětí průměrných teplot. V horních partiích se průměrná teplota pohybuje stejně jako u Rokytky. Nejnížší partie mají průměrnou roční teplotu kolem 5 °C. Nejchladnějším měsícem u obou povodí je leden, nejteplejší červenec (Tolazs, R. 2007).

V povodí potoku Rokytka provozuje klimatickou stanici Katedra fyzické geografie a geoekologie. K této práci byli poskytnuty data srážek za rok 2010, kdy zde proběhla hlavní část pedologického výzkumu, viz kap. Přílohy graf 11. Největší denní úhrn za tento rok byl 59,8 mm a to 17.7. Průměrný denní úhrn za rok 2010 činí 3,2 mm.

Vzorky byly odebírány 15.6., kdy den předem spadlo 14,1 mm. V grafu 2 je vidět rozložení srážek během měsíce srpna 2010. V tento měsíc byly odebrány vzorky ve dnech 12., 18. a 26. Srážka 43 mm 12.8. spadla až v nočních hodinách. V době odběru nebyla srážka zaznamenána.

Graf 2 Srážky v povodí Rokytky v srpnu 2010



(zpracováno z dat Katedry fyzické geografie a geoekologie, Př f. UK. 2011)

Poslední odběr byl uskutečněn 9.10. Během 7. – 9.10. byla zaznamenána denní srážka pouze do 0,2 mm.

4.5. Půdy

Podle půdních map České geologické služby se na území výzkumných povodí vyskytuje 5 typů půd. V povodí Černého potoku se ve spodní části nachází nivní půda glejová (fluvizem glejová), střední největší část tvoří hnědá půda podzolovaná (kryptopodzol) a horní část podzol humusový. Půdotvorným substrátem jsou polygenetické kyselé a neutrální intruziva. Povodí Rokytka pokrývá z velké části rašelinná půda vrchovištní (organozem) a horní partie podzol humusový. Místy v nivě potoku se vyskytuje zrašelinělý glej. Půdotvorným substrátem jsou vrchovištní organozemi a zvětraliny kyselých intruziv (Půdní mapa ČR, 1995).

4.6. Vegetace výzkumných povodí

Obě povodí spadají do Národního parku Šumava. Každé území však do jiné zóny a to do jisté míry ovlivňuje i její vegetaci.

Povodí Černého potoku patří celým územím do II zóny a tedy hospodářsky využívané. Na obrázku č.4 je vidět satelitní snímek znázorňující vegetační pokryv. Převážná část tvoří hospodářsky využívaný les různého stáří mozaikovitě rozložený. Les je tvořen z velké části smrkem, ovšem vyskytují se zde i dosti početné skupiny jedlí, převážně semenáčů. Dále se zde vyskytuje buk, javor nebo bříza. Horní třetina je pak poznamenána kůrovcovou kalamitou a následnou těžbou. Stromy (hlavně smrky) se zde vyskytují ostrůvkovitě. V nejvyšších částech se pak nacházejí holiny. Ty jsou tvořeny solitérními zakrslými smrkem, travinami a vývraty stromů, po kterých pak vlivem eroze zůstává kamenná dlažba. Dolní část povodí tvoří z části zdravý smrko-jedlový les s podrostem semenáčků, travin (bika lesní) a borůvky (brusnice borůvka). Celkově je vegetace tohoto povodí díky hospodářské činnosti velice mozaikovitě rozložená.

Povodí Rokytka spadá téměř celým územím do I zóny parku. Vegetaci lze rozdělit na rašeliništní (vrchovištní) a lesní (ostatní). V rašeliništní vegetaci lze jasně vymezit vrchoviště horského typu, které je obklopeno podmáčenými smrčínami a minerotrofními ostřicovými rašeliništi. V centrální části těchto vrchovišť jsou zachované přirozeně nelesní partie. Jejich vegetaci tvoří trávy s porosty suchopýru

trsnatého (*Trichophorum caespitosum*). Dále se zde nachází rašeliník bodlavý (*Sphagnum cuspidatum*), ostřice mokřadní (*Carex limosa*) nebo blatnice bahenní (*Scheuchzeria palustris*). Dále zde najdeme celou řadu mechů. Dále k okraji vrchoviště se objevuje borovice rašelinná (*Picea pseudopumilio*), bříza trpasličí (*Betula nana*) nebo ojediněle smrk na okrajích nebo v blízkosti odvodňovacích rýh. Borovice rašelinná zabírá téměř třetinu rašelinných ploch. Při okraji rašelinišť se nachází menší plochy rašelinných a podmáčenných smrčín (Bufková, I. 2009).

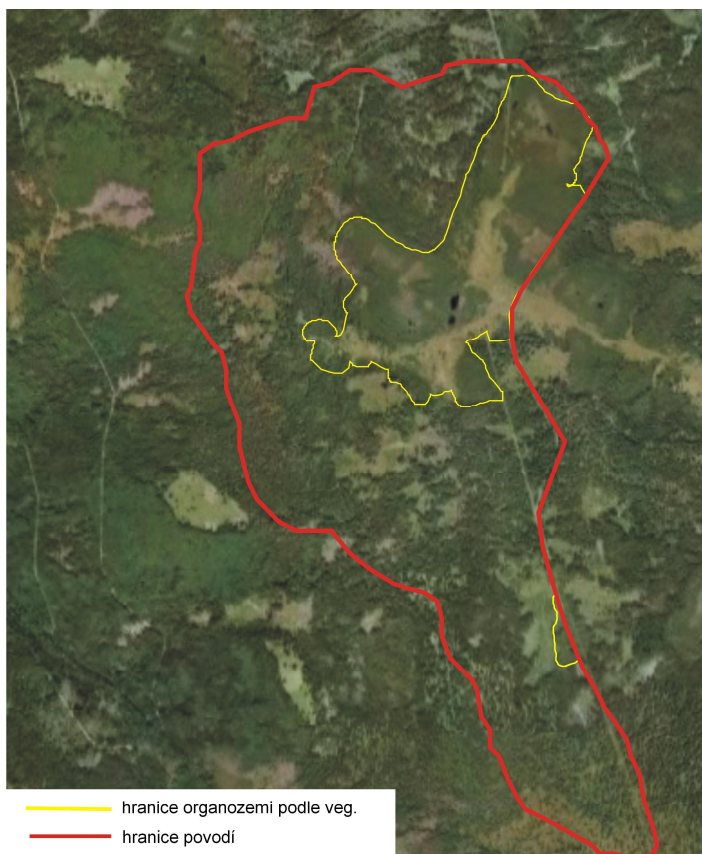
Zbylou lesní vegetaci tvoří hlavně smrkový les s příměsí jedle a buku zejména na jižních svazích. Les je cca z jedné čtvrtiny ovlivněn kůrovcem. Je zde jak „mrtvý les“, tak holiny částečně porostlé novou výsadbou a náletem. Bylinné patro tvoří druhy travin a mechů, a borůvky. Zdravý les má vyvinuté bylinné a keřové patro. „Mrtvý les“ díky ponechání dřevní hmoty se pomalu zaplňuje převážně smrkovým náletem, viz obr.5.

Jinak lze rozdělit vegetaci z hlediska infiltrace a retence a to na:

- 1 Vegetaci centrálních vrchovišť, kde se nachází volné plochy jen s mechem a travinami, nebo porostlými borovicí rašelinou a brusnicí
- 2 Vegetaci okrajů vrchovišť s prolínáním borovice rašelinné, smrkem a borůvkou, nebo travnaté plochy mezi vrchovištěm a potokem tvořené travinami
- 3 Vegetaci zdravého lesa s vyvinutým bylinným a keřovým patrem s jehličnatým a listovým opadem
- 4 Vegetaci mrtvého lesa s řídkým bylinným patrem tvořeným převážně semenáčky a travinami.

Některé zde rozdělené typy vegetace mohou mít podobnou infiltraci nebo retenci.

Obr. 5 Satelitní snímek povodí Rokytky



(GoogleEarth, 2011)

Obr. 6 Satelitní snímek povodí Černého potoku



(GoogleEarth, 2011)

4.7. Hydrologické poměry

Rokytky je tokem VI. řádu. Je levostranným přítokem Roklanského potoku, který se v obci Modrava stéká s Modravským potokem a vytváří řeku Vydru.

Černý potok má protáhlé povodí s charakteristikou (a) 0,14. Černý potok je pravostranným přítokem Slatinného potoku, který je pravostranným přítokem Křemelné.

Podrobným hydrologickým monitoringem Rokytky se zabývá Katedra fyzické geografie a geoekologie v rámci projektu GA UK 2371/2007 „Retence vody v pramenných oblastech řek jako nástroj integrované protipovodňové ochrany a řešení problému sucha“ (Kocum, J. Janský, B. 2009)

5. Metodika

U tématu retenční schopnosti půdy je zásadní zjištění pórovitost půdy. Standardní výpočet se opírá o jednoduchý princip podílu celkového objemu vzorku a objemu pevné složky. Objem pevné složky se určuje v laboratoři pomocí pyktometru. Ve výzkumných povodí se nachází množství organozemi, pro kterou nelze použít klasický pyktometr. Po konzultaci s odborníky z VÚMOPu mi byla potvrzena složitost určení pórovitosti. V praxi existuje výpočet pomocí plynného pyktometru, který je však jen na některých vědeckých pracovištích. Odborníci v této problematice konstatují, že se pórovitost organozemi pohybuje kolem 80 %, místy až k 90 %.

Organozem patří mezi bobtnavé a smrštivé půdy. To způsobuje nasávání a vyprazdňování vody ze samotné organické hmoty, což je příčinou i velmi dlouhé vysoušení. Při odběru organozemi nebo nadložního humusu do Kopeckého válečku (100 cm³) vzorek po nasátí nabobtná a tím zvýší svůj objem. Naopak při vysušení se vzorek může smrstit až o 3/4 nasyceného objemu. Přepočet objemu nabobtnané organozemi k objemu 100 cm³ je uveden následující rovnicí:

$$V_{100sm} = \pi \cdot r^2 \cdot \frac{v_{100}}{v_{100sm}} \cdot v_{100}$$

Kde V_{100sm} je přepočtený objem vzorku smrštěné půdy, r je poloměr malého vzorku, v_{100} je původní výška nesmrštěné půdy velkého válečku, v_{100sm} je výška smrštěné půdy velkého válečku a v_{25} je původní výška malého válečku 100 cm³ (Vlčková, M. et al. 2011).

Pro výpočet celkového množství vody zadržené v organozemi není však přepočet nutný.

5.1. Plná vodní kapacita

Jde o objem kapilárních a nekapilárních pórů vyjádřený v % k celkovému objemu půdy.

$$P = \frac{G_s - G_t}{G_{\max} - G_t}$$

G_{max}... hmotnost plně nasyceného válečku

G_s... hmotnost suché vzorku s válečkem

G_t... hmotnost válečku

Měření bylo provedeno gravimetrickou metodou pomocí Kopeckého válečků. Vzorky se odebíraly z horizontů A a B v hloubkách přibližně 10 a 20 cm. Tam, kde byl A horizont slabý nebo naopak Oh větší než 10 cm, byl odebrán i Oh horizont.

Vzorek se nejprve po odebrání zvažil a poté byl na 48 hod zcela ponořeno do destilované vody. Poté opět zvážen a sušen v peci při teplotě 60°. Sušení trvalo až do úplného vysušení vzorku. Doba sušení byla konzultována s odborníky. Po několika dnech byl vzorek vyndán, zvážen a nakonec se zvažil samotný kovový váleček. Tímto se zjistila váha aktuálně odebraného vzorku (*G_m*), plně nasyceného vzorku (*G_{max}*) a suchého vzorku (*G_s*), viz kap. Přílohy. Z těchto dat se pak dala vypočítat aktuální vlhkost vzorku a pórovitost vzorku, podle metodiky ČSN (ČSN ISO 11464 a ČSN 721012).

Tato metoda zřejmě nedokáže zjistit přesný objem zejména mikropórů, ale při zadržení dešťových srážek nehrají mikropóry (zadržující adsorpční vodu) významnou roli. Nehledě na fakt, že v povodích Rokytky a Černého potoku se vlhkost pohybuje okolo 80 %.

5.2. Okamžitá hmotnostní vlhkost zeminy... OHV

Vlhkost se měří opět gravimetrickou metodou a to pomocí rozdílu hmotnosti aktuálně odebraného vzorku a vysušeného vzorku. Výsledná hodnota pak odpovídá hmotnost vody [g] na hmotnost sušiny [g] tedy [g/g], popřípadě [ml/g], nebo v procentuálním vyjádření [%] (Suchara, I. 2007).

$$OHV = \frac{G_m - G_s}{G_s - G_t}$$

G_m... hmotnost čerstvého vzorku válečkem

G_s... hmotnost suché vzorku s válečkem

G_t... hmotnost válečku

5.3. Okamžitá objemová vlhkost... OOV

Jde o podobné vyjádření vlhkosti jako u hmotnostní vlhkosti s tím, že množství vody se nevztahuje na hmotnost půdy, ale na objem půdy, tedy [g(ml)/cm³]. Vyjádřit lze rovněž procentuálně [%]. Vypočítá se následně:

$$OOV = G_m - G_s$$

5.4. Infiltrace

Infiltrace byla měřena výtopovou metodou. Jelikož měření probíhala i na fibrické organozemi, bylo obtížné měřit dvouválcovou metodou. Díky vysoké vlhkosti a hladině podzemní vody docházelo výraznému zkreslení výsledků.

Měření probíhalo pomocí ocelové trubky. Byl měřen čas poklesu vody v trubce po 5 a 10 cm. Po 10 cm se tedy do půdy infiltrovalo kolem 250 ml. Pokus se opakoval a 2krát změnilo místo v okruhu 1 m. Z těchto dat se pak spočítala rychlost infiltrace v různých typech půd a pokryvu. Z časových důvodů nemohl být aplikován standardní postup.

5.5. Zadržení vody v půdě

Cílem bylo změřit dobu, za kterou je půda schopna zadržet určité množství vody. Plně nasycený vzorek byl zvážen a umístěn na filtrační papír zakrytý při teplotě cca 10°C. Rozdíl hmotnosti vzorku plně nasyceného a vzorku odsávaného 30 minut udává hmotnost vody [g] v nekapilárních pórech, tedy i objem nekapilárních pórů [ml]. Tento pokus se opět vyzkoušel na několika typech půd.

5.6. Retence vody v půdě

Jde o hlavní výpočet této práce. Z celkové plochy a jednotlivých hloubek se vypočte objem celého půdního pokryvu bez C horizontu, tedy objem A horizontu (případně Oh + A) a B horizontu (případně E + B, B/C). od těchto objemů se pak odečte skeletovitost [%] a pórovitost [%]. Tím vyjde objem potenciálních volných pórů v celém výzkumném povodí. Do tohoto objemu se však musí započítat aktuální vlhkost která se v době měření nedostala pod 60 %.

K výpočtu průměrné retence byly použity tři interpolační metody (IDW, Kriging, Spline) a výpočet pomocí Thiessenových polygonů. Interpolačních metod

existuje více, ale tyto jsou v geografii používány nejvíce. Každá metoda podléhá jinému algoritmu výpočtu. Nejjednodušší je metoda IDW . Thiessenovy polygony složily k výpočtu retence váženým průměrem (Langhammer, J. 2011).

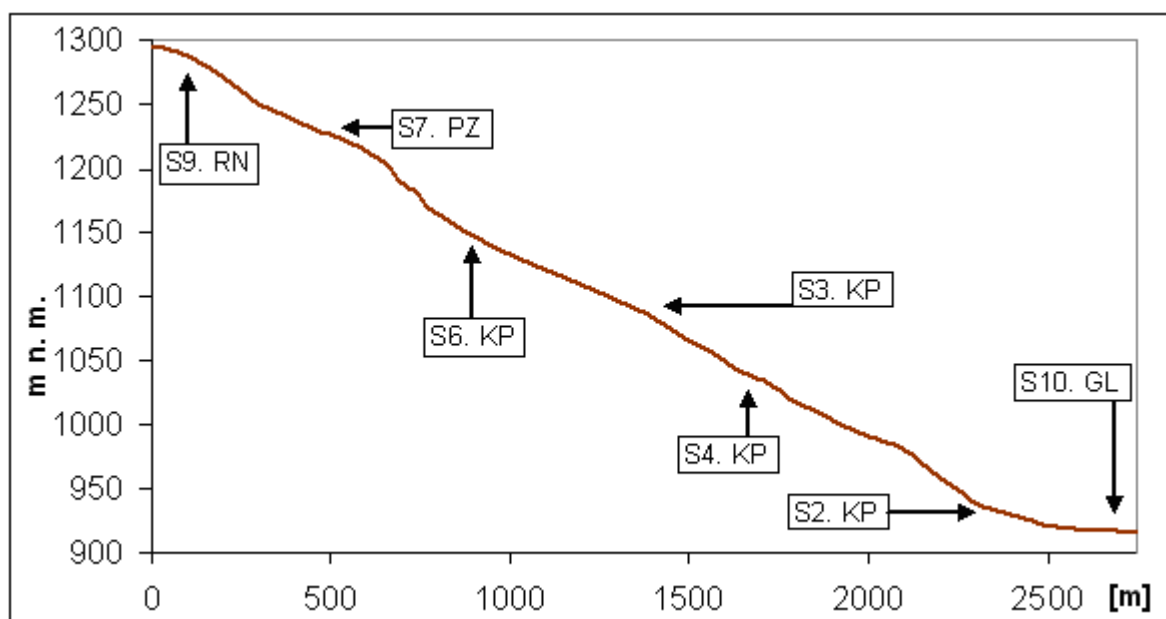
6. Výsledky a jejich diskuze

6.1. Charakteristika půdních typů

6.1.1. Černý potok

V tomto povodí bylo vytvořeno celkem 17 sond, z toho u 13 se odebíraly vzorky půdy. Jednotlivé půdní typy jsou popsány v kapitole Přílohy 10.2. V tomto povodí byl zjištěn nejčastějším půdním typem kryptopodzol z různými podtypy, viz graf 3. Dále pak ranker, podzol nebo glej. Půdní typy jsou zde ovlivněny hlavně vegetací a sklonitostí. Jelikož je sklonitost v celém profilu víceméně podobná, je její ovlivnění půdy určeno vegetací – tedy zda je vegetační pokryv mýtina, holina, mladý nebo starý les. Hloubky půdy se pohybují kolem 40 – 50 cm. Půdy mají velké množství skeletu.

Graf 3 Příčný profil povodí Černého potoku (JZ – SV)



(pozn.: S2... sonda č. 2)

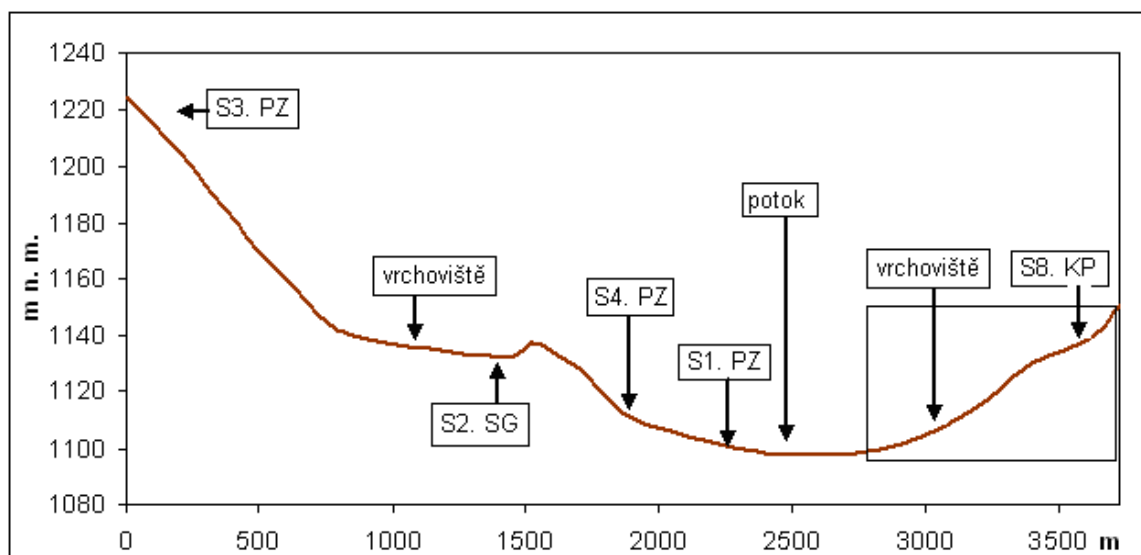
6.1.2 Rokytká

Během výzkumu bylo vytvořeno 17 sond, u 12 byly odebrány vzorky. Dále 6 sond na organozemi s různým stupněm rozložení. Jednotlivé půdní sondy jsou popsány v kap. Přílohy 10.3. V tomto povodí byly zjištěny nejčastěji půdní typy podzol,

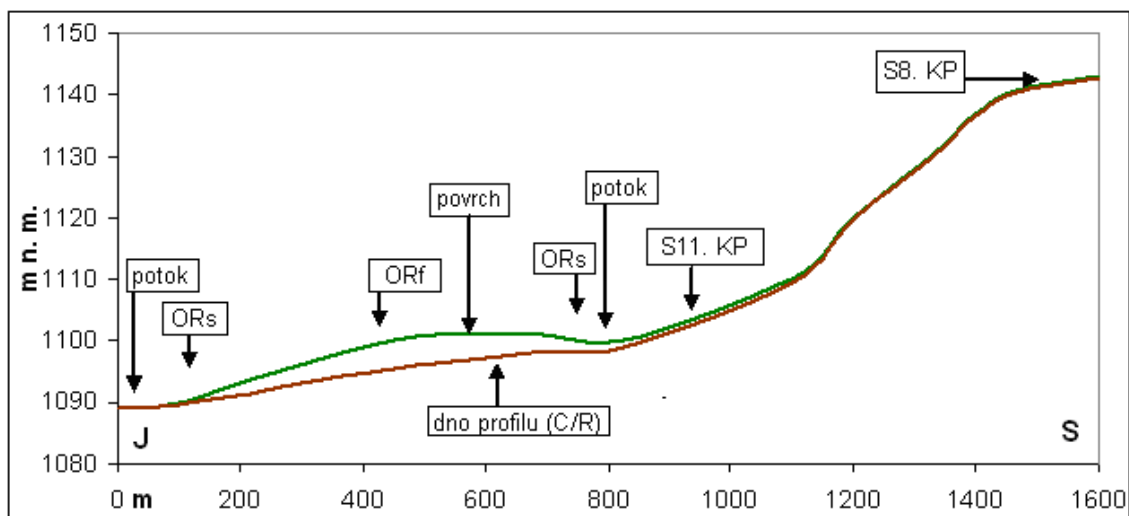
kryptopodzol a organozem. Dále jsou zde zastoupeny typy spíše okrajově a to stagnoglej a glej. Jednotlivé půdní typy jsou místy různě zrašelinělé. Z podtypů je nejčastější modální, zrašelinělý nebo rankerový. Výskyt typů půd je ovlivněn nejvíce vegetací, expozicí a hloubkou podzemní vody. Vegetace ovlivňuje míru podzolizace. V místech se zdravým smrkovým lesem byl nejčastěji určen podzol, zatímco v mrtvém nebo smíšeném lese nebo holině se spíše nacházel kryptopodzol. To ovlivňovala ještě expozice, kdy jižní svahy mají velkou příměs listnatých stromů (hlavně buků), viz graf 4. Podzemní voda ovlivňuje půdy v blízkosti toků nebo vrchovišť.

Hloubky půdy se pohybovaly okolo 50 - 60 cm, mělké sondy pak 30 – 40 cm díky skeletovitosti nebo hladině podzemní vody. Specifickým případem jsou vrchoviště, kdy hloubka několikanásobně překročila místní průměr, viz graf 5.

Graf 4 Příčný profil povodí Rokytky (JJV – SSZ)



Graf 5 Detailní profil katény napříč vrchovištěm



6.1.2.1. Oragnozem

V povodí Rokytky se nachází organozem ve většině svých subtypech. Nejvíce je zastoupena organozem fibrická a mesická. Ty tvoří hlavní část vrchoviště. Okraje vrchoviště a některé lesní partie podmáčených smrčín tvoří organozem saprická a humolinová. Dále zde najdeme řadu zrašeliněných půd. Zajímavostí je část travnatých částí údolí mezi korytem potoku a vrchovištěm. Jde o soubor různých přechodných typů půd od gleje, přes fluvizem, ranker až k humolinové organozem. Narozdíl od vrchovištní organozem mají tyto půdy skeletovitost kolem 20 – 30 %, kromě nejnižších glejových partií zde nenajdeme podzemní vodu. Vlhkost je také nižší. Podle taxonomické klasifikačního systému je pro určení organického horizontu T nutná mocnost alespoň 25 cm. Někde však sondy této mocnosti nedosáhly.

V povodí najdeme dvě typická vrchoviště. S pomocí GPS na nich byla vytvořena pravidelná síť bodů vzdálených od sebe 150 m. Pomocí lavinových tyčí pak byly zjištěny hloubky rašeliniště. Nejhlubší bod byl naměřen kolem 6 metrů, ovšem tato hloubka zde byla naměřena i větší, kolem 7 m.

Z hlediska retence se na vrchovišti dají rozlišit typy organozem. I když je plná vodní kapacita velmi podobná, dají se díky rozdílnému stupni zrašelinění najít rozdíly. Ve své bakalářské práci v rešeršní části jsem uvedl řadu rozdělení různých autorů (Vlček, L. 2008). Pro účel tohoto výzkumu se využilo rozdělení taxonomického systému půd a rozdělení na základu charakteristické vegetace. Podle taxonomického systému se rozlišují subtypy fibrická, saprická a humolinová. Jelikož je v terénu obtížné

přesně zjistit míru zrašelinění, jsou některé kategorie sjednoceny. Rozdělení na základě vegetace pomáhalo přesněji určit jednotlivé areály organozemi. V centrální trávnickové (suchopýrového) a klečové části vrchovišť se nacházela nejčastěji organozem fibrická, zčásti mesická v místech meliorací. Trávnickové holiny mezi vrchovišti a potokem bylo tvořeno organozemí humolinovou s malými místy s rankerem nebo gleji. Přechodovým typem půdy pak byla organozem saprická, místy humolinová. Tato třetí kategorie se nacházela v okraji přibližně 10 m kolem vrchoviště – mezi vrchovištěm a lesem nebo mezi jednotlivými vrchovišti. Vegetační pokryv byl tvořen místy klečí, smrkem nebo částečně travinami.

Vzorky organozemi byly odebrány v typických příkladech jednotlivých typů a to na trávou nebo klečí porostlých vrchovištích se zřetelným typem organozemi fibrické, na přechodu mezi vrchovišti s organozemí saprickou a na otevřených partiích mezi vrchovišti. Při zjišťování hloubek organozemi se poté určil typ organozemi a poté se mu přiřadila průměrná plná vodní kapacita naměřená na tomto subtypu. Jednotlivé hodnoty jsou pak vidět v tabulce 2.

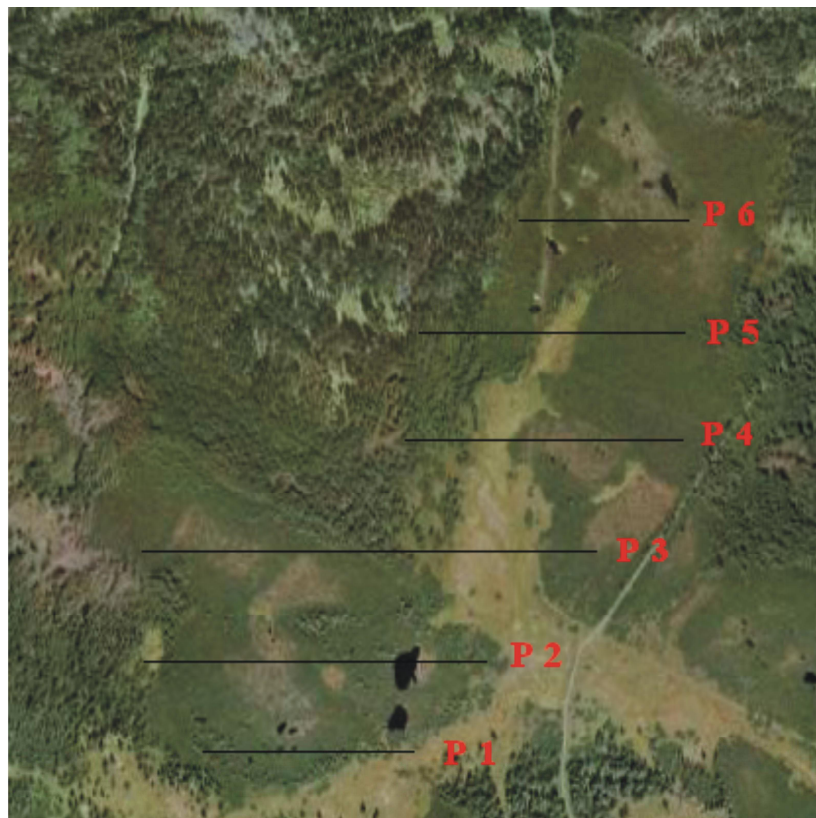
Tab. 2 Plná vodní kapacita jednotlivých kategorií organozemi použitých ve výpočtu

	ORf	ORs/h	ORh/RN
P	95,1	93,8	90,4

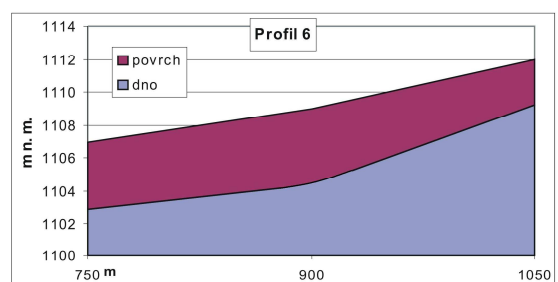
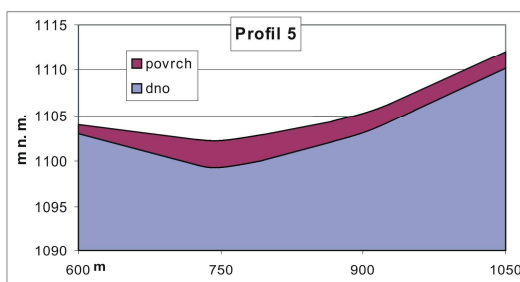
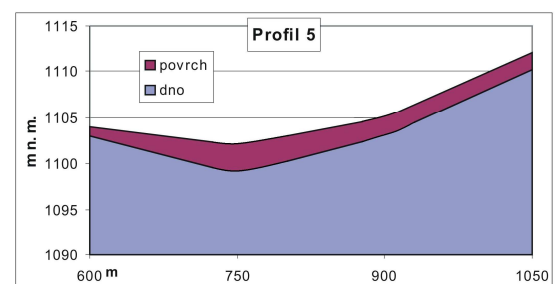
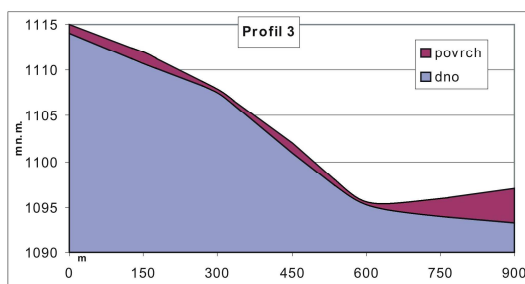
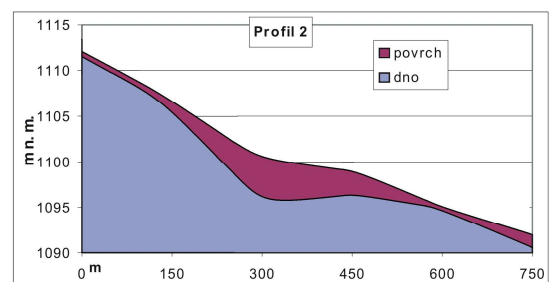
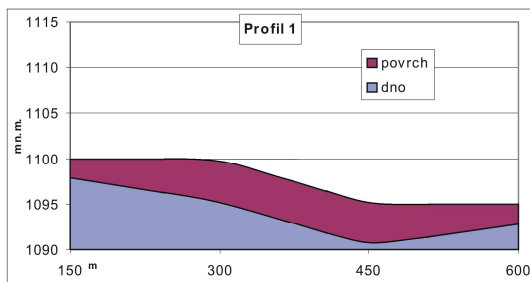
(P... plná vodní kapacita)

Z bodů měření je dobře patrný vyklenutý tvar vrchoviště. Na obrázku 7 je 6 profilů napříč dvěma hlavními vrchovišti. Profily jsou sestaveny z velmi řídké sítě bodů, ale pro názornost postačí. Na některých profilech je vidět, jak rostoucí vrchoviště posunuje z nejnižší místa údolí několik desítek metrů jinam, např. profil 2 nebo 3. Přesunuty jsou poté i koryta potoků. Zápodo-východní směr byl vybrán na základě nejvýraznějších odchylek dna a povrchu .

Obrázek 7 Profily s hloubkami organozemi ve vrchovišti

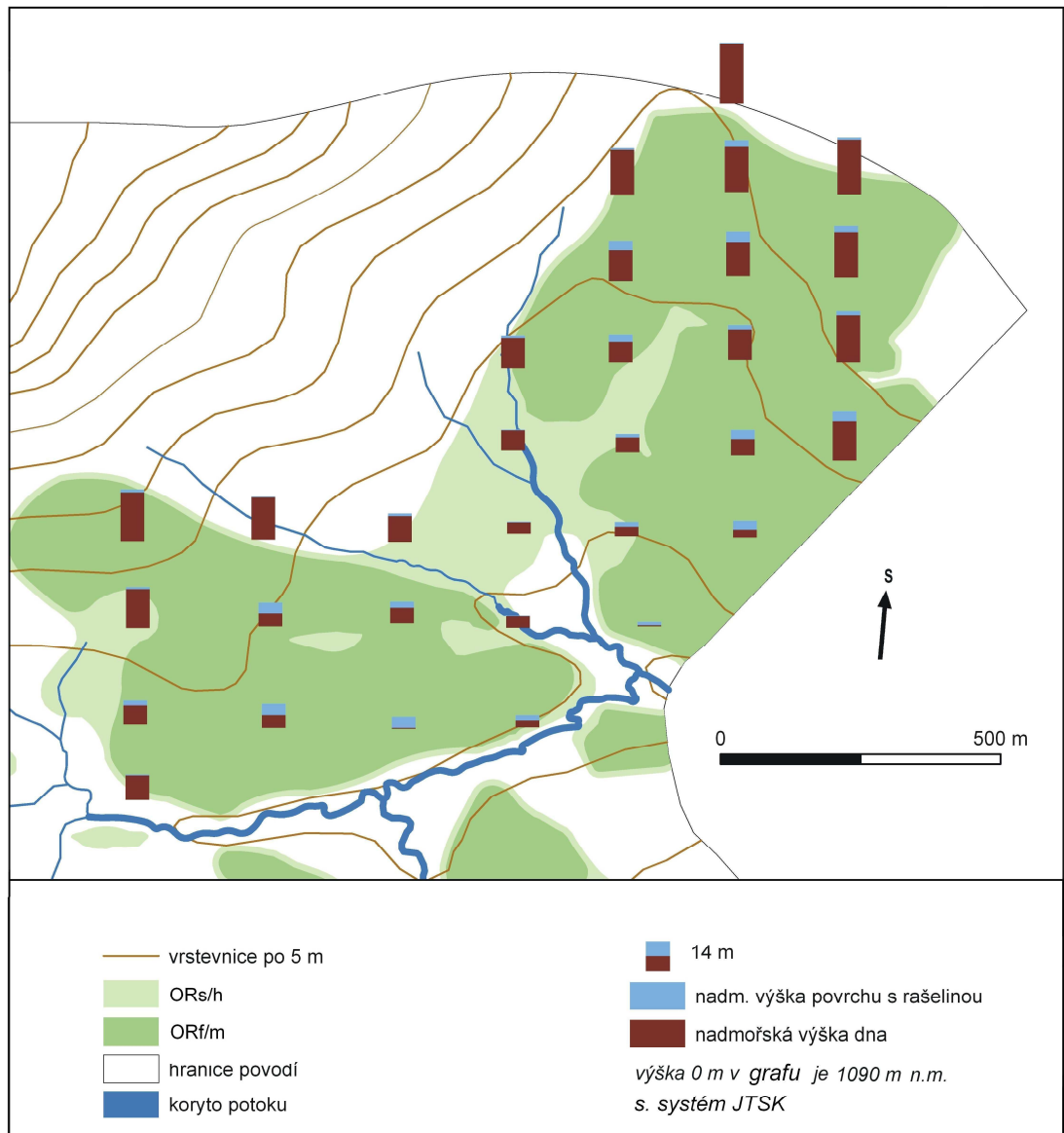


0 150 300 450 600 750 900 1050 m



Pro názornost je zde zobrazena mapa hloubek organozemi v největším vrchovišti na Rokytce, viz mapa č.3. Mapa doplňuje soubor výše uvedených profilů. Celková plocha organozemi v povodí je 0,87 km², což je přes 23 % celého území. Pokud bychom započítali ještě půdy zrašelinělé zabírala by plocha odhadem přes 30 % území. Organozem fibrická (největší plocha) zabírá cca 14 % území.

Obrázek 8 Hloubka dna hlavního vrchoviště Rokytka



6.2. Plná vodní kapacita

Jde o jednu z hlavních složek výpočtu. Jednotlivé hodnoty jsou uvedeny v kap. Přílohy tab. 15 - 18. Hodnoty se pohybovaly podobně jako hodnoty pórovitosti, viz kap. Metodika., tedy v rozmezí cca 40 – 80 %, kdy nejvyšší hodnoty jsou vzorky převážně nadložního humusu. Vzorky organozemí vykazovaly hodnoty ještě vyšší a to až k 93 %. Důvodem je již zmiňovaná bobtnavost tohoto typu. Nejmenší hodnoty byly naměřeny ve hlubších nebo oglejených horizontech. Ovšem vlivem vysoké hladiny podzemní vody mají zdejší glejové půdy celkovou vysokou plnou vodní kapacitu proto, že mají mocný zrašelinělý A hor. a nadložní humus. Podrobnější statistiku hodnot plné vodní kapacity je uvedena v tabulkách 3 a 4.

Plná vodní kapacita (P), obvykle s hloubkou klesá, ale objevovaly se i sondy s vyšší (P) ve spodním horizontu, viz sonda 1 v povodí Rokytky. Tento jev může být vysvětlen vznikem tzv. škraloupu, tedy méně propustné vrstvy, která je popsána na konci kapitoly Infiltrace. Dalším důvodem může být pedoturbace, protože byl tento jev pozorován právě v místech se zvýšenou pedoturbací.

Charakteristika hodnot plné vodní kapacity v povodí

Tab. 3 Černý potok

průměr	59,2
max	83,1
min	34,8
median	61,8
rozpětí	48,3
rozptyl	219
sm. odchylka	14,8

Tab. 4 Rokytky

průměr	70
max	93,7
min	41,4
median	73,9
rozpětí	52,4
rozptyl	249,5
sm. odchylka	18,4

6.3. Infiltrační pokusy

Cílem bylo porovnat infiltraci na jednotlivých vegetačních pokryvech, které se nejčastěji vyskytují v povodí Rokytky a Černého potoku. Infiltrace byla měřena výtopovou metodou s proměnným spádem pomocí ocelové trubky. Trubku místo dvouválcové metody doporučují i odborníci v tomto odvětví. Problém je v zaražení

trubky do potřebné hloubky. Pro účel tohoto výzkumu však stačila hloubka do 10 cm půdy. Z důvodu měření na organozemi, obzvláště na fibrické, docházelo při použití dvouválcové metody vlivem vysoké pórovitosti k propojení obou komor válců a tím i k ovlivnění doby infiltrace.

Měření se provádělo několika pokusy na fibrické organozemi a kryptopodzolu Rokytky a kryptopodzolu Černého potoku. Vegetaci v okolí pokusu na organozemi tvořila borovice rašelinná s porostem mechu rašeliníku a vtroušeným řídkým porostem brusinky. Na kryptopodzolu Rokytky probíhalo měření na povrchu tvořeném opadem jehličí s menší příměsí borůvky a v malé depresi porostlé travinami a borůvkami s vrstvou drobného listového opadu v místě sondy 1. Les byl tvořen převážně smrkem. Měření na kryptopodzolu v povodí Černého potoku v místech sondy 1 bylo provedeno na místech s podobnou vegetací: první se mocnou vrstvou opadu jehličí v mladé smrčině, druhé v řídké smrčině s řídkou trávou a mechem.

V tabulce 5 jsou výsledky měření rychlosti infiltrace. Čísla jsou vytvořena z průměrů několika na měření na zmíněných místech. V obou dnech měření a dnech předem byly zaznamenány slabé srážky (v době měření nikoliv). Díky tomu měla půda vyšší aktuální vlhkost. Podmínky by tedy měly být podobné. Pokles vody v trubce do 5 cm představuje infiltraci 50 mm srážky.

Tab. 5 Měření rychlosti infiltrace

	typ půdy	vegetace	infiltrace [cm/s]	měření
18.8.2010	Organozem fibrická Rokytky	mech, opad	0,312	po 5 cm
			0,294	po 10 cm
18.8.2010	Kryptopodzol Rokytky	jehličí	0,094	po 5 cm
		traviny	0,06	po 5 cm
		traviny	0,0598	po 10 cm
21.11.2010	Kryptopodzol Černý potok	jehličí	0,31	po 5 cm
			0,28	po 10 cm
		řídká travina, mech	0,064	po 5 cm
			0,0575	po 10 cm

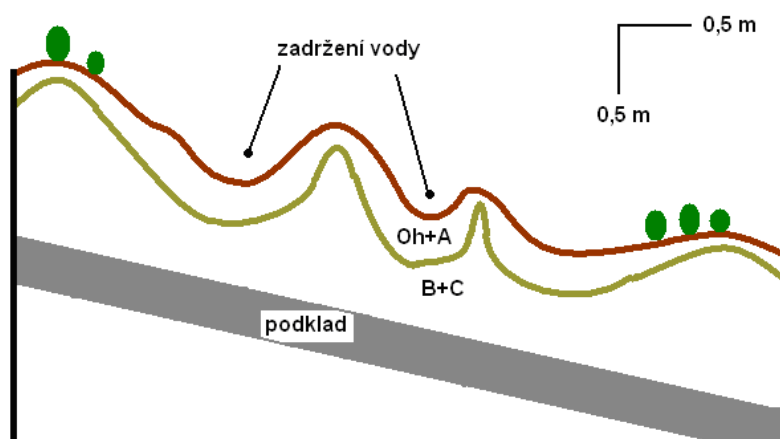
Infiltrace se pohybuje v hodnotách 0,05 – 0,31 cm/s. Je vidět logická závislost rychlosti infiltrace na pórovitosti. Nejvyšších hodnot je dosaženo na organozemi a opadu

jehličí, naopak nejmenší v místech porostlých travinami. Je vidět řádový rozdíl mezi jednotlivými typy povrchu.

Při porovnání hodnot měření na kryptopodzolu s výzkumem Dr. Šandy. dojdeme k podobným závěrům. Jejich průměrná naměřená hodnota zapadá do intervalu naměřeného na Šumavě. Výsledky měření na organozemí jsou odlišné. Podle popisu je organozem v povodí v Jizerských horách subtyp organozem humolinová. Vyskytuje se na nejspodnějších místech svahu a je ovlivňována místním potokem. Může mít tedy daleko menší pórovitost než organozem při měření na Rokytce. Při porovnání s hodnotami výzkumu P. Kudrnové (Kudrnová, P. 2007) jsou výsledky větší. Její měření je dlouhodobé a vyjadřuje celkovou kumulativní infiltraci.

Vliv samotné infiltrace v prostředí Rokytky však lze jen stěží porovnat s odtokem z povodí. Velký vliv zde má bioturbace. Ta není tak výrazná v povodí Černého potoku, který je ovlivněn těžbou dřeva, ale v povodí Rokytky ano. Díky množství vývrátů a tlení stromů je mikrorelief velice členitý a vytváří spleť mikro elevací a depresí. Nejvíce je toto patrné v místech zdravého lesa, kde vše zvyrazňuje bylinné patro rostoucí hlavně na těchto „hřbítcích“. Voda, která se díky malé infiltrační rychlosti na „hřbítcích“ (vlivem slabého nadložního humusu a A horizontu) nevsákne vytvoří povrchový odtok. Ve většině hospodářských lesů by tento odtok dosáhl až vodního toku. Ovšem díky bioturbaci se voda zadrží v těchto depresích, kde se pomalu vsakuje. Zde je vhodnější (z hlediska transformace odtoku) pomalejší infiltrace než na půdách s velkou infiltrací jako u organozemí, viz obr. 9.

Obrázek 9 Zadržení vody na povrchu postiženém bioturbací



Tento jev vysvětluje Kutílek infiltrace vody do půdy s méně propustnou vrstvou. Tato vrstva bývá označována jako „škraloup“. Povrchová vrstva se postupem času infiltrací zanáší jemnými suspenzemi a jílovitými částicemi. To samé se děje například rovněž na dně koryt a kaluží. (Kutílek, M.1978). Podobně vysvětluje jev S. Rouseva, který ve svém výzkumu hodnotil vliv deště na pórovitost vrchního horizontu (Rouseva, S. et al. 2002).

Voda, která by se na rovném povrchu vsakovala rovnoměrně do půdy, se v tomto případě vsakuje hlavně v malých depresích, kam částečně steče vlivem povrchového odtoku. Voda sebou přináší jílovité a jiné částice, které následně snižují pórovitost vrchních vrstev půdního profilu.

Měřením infiltrace se potvrdil vliv nadložního humusu a pedoturbace v krajině. Nejvhodnějším typem vegetace z hlediska infiltrace je zdravý les s mocným humusovým horizontem a depresemi po vývratech stromů. Nejrychlejší infiltraci vykazuje logicky organozem fibrická, ale značnou část roku má vrchoviště vlivem totožné hladiny podzemní vody s povrchem neměřitelnou infiltrací, a spíše než vsak je zde pozorován povrchový odtok. Z jiných výzkumů v podobné oblasti však ostatní půdní typy ve zdejších podmínkách povrchový odtok zřejmě nemají. Největší rychlosti infiltrace v rámci povodí má rovněž nadložní humus tvořený hlavně jehličnatým opadem. Ten se vyskytoval nejvíce v povodí Černého potoku, kde je ale tato rychlost v kombinaci s méně mocnou půdou spíše na škodu. Voda se tak rychleji dostane do toku. Z hlediska protipovodňové ochrany můžeme mít na infiltraci dva úhly pohledu. Vysoká infiltrace je vhodná v hospodářských lesích kde není výrazná pedoturbace. V méně dotčených lesích v povodí Rokytky se naopak jeví vhodnější pomalá infiltrace, kdy voda stéká po povrchu do pedoturbací vytvořených prohlubní, kde se pomalu vsákne. Důležité je zjištění ostatních výzkumů, že v této oblasti k povrchovému odtoku nedochází (Kudrnová, P. 2007).

6.4. Měření doby zadržení vody v půdě

Jde o další doplňkový výzkum. Cílem bylo porovnat hlavní půdní typy nebo horizonty v povodí. Množství zadržené vody bylo měřeno v době 0,5, 1, 1,5, 2, 2,5, 5, 12 h a po 5 dnech ve venkovní vlhkosti a teplotě přibližně kolem 8 °C.

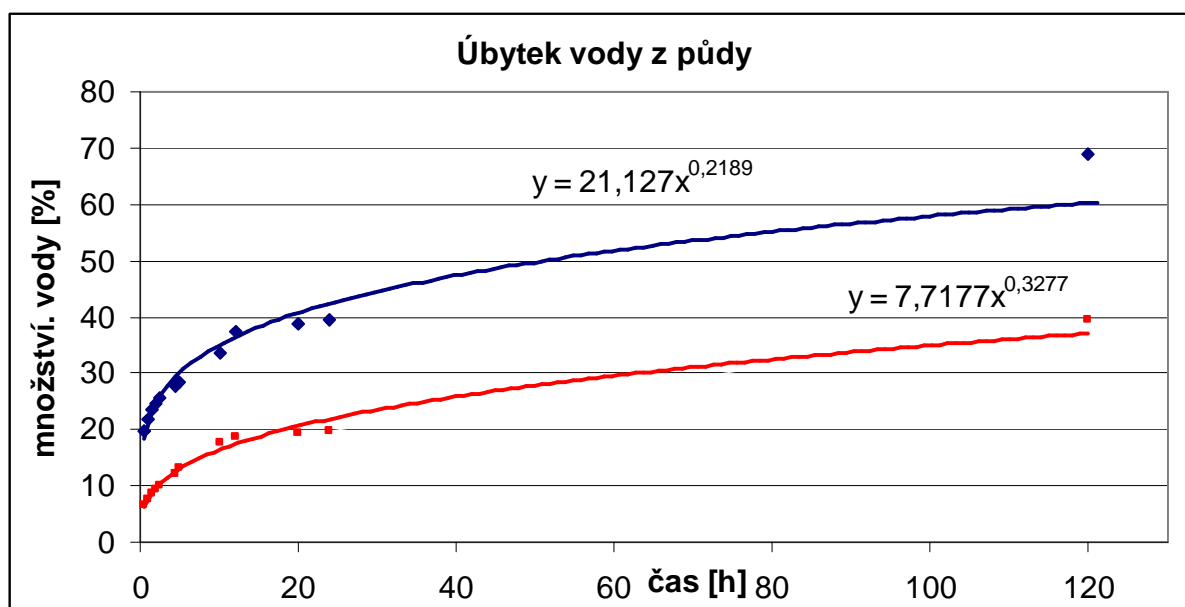
V tabulce 6 je vidět, že největší úbytek je do 1, respektive do 0,5 hod. Jde o vodu gravitační, která není v půdě vázána a protéká půdou systémem makropórů a preferenčních cest. Preferenční cesty vznikají obvykle jako projev bioturbace (fytózoturbace, vývraty stromů, kořeny, poruchy podloží) (Sněhota 2009). Tím je i vysvětlen rozdíl hodnot mezi kryptopodzolem a organozemí, pozorovatelný v grafu č.6. Vrchoviště jako takové má minimální bioturbaci. Jde o masu tvořenou víceméně stejným materiálem, který vlivem řídké vegetaci, absenci půdního makro- a mezoedafonu a vlivem stálé hladiny podzemní vody i zanedbatelný vliv podloží nemá velké preferenční cesty jako v ostatních typech půdy. Proto voda z organozemi odtéká ze začátku pomaleji než z jiné půdy. Ne každá organozem má podobné vlastnosti. Například zrašelinělé smrčiny nebo zrašelinělé půdy se z hlediska makropórů a preferenčních cest můžou chovat stejně jako zbylé typy půd. Zajímavé výsledky by jistě přineslo měření půdního potenciálu na jednotlivých místech vrchoviště.

Tab. 6 Množství vody zadržené v půdě za čas

doba [h]	max	0,5	1	1,5	2	2,5
hmotnost [g]	216	210	209	208	207,5	207
množství vody [%]	100	93,4	92,3	91,2	90,6	90,1
hmotnost [g]	224	214	213	212	211,5	211
množství vody [%]	100	80,3	78,3	76,4	75,4	74,4
doba [h]	5	10	12	24	120	min
hmotnost [g]	204	200	199	198	180	125,2
množství vody [%]	86,9	82,5	81,3	80,2	60,4	0
hmotnost [g]	209,6	206,9	205	204	189	173,2
množství vody [%]	71,7	66,3	62,6	60,6	31,1	0
organozem saprická kryptopodzol A						

Graf 6. poukazuje na procentuální ztrátu vody. Stavů úplného vysušení by teoreticky vzorek kryptopodzolu dosáhl min za 50 dnů, vzorek organozemi více jak za 100. Tohoto stavu však v přírodě nikdy nedosáhne. Aktuální vlhkosti se pohybují na hranici 2 až 3 hodin po úplného nasátí.

Graf 6 Úbytek vody z půdy u organozemi (hor.T) a kryptopodzolu (hor.A)



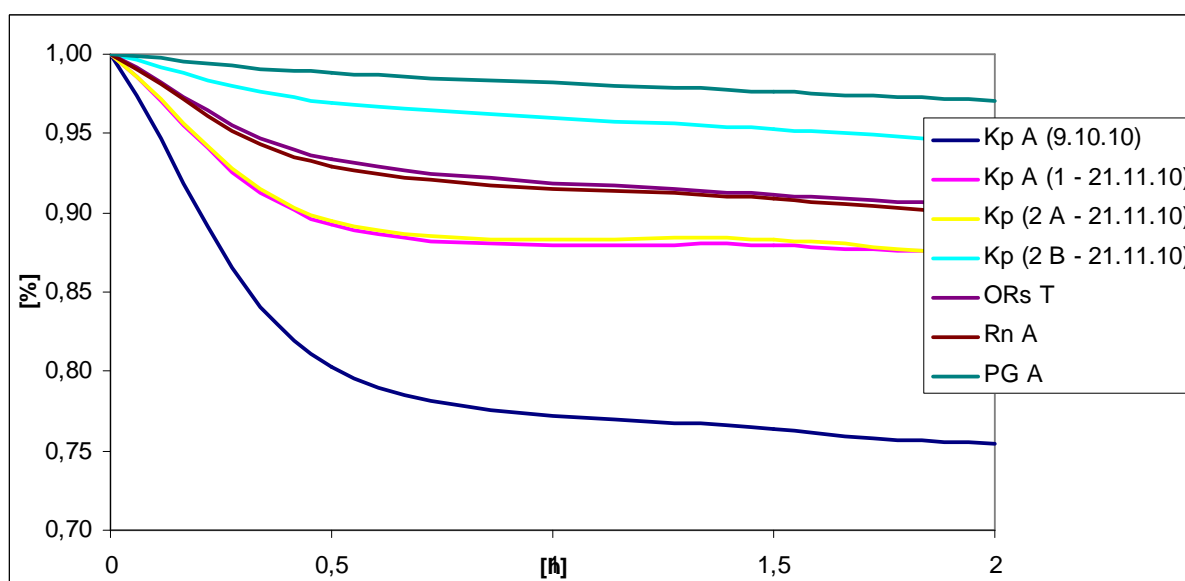
Během měření se zjišťovala velikost nekapilárních pórů. Póry byly měřeny z rozdílu vah nasátého vzorku a odsátého vzorku po 30 minutách, viz tab. 7. Velikost pórů [%] je uvedena v posledním sloupečku tabulky. Z měření vyplývá, že nekapilární póry zabírají maximálně kolem 10 %. Nejmeně kapilárních pórů mají gleje a oglejené půdy, naopak nejvíce povrchové organominerální horizonty. Malé množství nekapilárních pórů u rašelinných půd zřejmě způsobuje minimální bioturbace.

Tab. 7 Změna hmotnosti půdy po odsátí a množství kapilárních pórů

	Akt	Max	0:30	1:30	2:00	Min	P (30min) [%]
Kp A (9.10.10)	210	224	214	212	211,5	173,2	10
Kp A (1 - 21.11.10)	226	258	250	249	248,6	183,3	8
Kp (2 A - 21.11.10)	196	229	220	219	218	143,5	9
Kp (2 B - 21.11.10)	257	266	264	263	262,4	202	2
ORs T	209	216	210	208	207,3	125,2	6
Rn A	213	230	223	221	220	131,5	7
PG A	230	235	234	233	232,5	148,8	1

V grafu 7 je vidět úbytek vody z půdy po prvních 2 hodinách. Jsou zde dvě skupiny horizontů. Spodní tvoří horizonty s větší pórovitostí, tedy horizonty A a T organozemi. Horní dva jsou pseudoglejový a B horizont kryptopodzolu. Tyto půdy mají nízkou pórovitost, absorbují méně vody, ale o to méně jí vypustí do odtoku. Je patrné, že ve všech případech mají půdní horizonty po cca 1,5 hodiny stejnou rychlost ztráty vody.

Graf 7 Úbytek vody v půdě během prvních 2 hodin měření



Zadržení vody v půdě je řízeno silou potenciálu a velikostí pórů. To, že organozem (saprická) dokáže zadržet vodu po delší dobu, je dáno menším množstvím preferenčních cest a nekapilárních pórů oproti podobně pórovitým horizontům. Má tedy větší potenciál půdní vody. To může být jeden z důvodů, proč dokáže vyklenuté vrchoviště udržet podzemní vodu tak vysoko.

6.5. Skeletovitost

Měření skeletovitosti představuje v pedologii veliký problém. Při šetření kopaných sond se skletovitost může měřit přesíváním přes síta různých velikostí. Větší velikosti hrubé frakce se poté popisují měřením a odhadem velikosti. Celkové zjištění množství a velikosti skeletu v povodí by bylo možné pouze překopáním celého

výzkumného území nebo pomocí satelitní technologie. První metoda je nemožná a druhá dokáže zjistit pouze množství v povrchové části. Hlavním způsobem zjištění skeletovitosti je tedy odhad. Jde o nepřesné hodnocení, ovšem široce využívané.

Ve výzkumných profilech se skeletovitost pohybovala v rozmezí 0 – 80 %, což je velice široké rozmezí. Nejnižší hodnoty byly určeny v organozemi a povrchových horizontech, největší pak na svazích a v hlubších horizontech.

6.5. Aktuální vlhkost

Aktuální vlhkost je důležitým faktorem při retenci vody. Jelikož odběry vzorků se uskutečňovaly pouze v několika dnech během vegetační sezóny, nelze závěr měření nějak zobecnit. Aktuální vlhkost se během měření pohybovala mezi 57 do 97 %. Nejvyšší hodnoty byly naměřeny v gleji s vysokou hladinou podzemní vody. V tabulce 8 je zobrazena základní statistika okamžité hmotnostní vlhkosti OHV, objemové hmotnosti OOV a aktuální vlhkosti Θ (% pórů zaplněných vodou) povodí Rokytky a Černého potoku. Průměrná hodnota aktuální vlhkosti je 80 %.

Tabulka 8 Charakteristiky půdní vlhkosti

	OHV [ml/g]	OOV [ml/cm ³]	Θ [%]
průměr	2,51	0,65	80,4
průměr (-10%)	1,97	0,64	81
median	1,21	0,6	81,5

Obě povodí se však liší a to hlavně v OHV. To je patrné v tabulce 9 a v tabulce 10. Hodnoty se značně liší v maximálních hodnotách. To je vidět při odečtení 10ti % krajních hodnot. Vysoké hodnoty způsobuje vzorky organozemi, které mají hodnoty OHV několika násobně větší. Organozem má ze všech půd nejmenší objemovou hmotnost a tím vyjde poměr hmotnosti vody a sušiny velmi vysoký.

Tab. 9 Charakteristika půdní vlhkosti povodí Rokytky

	OHV [ml/g]	OOV [ml/cm ³]	Θ [%]
max	13,81	0,95	95
min	0,59	0,51	57
průměr	3,59	0,71	83,3
průměr (-10%)	2,97	0,7	85
median	3,28	0,7	84,2

Tab. 10 Charakteristika půdní vlhkosti povodí Černého potoku

	OHV [ml/g]	OOV [ml/cm ³]	Θ [%]
max	0,45	0,41	97
min	3,73	0,82	60
průměr	1,48	0,59	77,7
průměr (-10 %)	1,53	0,59	77,6
median	1,14	0,56	80,4

Základní statistika půdní vlhkosti vzorků organozemi je uvedena v tab. 11. Zatímco aktuální vlhkost Θ se pohybuje v podobných hodnotách jako u celého povodí Rokytky nebo Černého potoku, hodnoty OHV se značně liší.

Tab. 11 Charakteristika půdní vlhkosti vzorků organozemi

	OHV [ml/g]	OOV [ml/cm ³]	Θ [%]
max	13,81	0,95	0,95
min	4,2	0,71	0,68
průměr	7,62	0,87	0,88
median	7,04	0,9	0,91

Vzorky půdy byly odebírány za různého počasí a hlavně odběru předcházelo bezesrážková nebo různě dlouhá srážková doba. Jak bylo zmíněno na začátku kapitoly, ke zjištění dynamiky půdní vlhkosti během roku není dostatek hodnot. Proto se v ostatních šetřeních odkazuje spíše na průměrnou vlhkost.

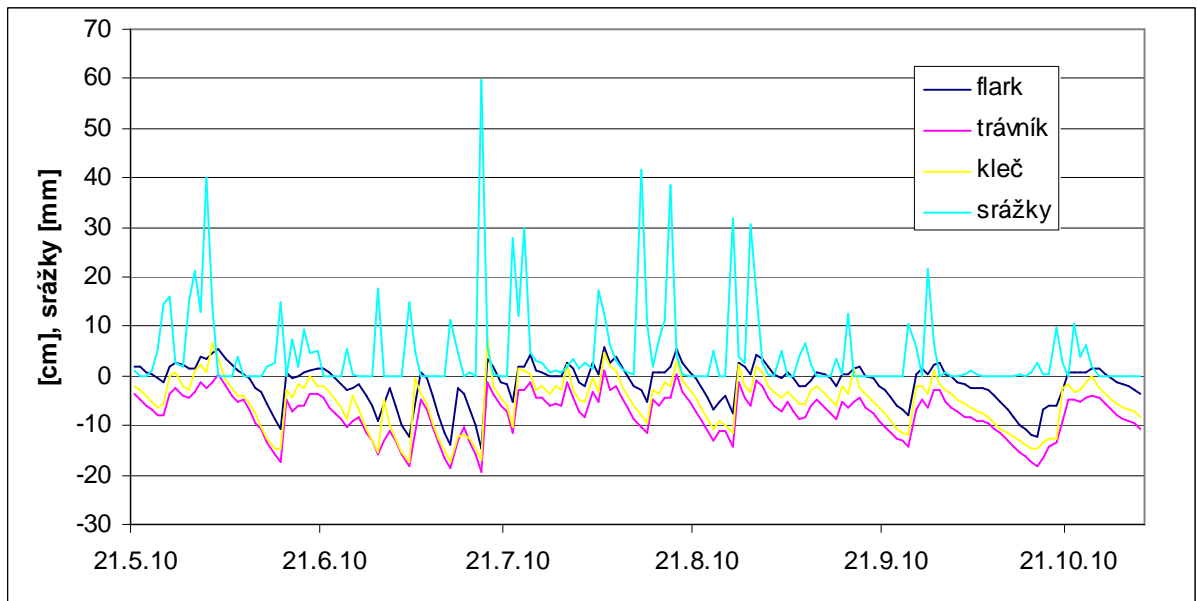
6.6. Hladina podzemní vody ve vrchovišti

Rašeliništní vegetace reaguje velice citlivě na malé změny vodního režimu. Dlouhodobý pokles či vzestup hladiny může vyvolat sukcesní změny. Povrch rostoucích vrchovišť z většiny pokrývá koberec rašeliníků, které jako zástupci mechorostů nemají ani kořeny ani vodivá pletiva, a veškerý transport vody zde probíhá pouze pomalou difuzí. V delších obdobích bez srážek pak osychají hlavičky rašeliníků. Tím se zvyšuje albedo, snižuje se výpar a vzrůstá přízemní teplota. V noci pak vlivem nízké tepelné vodivosti organozemi je tok tepla z půdy velmi malý, a proto i teploty klesají níže než u ostatní vegetace. To poté způsobuje i vyšší výkyvy v evapotranspiraci. (Kučerová, A. et al. 2009)

Hladina podzemní vody má v řadě typů rašelinišť výraznou sezónní i meziroční dynamiku. Relativně stabilní hladina bývá jen na rašeliništích sycených pramennou nebo artézskou vodou. Naopak vrchoviště a zalesněná vrchoviště závislá pouze na dotaci srážkovou vodou vykazují během letních přísušků typický, výrazný pokles hladiny podzemní vody. V zimních měsících dochází k akumulaci pevných srážek na povrchu rašeliniště, které je zpravidla zamrzlé. Přesto voda nezamrznuté části stále odtéká, a tak můžeme pozorovat mírný pokles hladiny během jarního tání. (Kučerová, A. et al. 2009)

Dynamika hloubky hladiny podzemní vody během vegetační sezóny je značná a na změně se projeví i menší srážka, viz graf 8. Rychlost poklesu hladiny může dosahovat 2 až 3 cm za den. Reakce rašeliniště na srážky je velmi rychlá. Hladina podzemní vody se začíná zvyšovat téměř bezprostředně po výraznější srážce. Pro neúplnost dat zde nejsou uvedeny teploty vzduchu, ale i tak je dobře vidět rychlejší pokles v letních měsících než v zimních.

Graf 8 Hladina podzemní vody a množství srážek v roce 2010

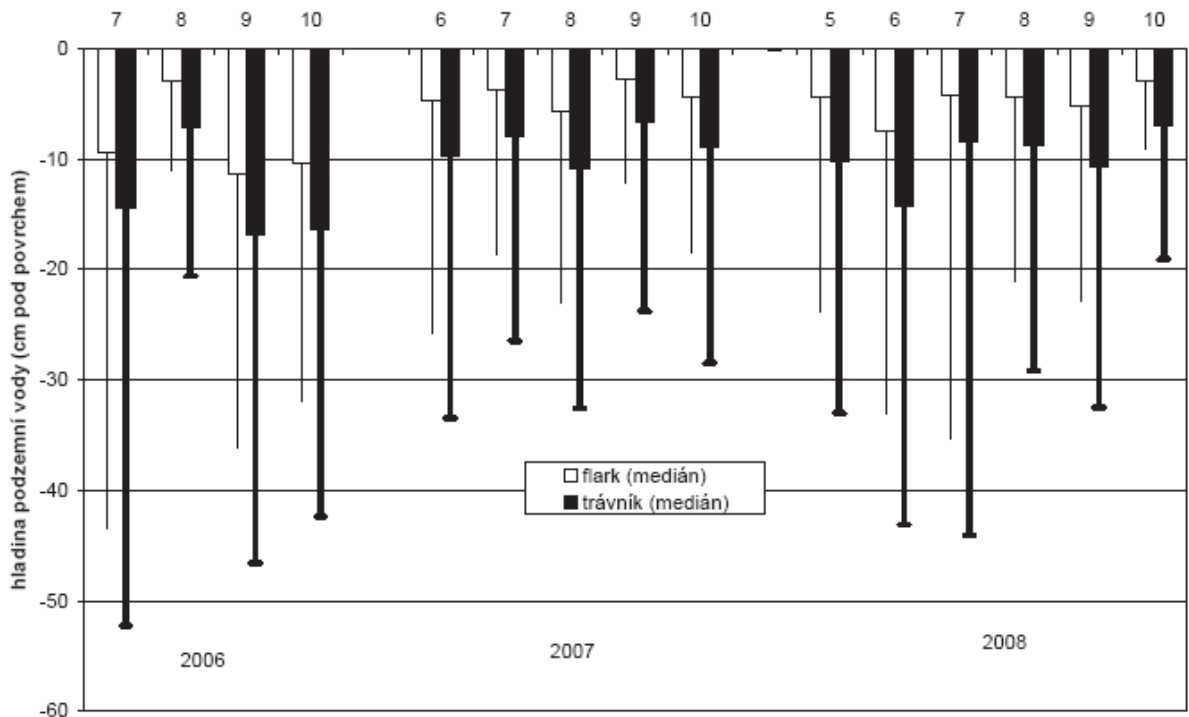


(zpracováno z dat Kučerová, A. et al. 2009 a PřF UK)

V grafu 8 jsou vidět hloubky podzemní vody v roce 2010. Data hloubek byla poskytnuta Andreou Kučerovou z Botanického ústavu AV ČR v Třeboni. Měření bylo provedeno na různém typu vegetačního pokryvu – trávník, borovice kleč, flark (prohlubně občas zatopené vodou). Hladina neklesla níže jak 20 cm pod povrch, ovšem během 4letého měření byla zjištěna nejnižší hodnota 37,8 pod povrchem a to v suchopýrovém trávníku. Střední hodnota se pohybovala od 4 do 10 cm. (Kučerová, A. et al. 2009).

Měření probíhalo pouze na 3 místech ve vrchovišti, ale jsou to jediná data v této oblasti.

Graf 9 Hladina podzemní vody ve vrchovišti (flark a trávník) za měsíce v roce 2006 – 2008

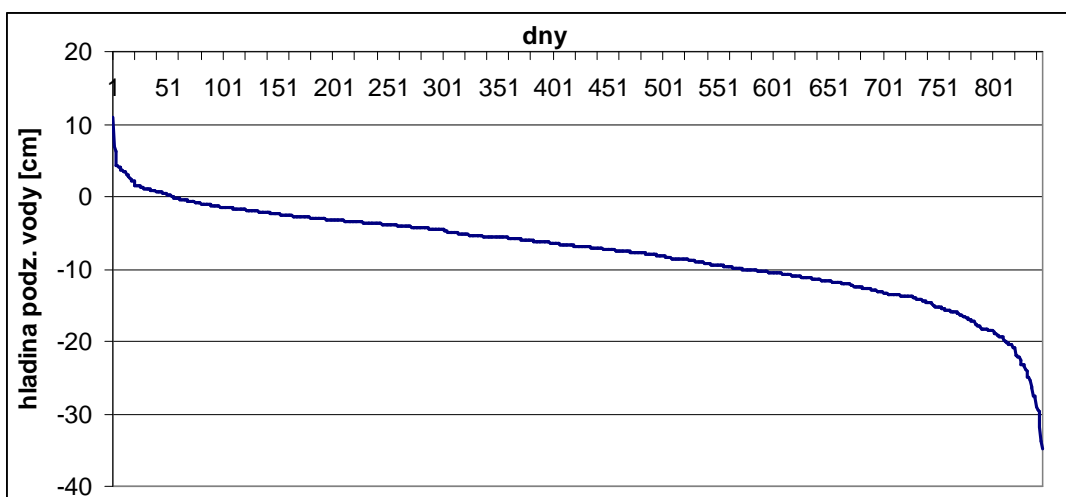


(Kučerová, A. et al. 2009)

Graf 9 zobrazuje hodnoty mediánu hladin podzemní vody za 3 roky měření. Flark, nebo-li malá podlouhlá prohlubeň, je z hlediska celého vrchoviště místo s nejvyšší průměrnou hladinou podzemní vody.

Ke zjištění hloubky půdního profilu, tedy u organozemi do hladiny podzemní vody, se jako dno brala minimální naměřená (-37,8 cm) a průměrná (-10,7) hladina, měřeno ve vegetačním povrchu – trávník, a vztaženo na organozem fibrickou a saprickou. U organozemi humolinové se během měření hladina podzemní vody nenašla, a proto je dno půdního profilu brán C horizont. V některých případech se u humolinové organozemi při přechodu ke gleji hladina vody vyskytovala velmi vysoko. Stanovení hladiny během jednodenního měření je však velice obtížné, neboť sonda se může zaplnit vodou až po několika hodinách. Proto se při výpočtu bere také minimální hloubka.

Graf 10 Čára překročení hladiny podzemní vody v kleči za celou dobu měření



(zpracováno z dat Kučerová, A. et al. 2009)

Počet dnů, ve kterých je hladina výš než průměr, zřetelně překračuje počet dnů pod průměrem, viz graf.č. 10. Nejčastější hodnota za celou dobu měření je -6,1 cm. Jestliže je průměrná hodnota kolem -10 cm pod povrchem, je téměř $\frac{3}{4}$ vegetační doby nadprůměrná. Logicky pak ztrácí schopnost vyrovnání srážek do průtoků.

Organozemě mají největší pórovitost ze všech typů půd, ale nemají nejrychlejší úbytek vody. Z tohoto lze usuzovat, že i maximální kapilární kapacita bude vyšší než u organominerálních půd. Zřejmě díky tomu se hladina vody ve vrchovišti pohybuje takto vysoko a zároveň kopíruje vyklenutý povrch vrchoviště. Pokud hladina podzemní vody dosáhne povrchu, vznikne na vrchovišti povrchový odtok. Ten dokazuje i množství stružek mezi jezírky (flarky) a místy i v kleči.

6.7. Retence vody v půdě

Pro výpočet retence vody půdou ve výzkumných povodí byly vybrány interpolační metody IDW, Kriging a Spline a navíc výpočet pomocí Thiesenových polygonů. Výsledkem je maximální hodnota srážky, která se vejde v jeden okamžik do půdních pórů bez horizontu C. Hodnoty srážek potenciálně zachycených půdou v povodí jsou zobrazeny v tabulce 12 a 13. Výpočet u jednotlivých sond je pak uveden v tab. 15 - 18 v kap. Přílohy.

Tab. 12 Průměrná hodnota retence srážek [mm]

	IDW	KRIGING	SPLINE	TH. P
Černý potok	136,7	137	125,3	137
Rokytká (p)	138,1	144,5	149,4	141,6
Rokytká (m)	267	231	213,1	234,6

Tab. 13 Celková retence vody půdou v povodí [m³]

	IDW	KRIGING	SPLINE	TH. P
Černý potok	213252	213720	195468	215090
Rokytká (p)	522018	546210	564732	535248
Rokytká (m)	1009260	873180	805518	884520

(p) ...průměrná hloubka hladiny podzemní vody v organozemi

(m) ...minimální hloubka hladiny podzemní vody v organozemi

Sondám na organozemi byl přiřazen vypočtený průměr pro daný subtyp, viz kap. 6.1.2.1. Organozem tabulka 2. Je vidět, že největší vliv na retenci má hladina podzemní vody. Výpočet je jednodušší než u ostatních typů půd, protože se nemusí uvažovat skeletovitost. Hloubka se vynásobila průměrnou plnou vodní kapacitou pro určitý subtyp organozemi. Data jsou limitována převzatými data o hodnotě podzemní vody ve vrchovišti.

Tab. 14 Retence srážek organozemí

Typ půdy	Typ vegetace	P prům. [mm]	P max. [mm]
ORf	trávník	98	345
ORf/m	borovice	95	324
OSs/h	různé	91	320

(P... plná vodní kapacita)

Hodnoty z povodí Rokytky jsou rozděleny podle hladiny podzemní vody. V hodnotách „P prům.“ se počítá s naměřenou průměrnou hloubkou hladiny podzemní vody. U dat „P max.“ se počítá s minimální hladinou podzemní vody, která byla naměřena.

Celkové množství potenciálně zadržené vody je zobrazeno v tabulce 13. Hladina podzemní vody v organozemi hraje zásadní úlohu v retenčním potenciálu povodí. Rozdíl minimální a průměrné hladiny podzemní vody vytvoří zásobu kolem 30 % z celého retenčního potenciálu povodí.

Obrázky 10 - 21 zobrazují výsledky zadržetí srážek při aplikaci interpolačních metod. Při využití metody Idw a Kriging se dobře vykreslí vliv vrchoviště a podzemní vody v něm. Hladina podzemní vody ovlivňuje retenci celého povodí velmi výrazně. Při nejmenší dosud naměřené hladině podzemní vody se retence celého povodí zvýší téměř dvojnásobně oproti průměrnému stavu hladiny. Při průměrné hladině tvoří vrchoviště jednu z nejmenších retenčních ploch v povodí Rokytky.

Povodí Černého potoku je z hlediska retence oproti Rokytkce vyrovnanější. Vyšší hodnoty se vyskytují pouze v závěrovém profilu, kde je hlubší půda a více pórovitá půda.

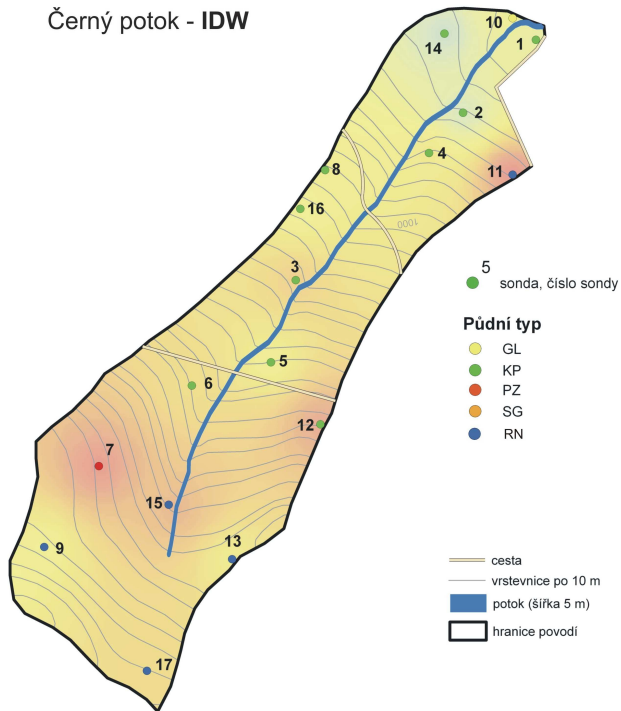
Hodnoty retence ovlivňuje přímo pórovitost, skeletovitost a hloubka půdního profilu. Nejlepší kombinací je tedy hluboká půda s mocným A horizontem bez hrubého skeletu. Tuto definici nejlépe splňuje organozem, ovšem bez hladiny podzemní vody. Jako druhý příklad nejlepší retence se v povodí objevil kryptopodzol ve zdravém jehličnatém lese s mocným nadložním humusem a A horizontem s výraznou pedotubací, viz sonda 4 v povodí Rokytky. Nejmenší retenční schopnost mají (když vynecháme plně zatopenou organozem nebo glej) rankery a nebo půdní typy na rozvodí s holinami nebo v místech s velkým sklonem. Tamní půdy mají obvykle tenký nadložní humus a A horizont. Rovněž jsou velmi skeletovité. Příkladem je sonda č.3 v povodí Rokytky nebo sonda 7 v povodí Černého potoku.

Jistá pravidla ve výskytu hodnot retence zde byla popsána, ovšem u ostatních sond je to kombinace různých zmíněných faktorů.

Výsledné mapy: Retence srážek půdou ve výzkumných povodích

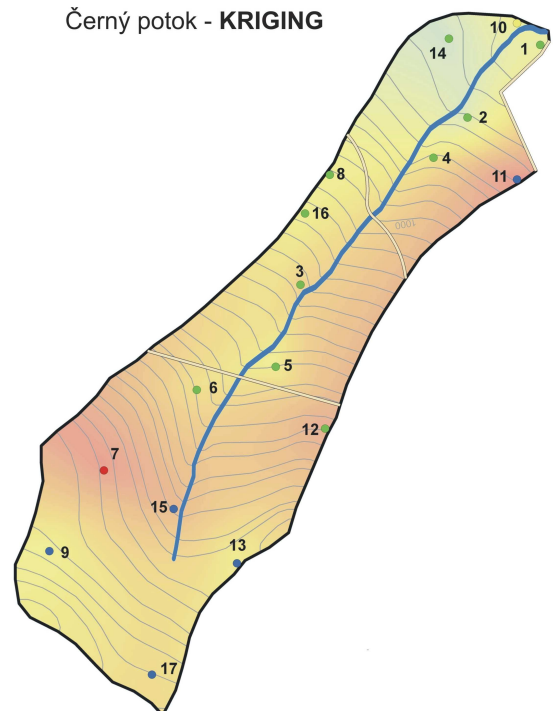
Obr 10

Černý potok - IDW



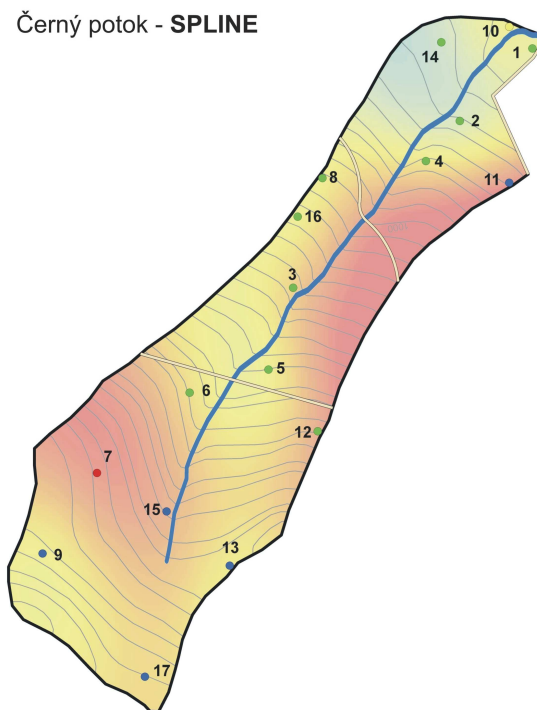
Obr. 11

Černý potok - KRIGING



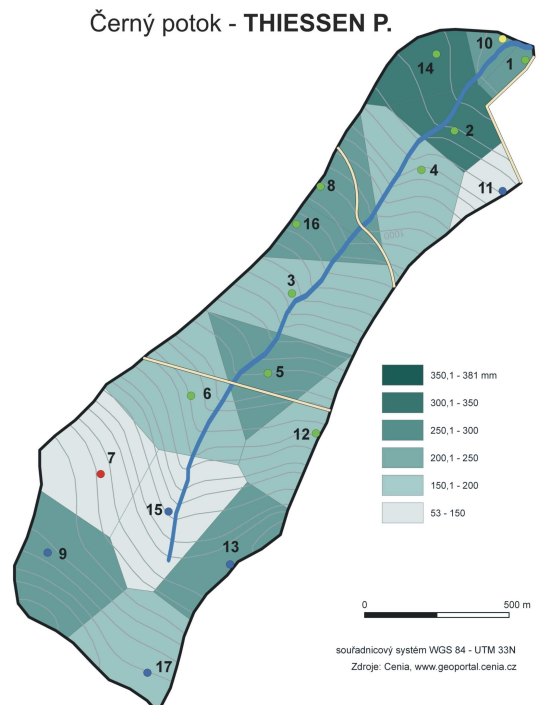
Obr. 12

Černý potok - SPLINE



Obr. 13

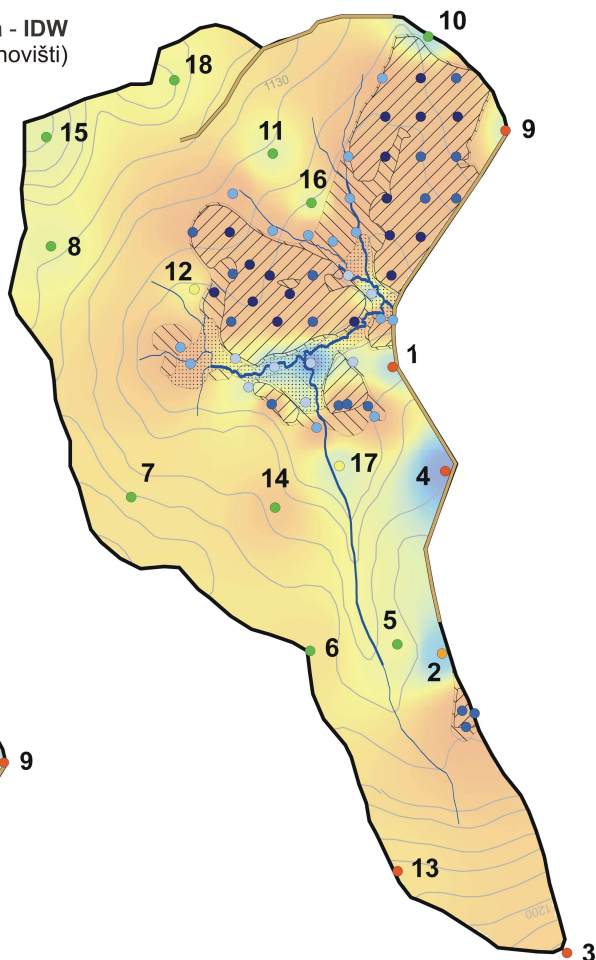
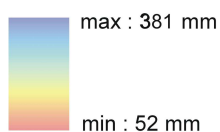
Černý potok - THIESSEN P.



Malá zádržná schopnost půdy povodí Černého potoku je způsobena hlavně malou mocností půdy. Velká zádržnost půdy v u závěrového profilu je dána velkou mocností půdy a částečně zrašeliněným horizontem s velkou pórovitostí.

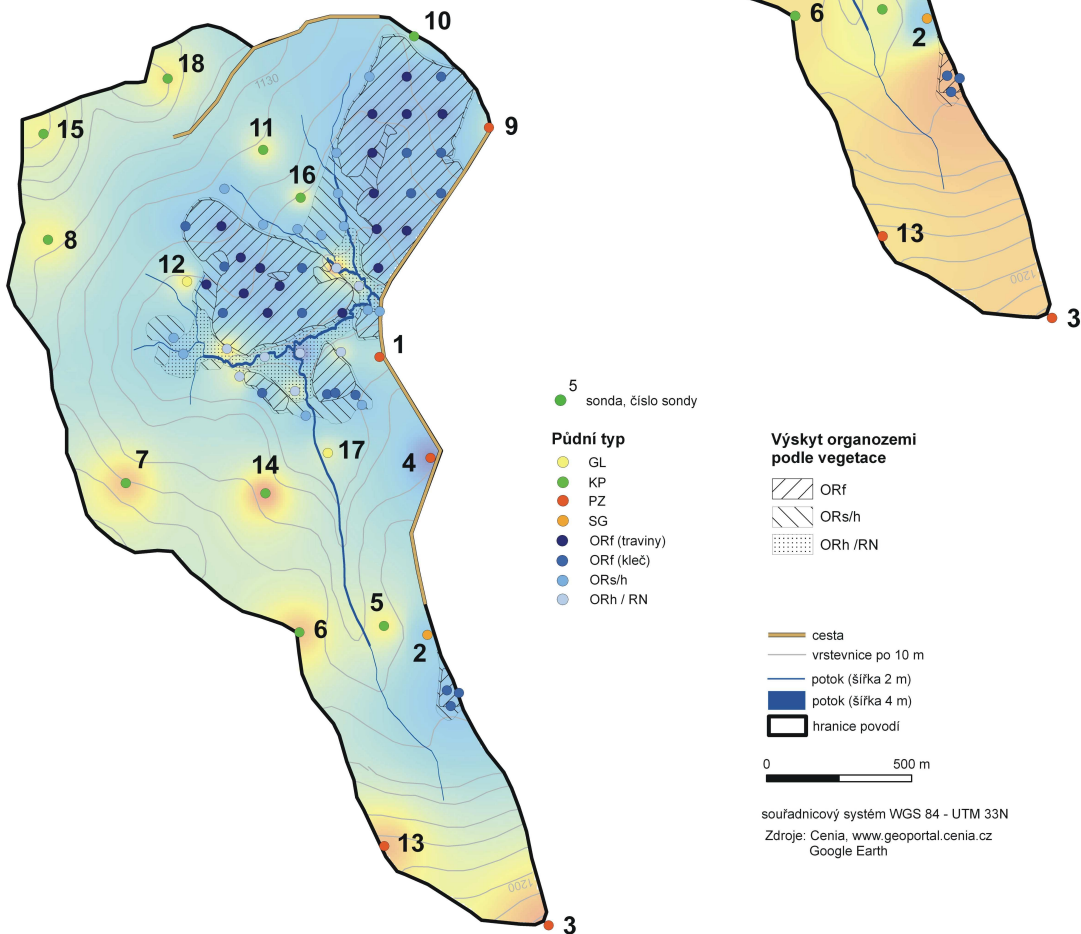
Obr. 14

Rokytká - IDW
(průměrná hloubka vody ve vrchovišti)



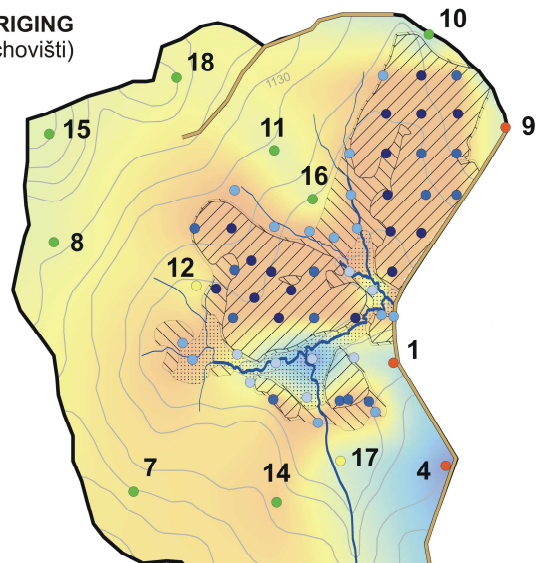
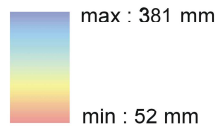
Obr. 15

Rokytká - IDW
(minimální hloubka vody ve vrchovišti)



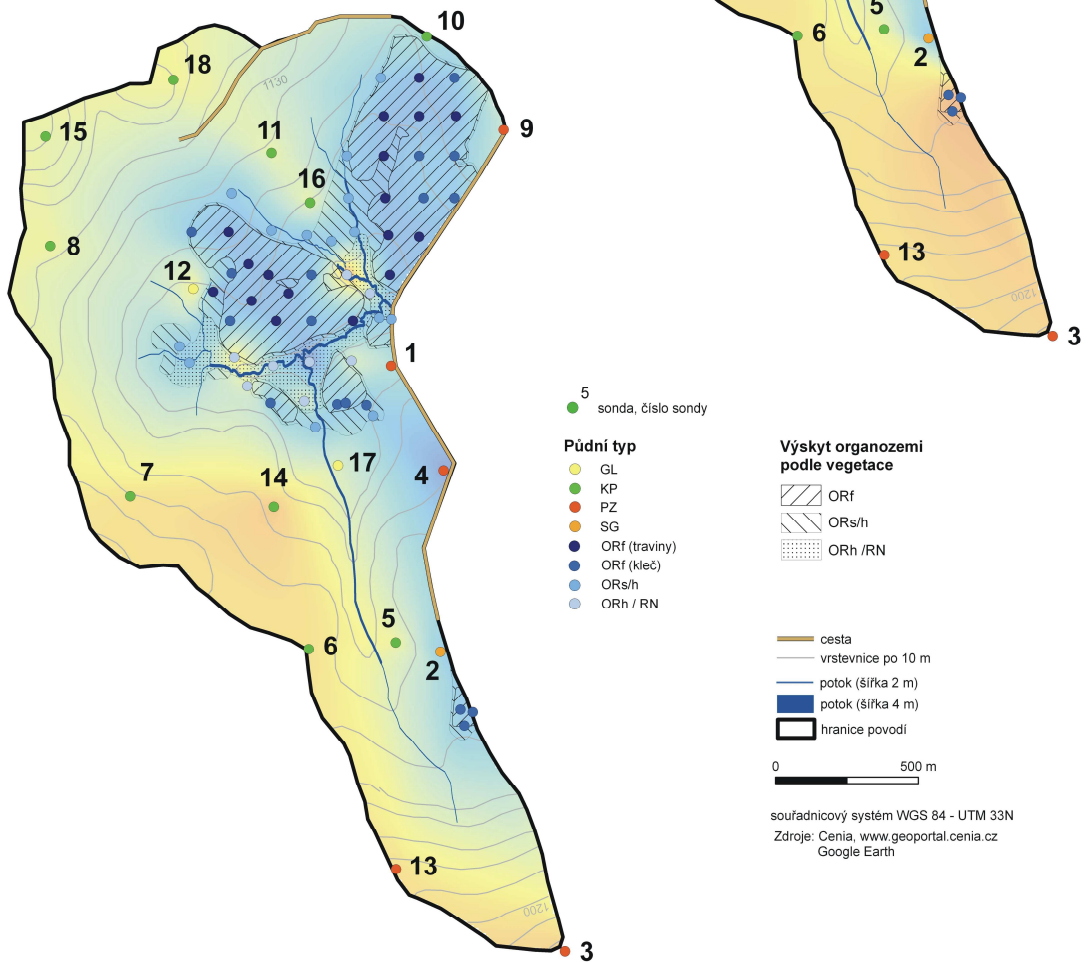
Obr. 16

Rokytká - KRIGING
(průměrná hloubka vody ve vrchovišti)

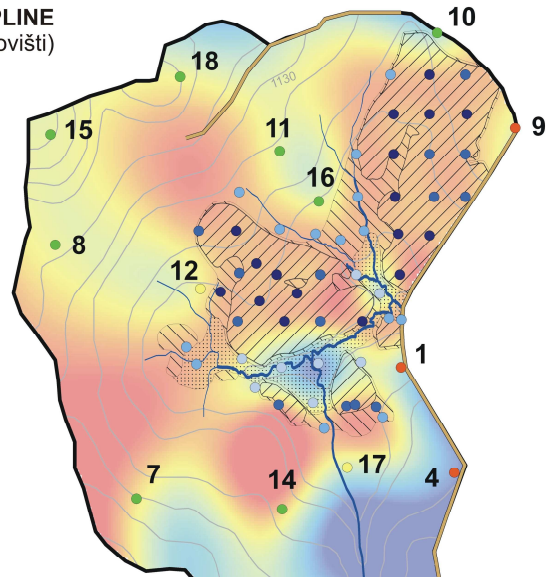
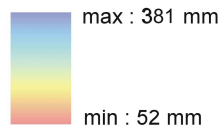


Obr. 17

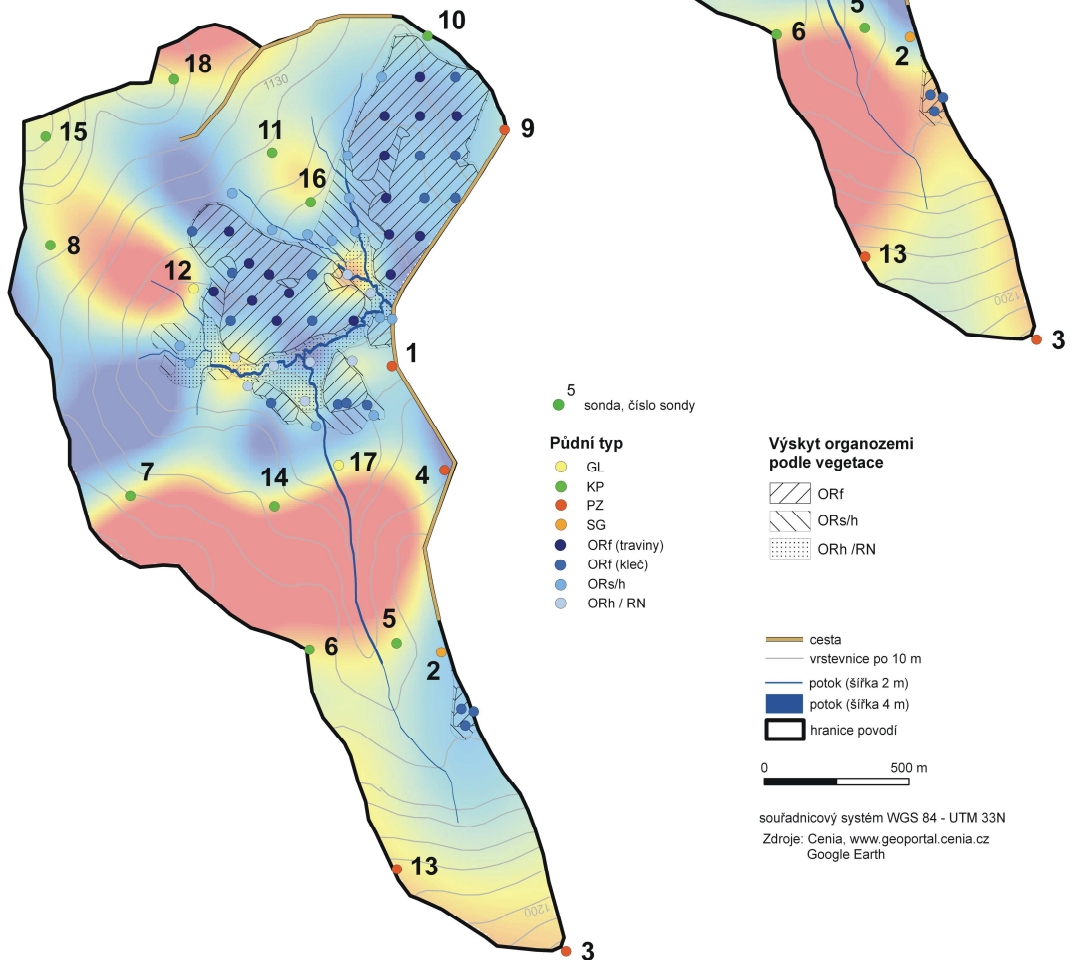
Rokytká - KRIGING
(minimální hloubka vody v rašelině)



Obr. 18
Rokytká - SPLINE
(průměrná hloubka vody ve vrchovišti)

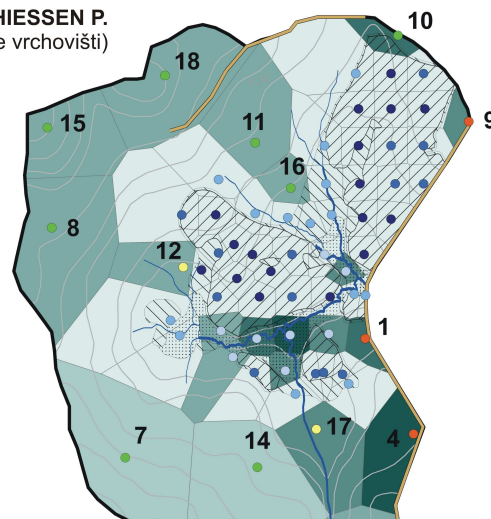
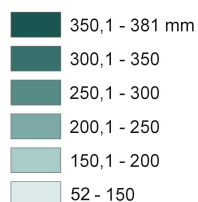


Obr. 19
Rokytká - SPLINE
(minimální hloubka vody ve vrchovišti)



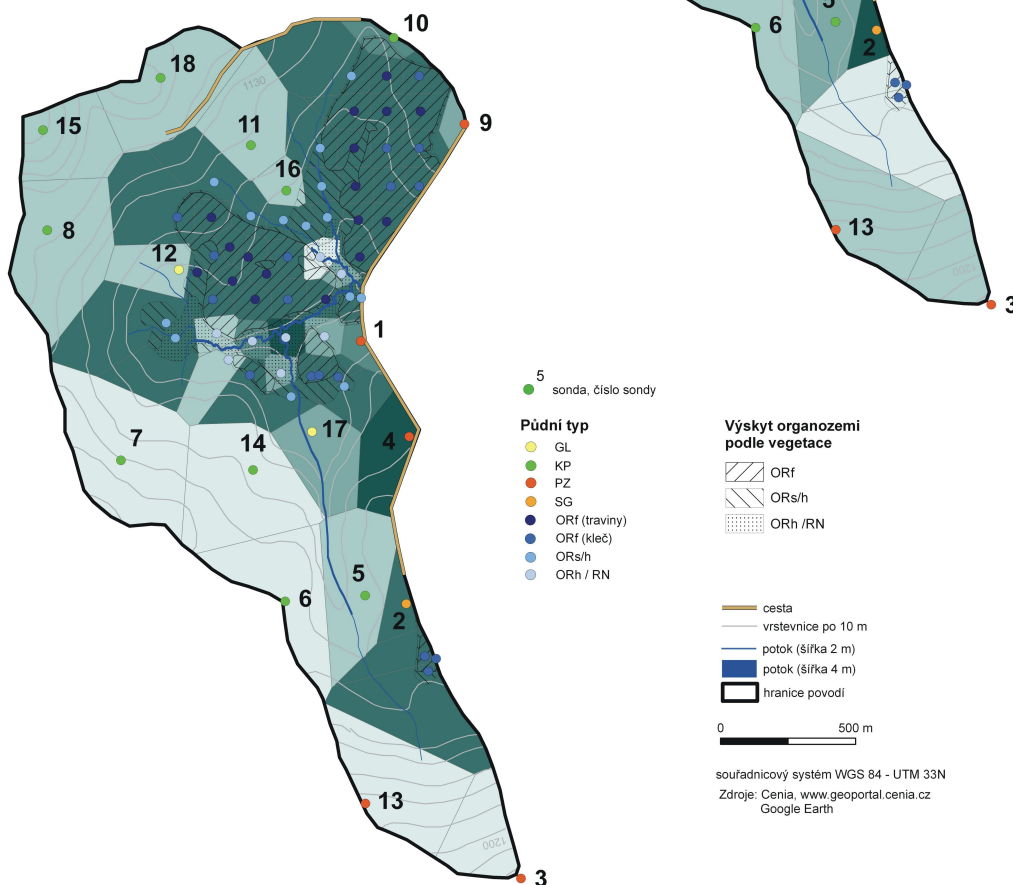
Obr. 20

Rokytká - THIESSEN P.
(prům. hloubka vody ve vrchovišti)



Obr. 21

Rokytká - THIESSEN P.
(minimální hloubka vody ve vrchovišti)



Pro analýzu retence vody vyšla jako nejlepší interpolační metoda – Kriging. Nejlépe vystihuje rozložení retence vody v povodí i přesto, že jsou sondy nepravidelně rozmístěné. Nejméně vhodnou metodou se stala metoda Spline. Nejenže má největší rozptyl v hodnotách, ale hodnoty jsou rovněž nelogicky rozmístěné. Metoda pomocí Thiessenových polygonů je orientační. Graficky je spíše nepřesná. Má nejjednodušší výpočet a může sloužit k porovnání s ostatními metodami.

U všech map interpolací je stejné hodnotové měřítko potenciální retence srážek. Dají se tím srovnat jednotlivé interpolační metody. Nevýhodou je malý vizuální rozdíl v hodnotách u metod IDW a Kriging.

Retenční kapacita výzkumných povodí je oproti běžným krajinným typům v ČR dosti různorodá. Literatura uvádí, že krajina v našich podmínkách je schopna pojmout až 400 mm vody, průměrně 40 – 90 mm (1 - Tesař, M. et al. 2004). Měření byla často prováděna v hospodářsky využívaných lesích v podhůří nebo na loukách a polích. Bohužel se však neuvádí, jestli je v tomto čísle zahrnuta půdní vlhkost. U hodnoty 400 mm zřejmě nikoliv. Vstupní data v povodí Rokytky tvořily dvě skupiny s odlišnou hladinou podzemní vody v organozemi. Při použití průměrné hladiny podzemní vody tvoří vrchoviště (organozem) plochu s nejmenším retenčním potenciálem. Zdejší retence je podobná jako např. u mělkých půd. Průměrné hodnoty povodí Rokytky byly téměř totožné s hodnotou v povodí Černého potoku, tedy kolem 140 mm bez započtení aktuální vlhkosti. Při použití nejnižší hladiny podzemní vody se z vrchoviště stal velký retenční potenciál celého povodí. Průměrná hodnota se pohybuje od 230 – 267 mm, což je o téměř 40 % větší retenční schopnost než u povodí s průměrným stavem, při ploše organozemi ¼ celého území Rokytky. Jelikož se ale hladina podzemní vody pohybuje ¾ vegetační doby výše jak průměrná hodnota, vytváří organozem nejméně retenční plochu v celém povodí. Při připočtení aktuální vlhkosti (kolem 80 %) je organozem „přechodem mezi půdou a pevným povrchem“.

Pro praktické vyjádření je nutné od hodnoty retence odečíst aktuální vlhkost. Měření v těchto povodí nebylo dostatečné. Aktuální vlhkost se při odběrech pohybovala od 60 do 97 %, průměrně pak kolem 80 %. Při nejmenší vlhkosti zadrží povodí Černého potoku a Rokytky kolem 56 mm. Rokytky při nejnižší hladině podzemní vody kolem 95 mm. S 80% vlhkostí se retence pohybuje jen kolem 30 mm u Černého potoku. Nejnižší hladiny podzemní vody jsou zaznamenávány v době s nejnižší půdní vlhkostí. S 60% vlhkostí je povodí Černého potoku schopno zadržet přibližně 85 000 m³, povodí Rokytky s průměrnou hladinou 208000 m³ a s minimální 403000 m³. Dvojnásobnou hodnotu retence má organozem pouze v době beze srážek, kterou může ztratit během jednoho až dvou dnů.

7. Závěr

Z výzkumu na dvou příkladových horských povodí Šumavy je velmi patrný vliv organozemí na celkovou retenci území. Organozem má z hlediska pedologie zásadní vliv na retenční potenciál v krajině a z celkového pohledu výrazně podporuje rozkolísanost průtoků. V době, kdy je nízká hladina podzemní vody vrchoviště vytvoří značný retenční potenciál krajiny. Ovšem už průměrné a nejčastější hodnoty hladiny podzemní vody vytvoří z vrchoviště plochu s nejmenší retencí v povodí.

Retenční kapacita povodí se dá měřit několika způsoby. Hlavní důraz vědeckých institucí zabývajících se hydrologií se klade výpočet pomocí retenčních křivek. To však představuje mít patřičnou laboratorní výbavu a finanční možnosti. Proto je stále také hojně využívána gravimetrická metoda. Její výsledky nedokáží popsat procesy v půdě stejně podrobně jako moderní metody, ale při porovnání výsledků této práce s výsledky moderními metodami dostaneme obdobný závěr.

Přímými faktory, které ovlivňují celkovou retenci vody jsou měřitelné: hloubka půdy, pórovitost nebo plná vodní kapacita a skeletovitost. Ostatní faktory tvoří komplex různě velkých sil, které ovlivňují zmíněné parametry. U vegetace a sklonu nelze jednoznačně prokázat přímý vliv, protože obě tyto složky se vzájemně ovlivňují. Vliv vegetace a sklonu na retenci vody je nesporný, ale jednoznačně nelze říci „větší sklon = menší retence“ a vegetační kryt je nutno zhodnotit u každé sondy. Obě složky se navíc mohou vzájemně rušit.

Obě povodí mají většinu vegetační doby podobný retenční potenciál. Z měření retence vody nelze jednoznačně říci, který půdní typ má větší retenční schopnost. Jde o kombinaci pórovitosti, skeletovitosti a hloubky půdy.

Negativní retenční vlastnost organozemí se teoreticky může změnit. V literatuře lze dohledat řadu kladných nebo negativních příkladů vlivu organozemí na hydrologický režim, viz bakalářská práce (Vlček, L. 2008). Tyto proti sobě jdoucí pozorování se však dají sjednotit. Když se vrchoviště odvodnilo, zmenšila se podle zjištění rozkolísanost průtoků, ovšem sukcesí vrchoviště za určitou dobu zaniklo. Pokud by se hladina podzemní vody cíleně regulovala a snižovala v době potřeby, mohl by být retenční potenciál využit aniž by bylo ohrožena samotná existence vrchoviště. Ostatně když pravidelné výkyvy hladiny podzemní vody jsou součástí vrchoviště.

Cíle zadané práce se splnit podařilo, i když se během výzkumu objevila řada věcí, na které by bylo dobré se při dalším výzkumu zaměřit. Otevřená je hlavně otázka hladiny podzemní vody a její proudění ve vrchovišti.

8. Literatura

BALATKA, B. KALVODA, J. (2006): Geomorfologické členění reliéfu Čech.

Kartografie PRAHA, Praha. 79 s.

BAYER, T. TESAŘ, M. ŠÍR, M. (2004): Tvorba dešťového odtoku z malého horského povodí. Aktuality šumavského výzkumu. 2. 56 – 62 s.

BUFKOVÁ, I. (2009): Ochrana rašelinišť na Šumavě : aneb byly Rokytecké slatě první?. In ČERNÝ, D. DVOŘÁK, L. Weitfällerské slatě : Sborník výzkumu na Šumavě. 2. Vimperk : Správa NP a CHKO Šumava. 103 s.

ČABOUN, V. MINDÁŠ, J. (2011): Vodohospodárske účinky lesov na odtokové pomery a povodňové vlny. Lesnícky výskumný ústav Zvolen. 1. 10 s.

ČSN ISO 11464: Kvalita půdy. Stanovení hmotnostního podílu sušiny a hmotnostní vlhkosti půdy. Gravimetrická metoda. Čes. Normal. Inst. Praha.

DEMEK, J. (1987): Obecná geomorfologie. 1. vydání. Academia, Praha. 476 s.

HUDEČKOVÁ, K. (2008): Vyhodnocení hydroopedologického průzkumu. Praha. 56 s. Diplomová práce. Česká zemědělská univerzita v Praze. Fakulta lesnická a environmentální.

CHYTRÝ, M. Kučera, T. Kočí, M. (eds.) (2001): Katalog biotopů České republiky. Agentura ochrany přírody a krajiny ČR, Praha. 304 s.

JELÍNEK, J. (2009): Akumulace a tání sněhové pokrývky v povodí Rokyky v hydrologických letech 2007 a 2008. Praha 85 s. Diplomová práce. Univerzita Karlova v Praze. Přírodovědecká fakulta. Katedra fyzické geografie a geoekologie.

KANTOR, P. ŠACH, F. (2002): Možnosti lesů při tlumení povodní. Aktuality šumavského výzkumu. 493-495 s.

KOCUM, J. JANSKÝ, B. (2009): Retence vody v pramenných oblastech Vydry a Křemelné : případová studie povodí Rokytky. In ČERNÝ, D. DVOŘÁK, L. Weitfällerské slatě. Správa NP a CHKO Šumava. Vimperk. 103 s.

KUČEROVÁ, A. KUČERA, T. HÁJEK, T. (2002): Mikroklima a kolísání hladiny podzemní vody v centrální části Rokytecké slati. In ČERNÝ, D. DVOŘÁK, In ČERNÝ, D. DVOŘÁK, L. Weitfällerské slatě : Sborník z výzkumu na Šumavě. 2. Vimperk : Správa NP a CHKO Šumava, 2009. s. 103.

KUDRNOVÁ, P. (2007): Řešení infiltrace pomocí vybraných postupů. Praha. 49 s. Diplomová práce. Česká zemědělská univerzita v Praze, Fakulta lesnická a enviromentální.

KUTÍLEK, M. (1978): Vodohospodářská pedologie. Praha : SNTL. 295 s.

KŘOVÁK, F. PÁNKOVÁ, E. DOLEŽAL, F. (2004): Vliv lesních ekosystémů na hydrický režim krajiny. In. Aktuality šumavského výzkumu. 2. 44-48 s.

LICHNER, L; ŠÍR, M. TESAŘ, M (2004): Testování retenční schopnosti půd. Aktuality šumavského výzkumu. 2. 63 – 67 s.

KUTÍLEK, M, NIELSEN, D. (1994): Soil hydrology. Catena Verlag. Cremlingen, Germany. 370 s.

NĚMEČEK, J et al. (2011): Taxonomický klasifikační systém půd České republiky. 2. Praha : ČZU. 94 s.

ROUSSEVA, S; TORRI, D; PAGLIAI, M. (2002): Effect of rain on the macroporosity at the soil surface. European Journal of Soil Science. 53. 83 – 94 s.

SUCHARA, I. (2007): Praktikum vybraných ekologických metod. Praha : Karolinum. 134 s.

SVOBODA, J. et al. (1964): Regionální geologie ČSSR. Český masív. Nakladatelství České akademie věd, Praha. 380 s

ŠANDA, M. (1998): Proudění vody v půdním profilu na svahu horského povodí. doktorské disertační minimum. ČVUT, Praha. 12 s.

1) TESAŘ, M. ŠÍR, M. ZELENKOVÁ, E. (2004): Vliv vegetace na vodní a teplotní režim tří povodí ve vrcholové části Šumavy. Aktuality Šumavského výzkumu. 2004, 2, s. 84-88.

2) TESAŘ, M. ŠÍR, M. FOTTOVÁ, D. (2004): Usazené srážky na Šumavě. Aktuality Šumavského výzkumu, 2. 79-83 s.

TOLASZ, R. et al. (2007): Atlas podnebí Česka. ČHMU a ÚP Olomouc. Praha. 256 s.

VLČEK, L. (2008): Retence vody organozemí. Bakalářská práce. Univerzita Karlova, Přírodovědecká fakulta, Katedra fyzické geografie a geoekologie. Praha. 41 s.

VLČKOVÁ, M. et al. (2011): Hodnocení retenčních křivek lesních půd v rámci projektu LIFE+FutMon v ČR. VÚMOP. Praha, 2011. 9 s.

Žíla, V. (2006): Atlas šumavských rostlin. Praha. Karmášek. 207 s.

Internetové zdroje:

NP Šumava [on-line], dostupné z: www.npsumava.cz, citováno dne 20.1.2011

Česká geologická služba [on-line], dostupné z: www.geology.cz, citováno dne 10.2.2011

Sněhota, M. Přednášky kurzu Pedologie. FSv ČVUT Praha [on-line]. dostupné z: http://storm.fsv.cvut.cz/on_line/pedo, citováno dne 15.12.2009.

Počítačový program GoogleEarth [on-line], dostupné z:
<http://www.google.com/intl/cs/earth/index.html>, citováno dne 15.2.2011.

Cenia [on-line], dostupné z: <http://geoportal.cenia.cz>, citováno v období leden – únor 2011.

Langhammer, J. Přednášky kurzu Aplikace výpočetní techniky ve fyzické geografii. Přf UK Praha [on-line]. Dostupné z:
<http://web.natur.cuni.cz/~langhamr/lectures/vtfg2/prednasky>. citováno dne 15.4.2011

Mapové podklady a použitá data:

Půdní mapa ČR. Soubor geologických a účelových map 1: 50 000. Český geologický ústav v Praze. 1995.

Data srážek v povodí Rokytky v roce 2010 – poskytnuto Katedrou fyzické geografie a geoekologie Přf UK.

Data hloubek podzemní vody ve vrchovišti v povodí Rokytky (2006 – 10)
– poskytnuto A. Kučerovou, Botanický Ústav AV ČR Třeboň

Použité programy:

Všechny mapy v této práci byly vytvořeny v programu ArcGIS 9.3 od společnosti Esri.
Pro sběr polohových dat v terénu byl využit přístroj GPS od společnosti Garmin.

9. Seznam obrázků, tabulek a grafů

Obrázek 1	Vlhkostní profily při redistribuci infiltrované vody v půdě	13
Obrázek 2	Schéma půdního odtoku	14
Obrázek 3	Povodí Rokytka a Černého potoku	19
Obrázek 4	Geologická mapa západní Šumavy	22
Obrázek 5	Satelitní snímek povodí Rokytka	27
Obrázek 6	Satelitní snímek povodí Černého potoku	28
Obrázek 7	Profily s hloubkami organozemi ve vrchovišti	37
Obrázek 8	Hloubka dna hlavního vrchoviště Rokytka	38
Obrázek 9	Zadržení vody na povrchu postiženém bioturbací	41
Obrázek 10	Černý potok – IDW	54
Obrázek 11	Černý potok – Kriging	54
Obrázek 12	Černý potok – Spline	54
Obrázek 13	Černý potok – Thiessenovy polygony	54
Obrázek 14	Rokytka – IDW (průměrná hl. podzemní vody)	55
Obrázek 15	Rokytka – IDW (minimální hl. podzemní vody)	55
Obrázek 16	Rokytka – Kriging (průměrná hl. podzemní vody)	56
Obrázek 17	Rokytka – Kriging (minimální hl. podzemní vody)	56
Obrázek 18	Rokytka – Spline (průměrná hl. podzemní vody)	57
Obrázek 19	Rokytka – Spline (minimální hl. podzemní vody)	57
Obrázek 20	Rokytka – Thiessenovy polygony (průměrná hl. podzemní vody)	58
Obrázek 21	Rokytka – Thiessenovy polygony (minimální hl. podzemní vody)	58
Tabulka 1	Popis povodí z výzkumu M. Tesaře	16
Tabulka 2	Plná vodní kapacita jednotlivých kategorií organozemi použitých ve výpočtu	36
Tabulka 3	Charakteristika hodnot plné vodní kapacity v povodí – Černý potok ...	39
Tabulka 4	Charakteristika hodnot plné vodní kapacity v povodí – Rokytka	39
Tabulka 5	Měření rychlosti infiltrace	40
Tabulka 6	Množství vody zadržené v půdě za čas	43
Tabulka 7	Změna hmotnosti půdy po odsátí a množství kapilárních pórů	44
Tabulka 8	Charakteristiky půdní vlhkosti	46

Tabulka 9	Charakteristika půdní vlhkosti povodí Rokytky	47
Tabulka 10	Charakteristika půdní vlhkosti povodí Černého potoku	47
Tabulka 11	Charakteristika půdní vlhkosti vzorků organozemi	47
Tabulka 12	Průměrná hodnota retence srážek [mm]	52
Tabulka 13	Celková retence vody půdou v povodí [m ³]	52
Tabulka 14	Retence srážek organozemí	52
Graf 1	Měření teplot v 5 cm výšce	17
Graf 2	Srážky v povodí Rokytky v srpnu 2010	24
Graf 3	Příčný profil povodí Černého potoku (JZ – SV)	33
Graf 4	Příčný profil povodí Rokytky (JJV – SSZ)	34
Graf 5	Detailní profil katény napříč vrchovištěm	35
Graf 6	Úbytek vody z půdy u organozemi (hor.T) a kryptopodzolu (hor.A) ...	44
Graf 7	Úbytek vody v půdě během prvních 2 hodin měření	45
Graf 8	Hladina podzemní vody a množství srážek v roce 2010	49
Graf 9	Hladina podzemní vody ve vrchovišti (flark a trávník) za měsíce v roce 2006 – 2008	50
Graf 10	Čára překročení hladiny podzemní vody v kleči za celou dobu měření	51

10. Přílohy

10.1. Seznam zkratek

H	[cm]	hloubka půdního horizontu
S	[%]	skeletovitost
G_m	[g]	aktuální hmotnost vzorku s K. válečkem
G_{max}	[g]	maximální hmotnost vzorku s K válečkem; hmotnost vzorku po plném nasátí
G_s	[g]	hmotnost sušiny s K. válečkem
G_t	[g]	hmotnost Kopeckého válečku
OHV	[ml/g]	okamžitá hmotnostní vlhkost
OOV	[ml/cm ³]	okamžitá objemová vlhkost
ρ_d	[g/cm ³]	objemová hmotnost
P	[g,%]	plná vodní kapacita
sr	[mm]	srážka; množství, které je půdní horizont schopen pojmout
SR	[mm]	celková srážka, celkové množství vody které je půdní profil schopen pojmout

10.2. Půdní sondy v povodí Černého potoku

1. 11.11.09 Kryptopodzol modální



- mladá smrčina s minimálním bylinným patrem, jehličnatý opad, hloubka sond do 62 cm – podle množství skeletu, středně prokořenělá

+ 3 – 5 cm	Oi	
15 – 17 cm	Ah(Au)	barva 10YR 2/2, skeletovitost do 10 % zvlněný přechod mezi O a A, minimální sklon
30 – 57 cm	Bvs	barva 10YR 3/6, písčitohlinitý, skeletovitost 30 %, vysoká míra pedoturbace
	C	skeletovitost 70 %

2. 11.11.09 Kryptopodzol modální

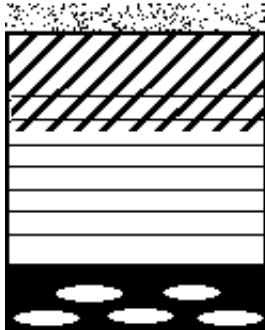


- smrčina s příměsí jedle s množstvím malých stromků, bylinné patro tvoří borůvka a mech, vysoká skeletovitost, hloubka sond do 42 cm, středně prokořenělá

+ 6 – 9 cm	Of	
+ 5 – 7 cm	Oh	barva 7,5YR 2,5/1
10 – 12 cm	Ah	barva 10YR 3/6, skeletovitost do 10 %, výstupy skeletu
34 – 36 cm	Bvs	barva 10YR 3/6, skletovitost 40 %, písčitohlinitý
	C	skeletovitost 70 %

3. 11.11.09
**Kryptopodzol
 modální**

- smrkový les s příměsí jedle a buku, řídké bylinné patro, jehličnatý a listový opad, vysoká míra skeletovitosti, na dně profilu kamenná „dlažba“, viditelná pedoturbace, hloubka sond do 45 cm, středně prokořenělá



+ 5 – 8 cm	Oh	
10 – 15 cm	Ah	barva 2,5YR 2,5/1, skeletovitost do 10 %
23 – 26 cm	A/B	skeletovitost 40 %, díky bioturbaci, difuzní přechod mezi horizonty A a B, hlinitý
40 – 43 cm	Bvs	barva 10YR 4/4, skeltovitost 50 %, písčitohlinitý
	C	skeletovitost 80 %



4. 24.11.09
**Kryptopodzol
 podzolovaný**

- smíšený les z buku, smrku a jedle bez bylinného patra, listový opad, v místech hlubokých sond nález slabého Ep horizontu, zřejmě díky toku vody půdou mezi hrubým skeletem, hloubka sond do 51 cm, středně prokořenělá



+ 9 – 14 cm	Ol	
+ 4 – 5 cm	Oh	
9 – 11 cm	Ah	barva 7,5YR 2,5/1, skeletovitost do 10 %, hlinitý
23 – 25 cm	Bvs	skeletovitost 30 %
40 – 45 cm	Bs	barva 10YR 5/4, skeletovitost 30 - 35 %, písčitohlinitý
	C	skeletovitost 70 %

5. 24.11.09
**Kryptopodzol
 modální**



- vzrostlý smrkový les, bylinné patro tvořeno mechy a travinami, známky pedoturpace, hloubka sond do 35 cm, středně prokořenělá

+ 3 – 4 cm	Oh	
8 – 10 cm	Ah	barva 10YR 2/1, skeletovitost do 10 %
27 – 33 cm	Bvs	barva 5YR 3/3, skeletovitost 20 %, hlinitopísčité
	C	skeletovitost 40 %

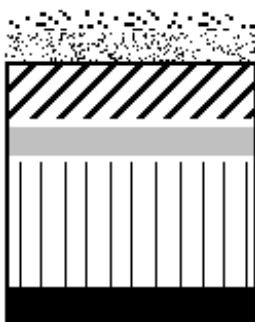
6. 24.11.09
**Kryptopodzol
 modální**



- smrkový les s příměsí jedle, omezené bylinné patro – mech, borůvka, výrazná sklonitost, hloubka sond do 35 cm, středně prokořenělá

+ 3 – 5 cm	Oh	
4 – 7 cm	Ah	barva 10YR 2/1, skeletovitost do 5 %, hlinitý
20 – 23 cm	Bvs	barva 7,5YR 6/6, skeletovitost 10 %, písčitohlinitý
30 – 32 cm	B/C	výrazné zvýšení skeletovitosti - 50 %
	C	skeletovitost 70 %

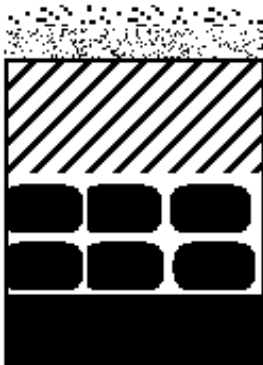
7a. 24.11.09
**Podzol
 rankerový**



- částečná holina s roztroušenými smrky, bylinné patro tvoří traviny, velmi mělké půdní profily do 25 cm, mírně prokořenělá

+ 3 – 5 cm	Ol	
+ 2 – 4 cm	Oh	
4 – 6 cm	Ah	hlinitá, skeletovitost 20 %
8 – 9 cm	Ep	místo chybí, slabá podzolizace, skeletovitost 50 %
19 – 22 cm	Bs	ve spodní části více jílu, skeletovitost 60 %
	C	skeletovitost 80 %

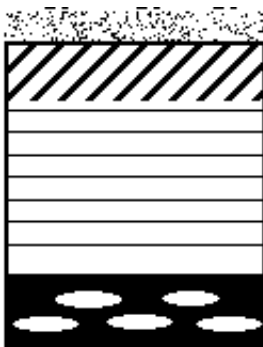
7b. 24.11.09
Ranker
podzolový



+ 3 – 5 cm **Ol**
 + 2 – 3 cm **Oh**
 7 – 9 cm **Ahe**
 6 – 10 cm **Cr**
C



8. 7.12.09
Kryptopodzol
rankerový



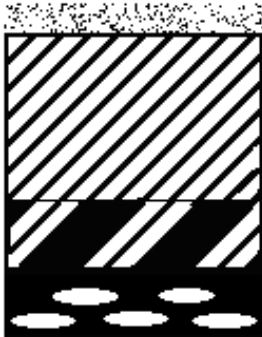
- smrkový les, slabé bylinné patro, mechy, jehličnatý opad, malá hloubka profilu, podklad kamenná „dlažba“, hloubka sond do 30 cm, skeletovitost v B hor. se pohybuje od 40 do 60 cm, středně prokořenělá

+ 8 – 10 cm **Oh**
 8 – 10 cm **Ah** barva 7,5YR 2,5/1, skeletovitost do 10 %, hlinitý
 24 – 26 cm **Bvs** barva 10YR 5/4, skeletovitost 50 %, hlinitopísčité
C skeletovitost 80 %



9. 7.12.09
Ranker
podzolový

- mozaika travnaté holiny a nízké smrčiny, horní okraj povodí, výstupy skeletu, podklad kamenná dlažba, hloubka sond do 30 cm, středně prokořenělá



+ 6 – 8 cm **Oh**
 5 – 7 cm **Ahe** skeletovitost 10 – 20 %, hlinitý

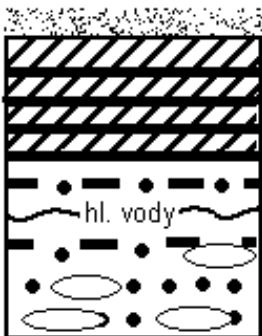
23 – 25 cm **A/C** skeletovitost mezi 50 a 60 %, hlinitopísčítý

C skeletovitost 80 %



10. 7.12.09
Glej zrašelinělý
fluvický

- niva potoku, mírně prokořenělá, občas smrč jinak traviny s příměsí mechu, s hloubkou roste podíl písku a šterku, hladina podz. vody kolem 15 cm pod povrchem



10 – 12 cm **Oh (t)**

10 – 12 cm **At** částečně zrašelinělý, hlinitý, bez skeletu

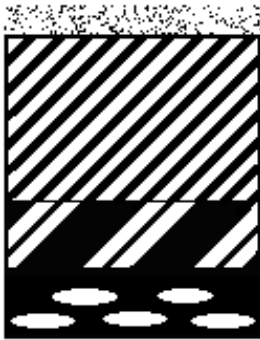
17 – 19 cm **At/G** přechod k hor Gro, tento přechod se objevuje v různých hloubkách podle hladiny podz. vody, písčitohlinitý

34 – 35 cm **Gro** hlinitopísčítý až písčítý, skeletovitost 10 – 20 %



11. 1.6.10
Ranker sut'ový

- mladý smrkový les, bez bylinného patra, jehličnatý opad, výrazná pedoturpace, dřívější těžba dřeva – viditelné pařezy, vysoká míra skeletovitosti, fyzikálně i barevně stejná půda, výstupy skeletu, středně prokořenělá, z pohledu celého povodí spíše anomálie, hloubka sond max. do 33 cm



+ 2 – 4 cm Oh

7 – 9 cm Ah barva 2,5 YR 3/2, hlinitopísčité, skeletovitost 20 %

25 – 28 cm A/C mocný přechodový horizont, barva 2,5 YR 5/4, skeletovitost 60 – 70 %, hlinitopísčité

31 – 33 cm C kamenná dlažba, skeletovitost 80 %



12. 1.6.10
Kryptopodzol modální

- holina po těžbě dřeva, solitérní smrky a buky, trávy, mechy, výstupy kamenů, středně prokořenělá, zjevné zásahy těžkou technikou, hloubka sond do 38 cm



+ 2 – 3 cm Oh

4 – 7 cm Ah barva 10YR 3/2, skeletovitost do 10 %, hlinitý

15 – 18 cm Bvs barva 10YR 5/4, skeletovitost kolem 10 – 20 %, písčitéhlinitý

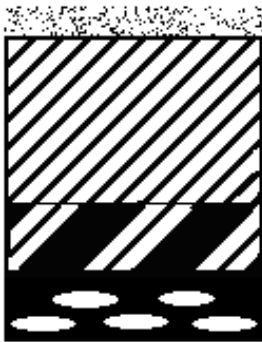
33 – 35 cm B/C barva 10YR 4/6, skeletovitost 40 – 50 %, písčitohlinitý

C skeletovitost 80 %



13. 21.11.10
Ranker
podzolový

- mozaika holin a nízké smrčiny, hustý travní porost, celkově mělká půda, hloubka sond do 25 cm



+ 8 – 10 cm Oh

3 – 5 cm Ah podobné vlastnosti jako sonda 9 (7.12.09),
skeletovitost 20 %

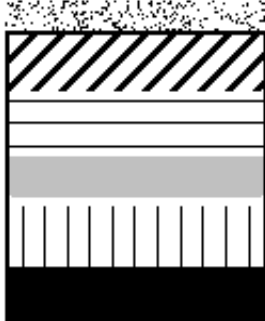
18 – 20 cm A /C skeletovitost 60 %

C skeletovitost 80 %

10.3. Půdní sondy v povodí Rokytky

1. 15.6.10 Podzol modální

- smrkový les, husté bylinné patro, traviny, borůvka, místy mech a jehličnatý opad, množství vývrátů stromů, díky pedoturbaci přehozené horizonty, mírně prokořenělá, hloubka sond do 58 cm

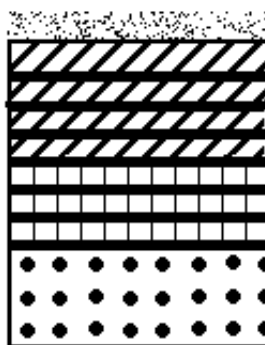


+ 4 – 6 cm	Oh	
10 – 12 cm	Ah	barva 7,5YR 4/3, skeletovitost 5 %, písčitohlinitý
26 – 27 cm	Bvs	barva 7,5YR 5/6, skeletovitost 10 %, písčitohlinitý
34 – 36 cm	Ep	barva 10YR 7/8, skeletovitost 20 %, písčitohlinitý
53 – 55 cm	Bs	barva 10YR 5/8, skeletovitost 20 % hlinitopísčité
	C	skeletovitost 70 %



2. 15.6.10 Stagnoglej zrašelinělý

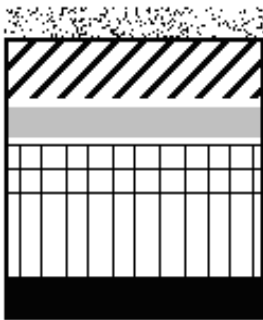
- částečná holina s padlými stromy, husté bylinné patro, husté traviny, borůvky, mechy, místy smrkové semenáčky, hloubka sond do 51 cm



+ 5 – 7 cm	Oh	
9 – 12 cm	At	barva 2,5YR 4/2, bez skeletu, hlinitá, málo prokořenělý
27 – 31 cm	Bmt	barva 10YR 5/4, bez skeletu
45 – 47 cm	Gr	barva 10YR 6/6, bez skeletu



3. 15.6.10
Podzol rankerový

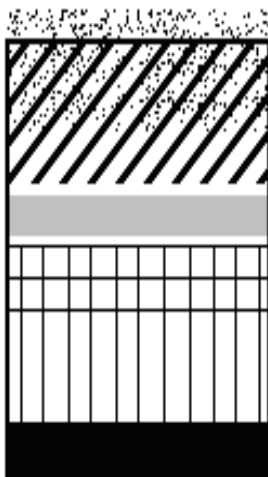


- vrcholová část povodí, mozaika travnaté holiny a smrkového porostu, traviny, borůvky, výstupy skeletu, hloubka sond do 40 cm, mírně prokořenělá

+ 4 – 5 cm	Oh	
7 – 9 cm	Ah	barva 7,5YR 4/3, skeletovitost 20 %, písčitohlinitý
14 – 16 cm	Ep	skeletovitost 40 %, písčitohlinitý
31 – 34 cm	Bhs	skeletovitost 50 %, hlinitopísčítý
37 – 39 cm	Bs	skeletovitost 50 – 60 %, hlinitopísčítý
	C	skeletovitost 80 %



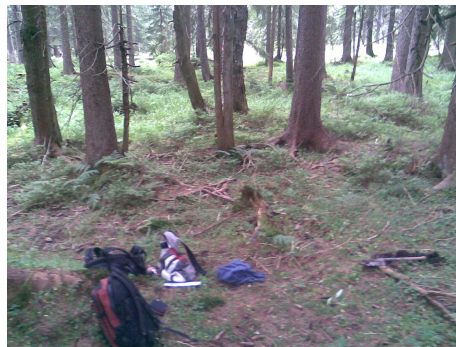
4. 12.8.10
Podzol modální



- smrkový les, řídké bylinné patro, mechy, traviny, výstupy skeletu, pozůstatky vývrátů stromů, výrazná pedoturbace, mocný Oh horizont, hloubka sond do 62 cm, mírně prokořenělá

+ 17 – 21 cm	Oh	
15 – 17 cm	Oh/A	různé promíchání nadložního humusu s A horizontem díky pedoturbaci, Oh v různé hloubce a různě mocný, barva 10YR 4/3, skeletovitost kolem 10 %
27 – 29 cm	Ah	barva 10YR 6/2, skeletovitost 10 %, písčitohlinitý
30 - 31 cm	Ep	barva 10YR 5/8, skeletovitost 10 – 20 %, písčitohlinitý
36 – 38 cm	Bhs	barva 10YR 6/7, skeletovitost 30 – 40 % písčitohlinitý
54 – 56 cm	Bs	skeletovitost 60 – 70 %, hlinitopísčítý

C



5. 12.8.10
Krypopodzol
 slabě ogelejný

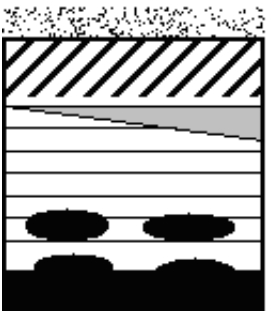


- částečná holina s padlými stromy, hustý travní porost s příměsí borůvky a smrkových semenáčků, hloubka sond do 38 cm

+ 8 – 10 cm	Oh	
5 – 7 cm	Ah	barva 10YR 3/3, bez skeletu, hlinitý
17 – 20 cm	Bvs	barva 10YR 6/6, bez skeletu, hlinitopísčité
29 – 31 cm	Bg'	barva 10YR 6/8, skeletovitost 10 %, slabě glejený, písčitohlinitý
35 – 37 cm	B/C	výrazné zvýšení skeletovitosti, 50 – 60 %
	C	



6. 12.8.10
Kryptopodzol
 podzolovaný



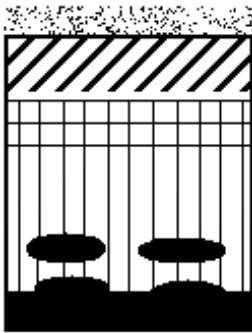
- smrkový les místy s travnatými holinami, příměs borůvky, slabě prokořenělá, hloubka sond do 40 cm

+ 3 – 5 cm	Oh	
6 – 8 cm	Ah	barva 7,5YR 4/4, skeletovitost 10 %, hlinitý
8 – 13 cm	Ep	objevuje se jen místy, skeletovitost 10 %
21 – 24 cm	Bvs(h)	barva 10YR 5/8, skeletovitost 30 %, písčitohlinitý
33 – 37 cm	B/C	barva 2,5YR 6/6, skeletovitost 60 %, písčitohlinitý
	C	



7a. 12.8.10
Kryptopodzol
podzolovaný

- bukosmrkový les, počátek holiny jihovýchodní expozice, slabé bylinné patra, mechy, trávy, listový a jehličnatý opad, středně prokořenělá



+ 8 – 11 cm	Oh	
2 – 4 cm	Ahe	barva 2,5YR 5/3, skeletovitost 10 %, hlinitá
9 – 11 cm	Bs (h)	barva 10YR 5/6, skeletovitost 20 – 30 %, písčitohlinitý
24 – 26 cm	Bs	barva 10YR 5/8, skeletovitost 20 – 30 %, hlinitopísčité
37 – 39 cm	B/C	výrazné zvýšení skeletovitosti, 70 – 80 %
	C	



7b. 12.8.10
Kryptopodzol
modální

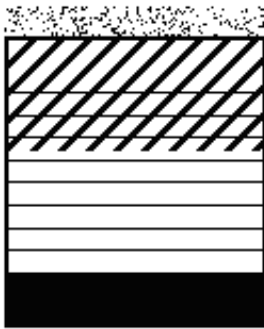
- v okolí sondy 7a., hloubka profilu do 42 cm



+ 4 – 6 cm	Oh	
6 – 8 cm	Ah	skeletovitost 10 %
32 – 34 cm	Bvs	skeletovitost 30 – 40 %
40 – 42 cm	B/C	skeletovitost 70 %
	C	

8. 12.8.10
**Kryptopodzol
 modální**

- bukový les, bez bylinného patra, listový opad, místy trávy,
 výstupy skeletu, pozůstatky po těžbě



+ 7 – 9 cm	Oh	
4 – 6 cm	Ahe	barva 10YR 4/4, skeletovitost 10 %, hlinitý
15 – 17 cm	A/B	nevýrazný přechod mezi A a B horizontem, barva 10YR 5/4, skeletovitost 30 – 40 %, písčitohlinitý
35 – 37 cm	Bvs	barva 10YR 5/6, písčitohlinitý, skeletovitost 40 – 50 %

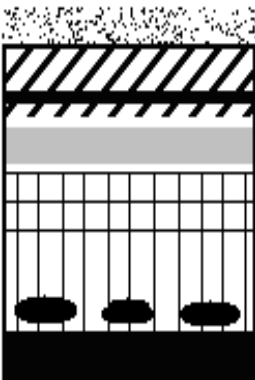
C

(les mezi sondou 8 a 7)



9. 26.8.10
**Podzol modální
 zrašelinělý**

- smrkový les, pedoturbace, slabě zrašelinělá, středně prokořenělá,
 nulový sklon, hloubka sond do 39 cm



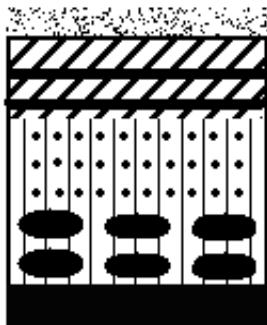
+ 7 – 9 cm	Oh	
5 – 11 cm	Ah(t)	částečně zrašelinělý, různá mocnost, barva 2,5 YR 3/2, skeletovitost 10 %
7 – 15 cm	Ep	barva 2,5 YR 4/4, skeletovitost 10 %, písčitohlinitý
23 – 25 cm	Bhs	barva 10YR 4/4, skeletovitost 10 – 20 %, písčitohlinitý
32 – 34 cm	Bs	barva 10YR 5/6, skeletovitost 20 – 30 %, hlinitopísčité
35 – 37 cm	B/C	skeletovitost 70 %

C



10. 26.8.10
Kryptopodzol
oglejený

- mrtvý les, výrazná pedoturbace, množství vývrátů, nulový sklon, bylinné patro tvořeno borůvkou a travinami, středně prokořenělá, hloubka sond do 49 cm

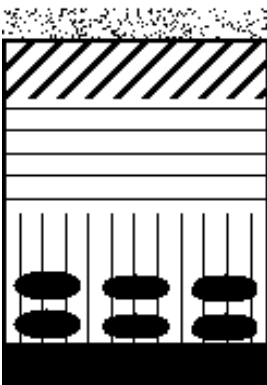


- + 11 – 13 cm **Oh**
 12 – 14 cm **At** barva 10YR 3/2, skeletovitost 10 %
- 30 – 32 cm **Bsg** barva 10YR 5/3, skeletovitost 20 – 30 %, písčitohlinitý
 44 – 45 **B/C** barva 10YR 6/6, skeletovitost 70 %, hlinitopísčítý
C



11. 26.8.10
Kryptopodzol
modální

- uschlý les, slabá příměs buku, bylinné patro tvořeno travinami, jižní expozice, středně prokořenělá, místy vývraty stromů, hloubka sond do 58 cm

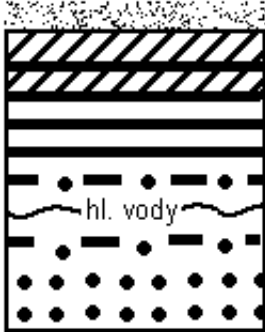


- + 3 – 4 cm **Oh**
 2 – 3 cm **Ah** barva 10YR 3/1, skeletovitost 10 %, hlinitá
- 15 – 17 cm **Bvs** barva 10YR 5/4, skeletovitost 10 – 20 %, písčitohlinitý
 36 – 37 cm **Bs** barva 10YR 5/6, skeletovitost 20 – 30 %, hlinitopísčítý
 51 – 53 cm **B/C** skeletovitost 70 %
C



12. 9.10.10
Glej zrašelinělý

- podmáčená smrčina, bylinné patro tvořeno hlavně travinami, mechy a borůvkou, v době měření hladina podzemní vody kolem 20 cm, různý stupeň zrašelinění, hloubka sondy brána k hladině podz. vody



+ 8 – 10 cm	Ol	
10 – 12 cm	Ot	slabě prokořenělý, bez skeletu,
12 – 17	T	různě mocný, bez skeletu
25 – 26 cm	T/Gro	přechodový horizont ovlivněný hladinou podz. vody, skeletovitost 20 %

Gr



10.4. Doplnkové sondy v povodí Černého potoku

14. 7.12.09

Kryptopodzol modální - sonda s podobnými vlastnostmi jako sonda 2.

+ 3 – 4 cm Of
+ 7 – 9 cm Oh
8 – 10 cm Ah skeletovitost 10 %
38 – 41 cm Bvs skeletovitost 40 %

15. 24.11.09

Ranker podzolový - sonda s podobnými vlastnostmi jako sonda 7b.

+ 3 – 5 cm Ol
+ 2 – 3 cm Oh
10 – 11 cm Ahe skeletovitost 10 %
17 – 22 cm Cr skeletovitost 70 %

16. 7.12.09

Ranker podzolový - sonda s podobnými vlastnostmi jako sonda 9.

+ 6 – 8 cm Oh
8 – 10 cm Ahe skeletovitost 10 – 20 %
24 – 26 cm A/C skeletovitost 50 – 60 %

17. 7.12.09

Kryptopodzol rankerový – sonda se stejnými podobnými vlastnostmi jako sonda 8.

+ 6 – 8 cm Oh
9 – 10 cm Ah skeletovitost 10 %
21 – 23 cm Bvs skeletovitost 70 %

10.5. Doplnkové sondy v povodí Rokytky

13. 15.6.10

Podzol rankerový – sonda s podobnými vlastnostmi jako sonda 3.

+ 4 – 5 cm Oh
7 – 9 cm Ah skeletovitost 10 %
11 – 13 cm Ep skeletovitost 40 %
30 – 31 cm Bhs skeletovitost 40 %
35 – 37 cm Bs skeletovitost 50 – 60 %

14. 12.8.10

Kryptopodzol rankerový - sonda s podobnými vlastnostmi jako sonda 6.

+ 3 – 5 cm	Oh	
6 – 8 cm	Ah	skeletovitost 10 %
21 – 24 cm	Bvs	skeletovitost 50 %
33 – 37 cm	B/C	skeletovitost 70 %

15. 12.8.10

Kryptopodzol modální - sonda s podobnými vlastnostmi jako sonda 7b.

+ 4 – 6 cm	Oh	
4 – 6 cm	Ah	skeletovitost 10 %
31 – 32 cm	Bvs	skeletovitost 30 – 40 %
43 – 45 cm	B/C	skeletovitost 70 %

16. 26.8.10

Kryptopodzol modální - sonda s podobnými vlastnostmi jako sonda 11.

+ 3 – 4 cm	Oh	
3 – 4 cm	Ah	skeletovitost 10 %
18 – 19 cm	Bvs	skeletovitost 10 – 20 %
39 – 41 cm	Bs	skeletovitost 20 %
55 – 58 cm	B/C	skeletovitost 70 %

17. 9.10.10

Glej zrašelinělý - sonda s podobnými vlastnostmi jako sonda 12., hladina podzemní vody v hloubce kolem 24 cm

+ 3 – 4 cm	Ot	
10 – 12 cm	At	slabě prokořenělý, bez skeletu,
24 – 26	T	různě mocný, bez skeletu
30 – 31 cm	T/Gro	přechodový horizont ovlivněný hladinou podz. vody, skeletovitost 30 %

18. 12.8.10

Kryptopodzol modální - sonda s podobnými vlastnostmi jako sonda 7a.

+ 8 – 10 cm	Oh	
2 – 4 cm	Ah	skeletovitost do 10 %
25 – 27 cm	Bvs	skeletovitost 30 – 40 %
42 – 44 cm	B/C	skeletovitost kolem 60 %

Tab. 15 1/3 Výpočet retenční kapacity půdy v povodí Rokytky

Sonda	Horizont	H [cm]	S [%]	Gm [g]	Gmax [g]	Gs [g]	Gt [g]	OHV [ml/g]	OOV [ml/cm ³]	pd [g/cm ³]	P [g]	P [%]	sr [mm]	SR [mm]
1. 15.6.10	Oh													
	Ah	12	5	234,6	242,4	165,8	108,2	1,19	0,69	0,58	76,6	57,1	65,1	264,1
	Bvs	15	10	223,1	235,9	163,2	107,7	1,08	0,60	0,56	72,7	56,7	76,6	
	Ep	8	20								72,7	56,7	36,3	
	Bs	19	20								72,7	56,7	86,2	
C														
2. 15.6.10	Oh	6	0	191,2	219,55	129,1	107,9	2,93	0,62	0,21	90,5	81,0	48,6	316,6
	At	11	0	212,0	226,5	135,0	110,6	3,16	0,77	0,24	91,5	78,9	86,8	
	Bmt	17	0	255,4	258,9	194,1	107	0,70	0,61	0,87	64,8	42,7	72,5	
	Gr	25	0	247,1	256,6	191,6	107	0,66	0,56	0,85	65,0	43,4	108,6	
3. 15.6.10	Oh													
	Ah	8	20	202,3	239,0	148,5	107,8	1,32	0,54	0,41	90,5	69,0	44,1	117,8
	Ep	7	40								64,7	46,0	19,3	
	Bhs	18	40	244,2	248,6	183,9	108,0	0,79	0,60	0,76	64,7	46,0	49,7	
	Bs	5	80								64,7	46,0	4,6	
C														
4. 12.8.10	Oh	21	0	181,2	215,6	126,1	107,9	3,03	0,55	0,18	89,5	83,1	174,5	373,9
	Oh/Ah	15	10									69,9	94,4	
	Ah	12	10	223,9	236,7	163,2	107,7	1,09	0,61	0,56	73,5	57,0	61,5	
	Ep	3	10								65,2	43,9	11,9	
	Bhs	6	30	252,6	257	191,8	108,6	0,73	0,61	0,83	65,2	43,9	18,5	
	Bs	15	80								65,2	43,9	13,2	
5. 12.8.10	Oh+ Ah	6	0	201,6	214,0	126,9	106,8	3,73	0,75	0,20	87,1	81,3	48,8	175,7
	Bvs	14	0	234,6	242,4	165,8	108,2	1,19	0,69	0,58	76,6	57,1	79,9	
	Bg'	11	0	269,3	274,5	217,3	110,2	0,49	0,52	1,07	57,2	34,8	38,3	
	B/C	5	50								57,2	34,8	8,7	

Tab. 15 **2/3**

Sonda	Horizont	H [cm]	S [%]	Gm [g]	Gmax [g]	Gs [g]	Gt [g]	OHV [ml/g]	OOV [ml/cm ³]	ρd [g/cm ³]	P [g]	P [%]	sr [mm]	SR [mm]
6. 12.8.10	Oh													
	Ah	8	10	217,2	237,9	159,5	108,0	1,12	0,58	0,52	78,4	60,4	43,5	135,7
	Bvs	16	30	238,6	244,5	165,6	107,7	1,26	0,73	0,58	78,9	57,7	64,6	
B/C	12	60								78,9	57,7	27,7		
7. 12.8.10	Oh+ Ahe	11	10	178,4	208,7	128,7	108,2	2,42	0,50	0,21	80,0	79,6	78,8	179,4
	Bvs	25	20	246,4	249,1	184,5	107,8	0,81	0,62	0,77	64,6	45,7	91,4	
	B/C C	10	80								64,6	45,7	9,1	
8. 12.8.10	Oh + Ahe	13	10	191,2	215,6	136,1	107,9	1,95	0,55	0,28	79,5	73,8	86,4	167,7
	A/B	11	40	248,7	258,4	184,8	110,0	0,85	0,64	0,75	73,6	49,6	32,7	
	Bvs C	18	40	243,2	251,0	186,9	108,5	0,72	0,56	0,78	64,1	45,0	48,6	
9. 26.8.10	Ot+At	13	0	181,2	215,6	126,1	107,9	3,03	0,55	0,18	89,5	83,1	108,0	228,2
	Ep	3	20								77,3	60,4	14,5	
	Bhs	11	20	209,2	235,0	157,7	107,0	1,02	0,52	0,51	77,3	60,4	53,2	
	Bs	9	30								77,3	60,4	38,1	
	B/C C	8	70								77,3	60,4	14,5	
10. 26.8.10	Ot + At	23	10	212,7	226,6	135,0	110,6	3,18	0,78	0,24	91,6	79,0	163,5	265,8
	Bsg	18	20	223,5	236,4	163,2	107,7	1,09	0,60	0,56	73,2	56,9	81,9	
	B/Cg C	12	70								73,2	56,9	20,5	

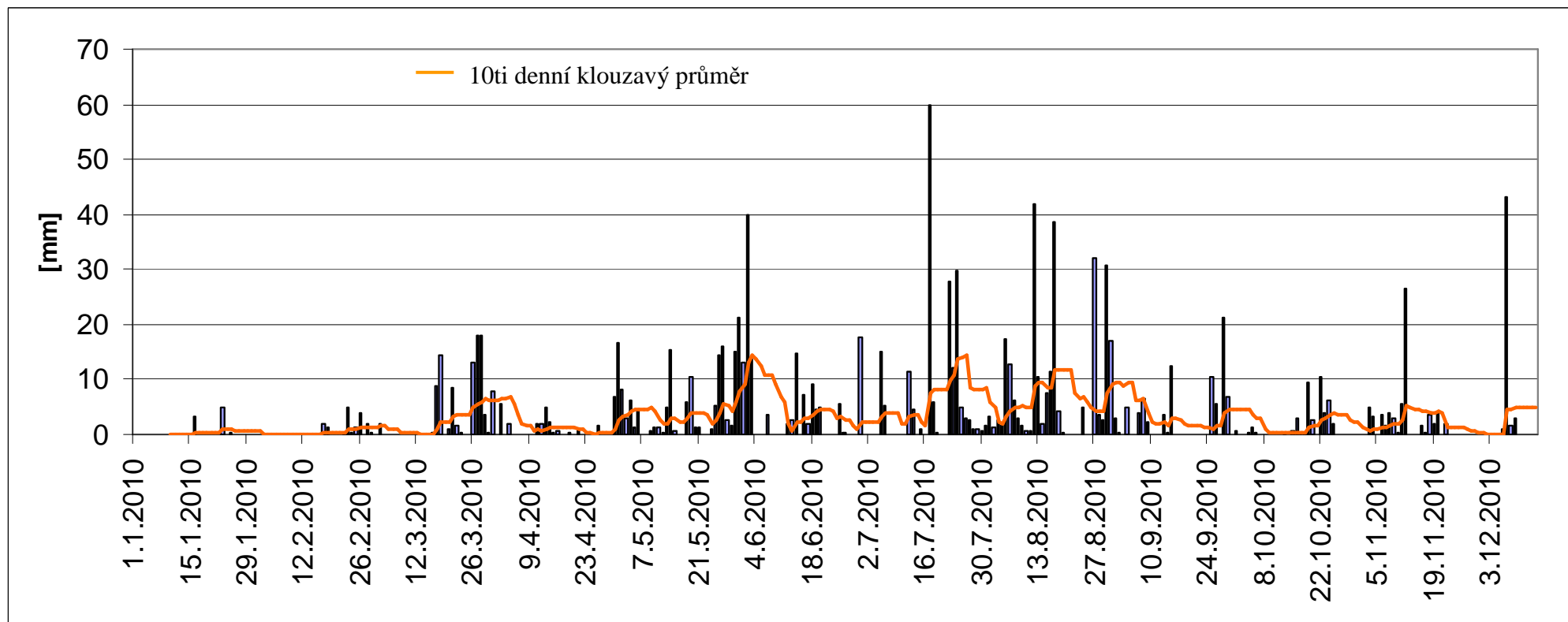
Tab. 16 Doplnkové sondy v povodí Rokytky

Sonda	Horizont	H [cm]	S [%]	P [%]	sr [mm]	SR [mm]
13/3.	Ah	9	10	69,0	55,9	131,3
	Ep	4	40	46,0	11,0	
	Bhs	18	40	46,0	49,7	
	Bs	8	60	46,0	14,7	
14/6.	Ah	8	10	60,4	43,5	109,2
	Bvs	15	50	57,7	43,3	
	B/C	13	70	57,7	22,5	
15/7b.	Oh	6	0	79,6	47,8	188,0
	Ah	5	10	79,6	35,8	
	Bvs	25	35	45,7	74,3	
	B/C	22	70	45,7	30,2	
16/11.	Ah	4	10	60,2	21,7	188,0
	Bvs	18	15	46,9	71,7	
	Bs	20	20	46,9	75,0	
	B/C	14	70	46,9	19,7	
17/12.	At	12	0	80,9	97,0	216,5
	T	15	0	79,6	119,4	
18/8.	Oh+ Ahe	12	10	79,6	86,0	180,1
	Bvs	22	20	45,7	80,5	
	B/C	15	80	45,7	13,7	

Tab. 18 Doplnkové sondy v povodí Černého potoku

Sonda	Horizont	H [cm]	S [%]	P [%]	sr [mm]	SR [mm]
14/2.	Oh	6	0	80,3	48,2	230,1
	Ah	11	10	70,2	69,5	
	Bvs	31	40	60,4	112,4	
15/7b.	Ahe	11	10	65,6	64,9	93,8
	Cr	22	70	43,7	28,8	
16/9.	Oh	7	0	79,9	55,9	162,9
	Ahe	9	10	75,9	61,5	
	A/C	15	60	75,9	45,5	
17/8.	Oh	7	0	81,4	57,0	130,4
	Ah	10	10	62,2	56,0	
	Bvs	13	70	44,7	17,4	

Graf 11 Srážky v povodí Rokytky v roce 2010



(Zpracováno u dat Katedry fyzické geografie a geoekologie Pff UK)