

ČESKÁ ZEMĚDĚLSKÁ UNIVERZITA V PRAZE, FAKULTA ŽIVOTNÍHO PROSTŘEDÍ
KATEDRA BIOTECHNICKÝCH ÚPRAV KRAJINY



Vliv cíleného zatravnění části povodí na vývoj koncentrací dusičnanů v drenážních vodách

Antonín Zajíček

DISERTAČNÍ PRÁCE

ŠKOLITEL PRÁCE: **Doc. Jakub Štibinger, CSC.**

KONZULTANT: **PROF. ING. TOMÁŠ KVÍTEK, CSC.**

PRAHA, ZÁŘÍ 2015

Prohlašuji, že jsem disertační práci s názvem: „**Vliv cíleného zatravnění části povodí na vývoj koncentrací dusičnanů v drenážních vodách**“ vypracoval samostatně a na základě vlastních výsledků a zjištění a za použití materiálů uvedených v seznamu literatury.

Tato práce vznikla za podpory výzkumného záměru MZE0002704902 „Integrované systémy ochrany a využití půdy, vody a krajiny v zemědělství a rozvoji venkova“, etapy etapy 03-01 „Tvorba jakosti půdních, průsakových a drenážních vod“.

Děkuji vedoucímu disertační práce doc. Ing. Jakobovi Štibingerovi, CSc. za vedení a rady v průběhu studia a zpracování této práce. Poděkování patří prof. Ing. Tomáši Kvítkovi CSc. za podněty a připomínky a také všem spoluautorům v této práci uvedených publikací.

Rád bych poděkoval manželce Veronice a celé rodině za podporu.

Obsah

1	Úvod	4
2	Cíle a přínosy práce	5
3	Dusík, dusičnany	6
3.1	Význam dusíku a dusičnanů	6
3.2	Oběh a přeměna dusíkatých látek	7
4	Faktory ovlivňující vyplavování dusičnanů z povodí	9
4.1	Vliv využití půdy na vyplavování dusičnanů	9
4.2	Význam drenážních systémů pro vyplavování dusičnanů z povodí	11
4.3	Svahové zóny a zranitelné oblasti	12
4.4	Význam zatravnění pro omezení vyplavování dusičnanů	14
5	Charakteristika drenážních systémů v ČR.....	16
5.1	Odvodnění ve svahu – specifikum krystalinika České republiky.....	17
5.2	Vliv odvodnění na hydrologii odtoku z malého povodí	18
6	Využití stabilních izotopů a teploty drenážní vody pro separaci drenážního odtoku... 20	
7	Vlastní práce	23
8	Komentáře k předloženým pracím	24
8.1	Stručný popis předložených publikací.....	24
8.2	Složení drenážního odtoku	27
8.3	Separace drenážního odtoku	28
8.4	Vyhodnocení kontinuálního měření teploty vody pro studium drenážního odtoku	31
8.5	Vliv využití půdy ve zdrojové oblasti na drenážní odtok.....	33
8.6	Vliv využití půdy ve zdrojové oblasti na jakost vod	37
9	Souhrn nejdůležitějších poznatků.....	41
10	Závěr.....	44
11	Summary.....	45
12	Použitá literatura.....	47

1 Úvod

Dusičnanový dusík je jedním z nejrozšířenějších polutantů v povrchových i podzemních vodách. Jeho sledování byla a je ve světě věnována značná pozornost z důvodů jeho vlivu na zdravotní stav obyvatelstva, eutrofizaci povrchových vod a ekonomických ztrát způsobených zvýšeným vyplavováním dusičnanového dusíku z povodí. Sledovány a v legislativě ČR, týkající se jakosti vod, jsou ukotveny všechny tři anorganické formy dusíku, které se ve vodách vyskytují – dusičnanový, amoniakální i dusitanový dusík, ačkoli pouze dva první z nich mají z hlediska plošných zdrojů a závažnosti znečištění vod zásadní význam.

V současné době, s rostoucím počtem a účinností čistíren odpadních vod a budováním spolehlivých septiků klesá význam bodových zdrojů znečištění vod a nabývá na významnosti plošné zemědělské znečištění. Dusičnany jsou hlavními zdroji plošného znečištění vod a jsou spojovány zejména se zemědělsky využívanou půdou.

Významnou cestou vstupu dusičnanů do povrchových vod je podpovrchový odtok, velmi často reprezentovaný právě vodou ze zemědělských drenáží. Drenážní systémy představují významný nebodový zdroj znečištění vod dusíkatými látkami, zejména v malých zemědělsky využívaných povodích bez permanentních povrchového odtoku. V České republice bylo odvodněno 1,065 mil ha (přibližně 25 % zemědělské půdy), především v letech 1965 - 1989. Hlavní funkcí odvodnění je zlepšení vodního a kyslíkového režimu půdy a lepší průchodnosti pro zemědělské stroje. Odvodněním se zvýší produkční ekosystémové funkce krajiny (zvýšení výnosů a růst životní úrovně místních obyvatel). Na druhou stranu odvodnění omezuje ekosystémové funkce regulační a podpůrné. Snížením hladiny podzemní vody a vyšším provzdušněním půdy činí stanoviště trvale méně příznivým pro odbourávání dusičnanů - snižuje v aerobních podmínkách denitrifikaci, zvyšuje mineralizaci organické půdní hmoty a zvyšuje vyplavení dusičnanů. Drenáž také modifikuje dráhy odtoku vody a to tak, že část vody, která by jinak odtekla po povrchu, se vsakuje a odtéká drenáží. Tato voda protéká půdním profilem a vyplavuje z něj dusičnany. Vedle toho drenáž zkracuje dobu zdržení vody v povodí a tím opět zmenšuje možnost denitrifikaci dusičnanů obsažených v této vodě.

Množství dusíku vyplaveného z půdy je významně ovlivněno propustností půdy, která je charakteristická pro jednotlivé půdní typy. Na rozložení půdních typů a druhů, resp. zásoby vody v půdě má vliv geologie, geomorfologie reliéfu a umístění konkrétní lokality v krajině. V hydrogeologii se obecně rozdělují svahové zóny povodí na zdrojové (infiltrační) a výtokové oblasti. Právě ve zdrojových oblastech, kde jsou půdy nejpropustnější, dochází k formování

množství a jakosti zdrojů podzemních vod. Zemědělsky obhospodařované zdrojové oblasti s vysokou půdní propustností představují významný plošný zdroj znečištění vod v důsledku vymývání živin (zejména N, P) a polutantů (pesticidy), a to zejména za předpokladu návaznosti těchto vod na drenážní systémy, které zachycují pramenné vývěry i vodu proudící mělce pod povrchem. Proto je nutné do těchto zdrojových oblastí směřovat agrotechnická opatření tak, aby porost zde plnil i ochrannou mimoprodukční funkci. Nositelem účinných mimoprodukčních funkcí je zejména trvalý travní porost.

Významný vliv využití půdy ve zdrojových oblastech drenážního systému na jakost drenážních vod byl opakovaně prokázán statistickou analýzou, avšak k přímému ověření účinnosti tohoto opatření pomocí experimentu dosud nedošlo.

2 Cíle a přínosy práce

Cílem této práce je experimentálně, v polních podmínkách pokusného povodí Dehtáře ověřit hypotézu, že zatravnění zdrojové oblasti drenážního systému má pozitivní a významnější vliv na snížení koncentrací dusičnanů v drenážních vodách než zatravnění výtokové oblasti povodí.

V rámci plnění cíle této práce byly vyhodnoceny dlouhodobé trendy vývoje koncentrací dusičnanů v podmínkách rozdílného využití půdy nad vlastní drenáží i v její zdrojové oblasti. Dále je diskutován vznik drenážního odtoku ve svahu, podíl jeho jednotlivých složek v průběhu srážko-odtokových epizod a průměrná doba zdržení vody v různých profilech sledovaného období. Zatravnění ve zdrojové oblasti povodí je kromě významu pro jakost drenážních vod zhodnoceno také z hlediska jeho vlivu na velikost drenážního odtoku a další hydrologické charakteristiky povodí.

Praktickým přínosem disertační práce je ověření možnosti použít přesně cílené zatravnění jako relativně nenákladné opatření pro zlepšení jakosti drenážních vod odtékajících z malých zemědělsky využívaných povodí. Poznatky o formování a složení drenážního odtoku lze využít pro návrhy dalších opatření na drenážních systémech, popř. při plánování způsobu využití krajiny a využitelné pro navrhování ochranných pásem vodárenských zdrojů a nádrží.

3 Dusík, dusičnany

3.1 Význam dusíku a dusičnanů

Důraz na sledování dusičnanů ve vodách souvisí s implementací Směrnice Rady Evropského společenství č. 91/676/EEC z roku 1991, mající za cíl zmírnit znečištění způsobené dusičnany ze zemědělských zdrojů a zabránit dalšímu znečištění vod tohoto druhu („nitratová směrnice“). Do právního řádu České republiky byla zavedena ustanovením § 33 zákona č. 254/2001 Sb., o vodách a o změně některých zákonů (vodní zákon). V současné době platí Nařízení vlády č. 262/2012 Sb. o stanovení zranitelných oblastí a akčním programu (dále jen „nařízení vlády“). V této legislativě jsou ukotveny všechny tři formy anorganického dusíku, které se ve vodách vyskytují – dusičnanový, amoniakální i dusitanový dusík, ačkoli pouze dva první z nich mají z hlediska plošných zdrojů a závažnosti znečištění vod zásadní význam (Novotny a Olem, 1994; Pitter, 1999).

Vysoké koncentrace dusíkatých látek ve vodách mají několik negativních vlivů. Ze zdravotního hlediska hrozí při dlouhodobém využívání vody s vysokými koncentracemi dusičnanů jako pitné tzv. *methemoglobinaemie* způsobovaná dusitany, které mohou vznikat v lidském těle bakteriální činností z dusičnanů. Dusitany mohou kromě toho spolupůsobit při vzniku N-nitrosoaminů, které jsou karcinogenní. Denní dávka dusičnanů přijatá s pitnou vodou by proto z hlediska prevence methemoglobinaemie neměla překročit $22,6 \text{ mg N-NO}_3^- \cdot \text{l}^{-1}$ ($100 \text{ mg NO}_3^- \cdot \text{l}^{-1}$). To znamená, že při průměrné spotřebě pitné vody 2 litry na obyvatele za 1 den by neměla být koncentrace dusičnanů v pitné vodě větší než $11,3 \text{ mg N-NO}_3^- \cdot \text{l}^{-1}$ ($50 \text{ mg NO}_3^- \cdot \text{l}^{-1}$). Směrnice Světové zdravotnické organizace pro dusičnanový dusík v pitné vodě je $10 \text{ mg N-NO}_3^- \cdot \text{l}^{-1}$ ($44 \text{ mg NO}_3^- \cdot \text{l}^{-1}$). V požadavcích na jakost pitné vody v ČR se uvádí mezní hodnota $11,3 \text{ mg N-NO}_3^- \cdot \text{l}^{-1}$ ($50 \text{ mg NO}_3^- \cdot \text{l}^{-1}$), pro kojeneckou a stolní vodu platí nejvyšší přípustná hodnota $3,4 \text{ mg N-NO}_3^- \cdot \text{l}^{-1}$ ($15 \text{ mg NO}_3^- \cdot \text{l}^{-1}$), (Pitter, 1999). Na vodní faunu, především ryby, má negativní zdravotní vliv také amoniakální dusík resp. přesněji nedisociované molekuly NH_3 (Pitter 1999).

Dusík se také (spolu s fosforem) podílí na eutrofizaci vod, kde dochází k nadměrnému rozvoji řas a sinic díky zvýšené koncentraci nutrientů. Je to důsledkem výchylek v koloběhu dusíku s rozsáhlými dopady na potravní příležitosti v krajině a ve vodách (Galloway et al. 2008). Novotny (2009) uvádí, že koncentrace fosforu a dusíku v klíčových přítocích vodárenských nádrží již přesáhly limity hypertrofie (10 mg/l N-NO_3).

Dalším hlediskem je ekonomické, kdy vyplavené neefektivní množství N způsobuje nemalé finanční ztráty zemědělců. V České republice bylo stanoveno pomocí pokusů s izotopicky značeným dusíkem, že v našich půdně klimatických podmínkách je pro výživu rostlin využito jen 30-60 % dusíku z hnojiv, 20-40 % dusíku přechází do půdní organické hmoty a 10-30 % představují jeho ztráty denitrifikací, volatilizací amoniaku, vyplavováním nitrátů, erozí a povrchovým smyvem (Růžek a Klír, 1995).

3.2 Oběh a přeměna dusíkatých látek

V půdě dusík existuje ve formě anorganických i organických sloučenin a to jak v půdním roztoku, tak vázaný na pevných částicích. V pevné fázi se vyskytuje dusík převážně ve formě organicky vázaného N (tvoří více než 90 %). Rozpuštěný dusík se vyskytuje ve formě NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- a jako organicky vázaný (fulvokyseliny a huminové látky), který je významný především v kyselých půdách. Množství rozpustného organického dusíku je v porovnání s celkovým obsahem N v půdní organické hmotě nevýznamné z hlediska bilance dusíku v ekosystému, rychlost jeho vyplavování může dosahovat max. $1 \text{ kg N} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$. Půdy většinou obsahují velké množství dusíku. Např. zemědělské půdy mohou obsahovat až $2000 \text{ kg N} \cdot \text{ha}^{-1}$ do hloubky 15 cm. Půda, na které se nehospodaří, obsahuje přibližně $10000 \text{ kg N} \cdot \text{ha}^{-1}$ (Hornung et al., 1994). Množství různých forem dusíku v půdě a jeho vyplavování je výsledkem několika základních procesů, mezi něž patří depozice, hnojení, fixací rostlinami, mineralizace a denitrifikace.

Atmosférická depozice N je tvořena N- NO_3^- a N- NH_4^+ ve formě suché i mokré depozice. Její velikost je velmi kolísavá, udává se množství od $33 \text{ kg N} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$ (Skořepová, 1998) až $8,95 \text{ kg N} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$. Zatímco suchá depozice v posledních letech klesá, mokrá depozice zůstává přibližně na stejné úrovni a rozdíly v jednotlivých letech jsou způsobeny především rozdíly ve srážkovém úhrnu (Hůnová et al., 2004).

Biologickou fixaci dusíku v půdě mají na svědomí především jeteloviny, prostřednictvím jejichž kořenů může tato fixace dosáhnout až $100 \text{ kg N} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{rok}^{-1}$.

Amonifikace dusíku je proces, kdy se dusík asimilovaný v tělech uhynulých živočichů a rostlin dostává díky rozkladu jejich tkání zpět do oběhu. Tento proces způsobují mikroorganismy, které se živí bílkovinami a nukleovými kyselinami a jako odpad uvolňují amonné ionty. Rychlost amonifikace závisí na množství mikrobů a podmínkách prostředí, zejména vlhkost půdy, její teplota a kyselost. U přirozených společenstev může být velmi nízká

okolo 20-60 kg N.ha⁻¹.rok⁻¹ (Batey, 1982), její rychlost je omezena nízkým obsahem živin kyselostí půdy a jejím zamokřením. Mikrobiální aktivita půd se odehrává především na povrchu půdy, kde jsou rostlinné zbytky a největší zásoba živin. Naopak v půdách zemědělských, kde se mikrobiální aktivita zvyšuje vlivem hnojení a atmosférické depozice může amonifikace produkovat až 200 kg N.ha⁻¹.rok⁻¹ (Skořepová a Kodůusková, 1989). Dalším faktorem zvyšující amonifikaci je teplota. Addiscot (1983) uvádí, že teplota vyšší o 10°C rychlost produkce amoniaku přibližně zdvojnásobí.

Imobilizace je proces, při kterém je část dusíku z amonných iontů asimilována mikroorganismy a uvolňuje se až po jejich odumření. Mikrobiální biomasa obsahuje zásoby živin několikanásobně vyšší, než je zásoba minerálního dusíku v půdě. Mikrobiální imobilizace dusičnanů je limitována obsahem uhlíku, přítomností amonných iontů a v menší míře také aminokyselinami (Rice a Tiedje, 1989). Na rychlost imobilizace má vliv také teplota (Duckworth a Cresser, 1991).

Nitrifikace je proces, při kterém mikrobiální činností vznikají dusičnany. K jeho průběhu je nutná přítomnost kyslíku, proto v zamokřených půdách dusičnany téměř nejsou přítomny. Podle typu bakterií je možno rozlišit častější nitrifikaci autotrofní, při které dusičnany vznikají oxidací amonných iontů. Meziproduktem jsou dusitany. Reakce je zprostředkována především bakteriemi kmenů Nitrosomonas a Nitrobacter. Méně rozšířená je nitrifikace heterotrofní, při které je organický dusík přeměňován na dusičnany za současné oxidace metanu. Na rychlost nitrifikace má opět vliv více faktorů. Určujícím faktorem je koncentrace amonných iontů. Procesem, který ji zmenšuje, je odběr dusíku vegetací a jeho imobilizace. Nitrifikace je též limitována teplotou, probíhá pouze v rozpětí 5-30°C, přičemž za nižších teplot probíhá pomaleji, přestože tato závislost není lineární (Tietema, 1992). Rychlost produkce dusičnanů závisí i na hloubce půdního profilu a nejvyšší je při povrchu půdy. Z dalších faktorů, které ovlivňují rychlost nitrifikace, je pH půdy a její provzdušnění. Během roku má vznik dusičnanů variabilní průběh a tato časová závislost má charakteristický vývoj. Sezónní variabilita obsahu dusičnanů je charakteristická ročními maximy a minimy způsobenými převážně kolísáním teplot a vlhkosti v průběhu roku. Sezónní změny rychlosti spotřeby dusičnanů vegetací (Becquer et al., 1990) se rovněž výrazně projevují na kolísání koncentrací NO₃ v půdě i vodách.

Denitrifikace je proces, při kterém dochází k redukci dusičnanů na plynný dusík a oxid dusný bez přítomnosti kyslíku. Oxid dusnatý, který denitrifikací také vzniká, je dále redukován na N₂O (Firestone a Davidson, 1989). Tento proces je převážně způsoben mikroorganismy, za určitých okolností může proběhnout také denitrifikace chemická, tzv. chemodenitrifikace.

Hlavní faktory ovlivňující rychlost denitrifikace jsou půdní obsah NH_4^+ a NO_3^- , provzdušnění půdy a obsah půdní vody (vlhkost zvyšuje plynné ztráty dusíku), přítomnost snadno rozložitelných látek (zvyšuje mikrobiální aktivitu půd, snižuje množství O_2 a zvyšuje emise sloučenin dusíku), pH půdy (ovlivňuje vznik N_2O ve vztahu k N_2), teplota půdy (se zvýšením teploty se zvyšují i emise N_2O a N_2).

4 Faktory ovlivňující vyplavování dusičnanů z povodí

Koncentrace dusíkatých látek v povrchové a drenážní vodě a odnos dusíku z povodí často neodrážejí aktuální míru vstupů dusíku do prostředí. To může být vysvětleno přirozenými příčinami, např. chemickými transformacemi v půdě a podzemní vodě (např. denitrifikací) a hydrologickými faktory (dobou setrvání, mísením) v půdě a podzemní vodě a silně závisí na geologické struktuře v rámci povodí. Tyto faktory jsou dány prostředím a klimatem a jsou nezávislé na činnosti člověka. Další důležité faktory jsou již ovlivnitelné způsobem využití půdy a managementem krajiny obecně. Patří mezi ně zejména způsob využití půdy v různých oblastech povodí a přítomnost drenážních systémů.

4.1 Vliv využití půdy na vyplavování dusičnanů

Největší vliv na biologické procesy transformace dusíku v půdě bývá přisuzován změně využití půdy a způsobu obhospodařování (Skořepová, 1998). Půda bez vegetačního krytu je v našich podmínkách nepřirozený stav, který se odráží ve fungování krajiny (Míchal, 2004). Příčinná souvislost mezi způsobem využití území v povodí a jakostí povrchových i podzemních vod je obecně uznávaným principem u nás i v zahraničí. Obecně koncentrace dusičnanů rostou od lesních porostů přes louky, pastviny až k orné půdě (Edwards et al., 1990; Reynolds a Edwards, 1995; Lord et al., 1999; Ruiz et al., 2002; Worrall et al., 2003). Změny využití půdy a způsob obhospodařování mají největší vliv na biologické procesy transformace dusíku v půdě (Skořepová, 1998). Orba, drenáže a vápnění naprosto mění fyzikální a chemické vlastnosti půd a mají silný vliv na rychlost rozkladu organické hmoty a mineralizaci dusíku. Obecně hospodaření na půdě vede ke zvýšení procesu mineralizace. Změny způsobu hospodaření na půdě mohou vést ke snížení nebo zvýšení mineralizace dusíku. Např. zorání louky v kombinaci se snížením spotřeby živin travním porostem povede k enormnímu zvýšení mineralizace organické hmoty a dočasnému zvýšení rychlosti vyplavování dusičnanů do vod. Naopak zatravnění orné půdy nebo výsadby stromů na orné půdě budou mít za následek snížení

vyplavování dusičnanů (Skořepová, 1998). Correl a Dixon (1980) studovali vliv využití území na kvantitu a kvalitu povrchových vod v osmi povodích Rhode River, Maryland a pro dusičnany zjistili, že variabilitu koncentrací dusičnanů lze vysvětlit z 89 % daty o land use. Nejtěsnější vztah byl vzhledem k ročním i sezónním koncentracím dusičnanů shledán pro procento zornění povodí (row crops). Neill (1989) referuje o přímém vztahu mezi koncentracemi dusičnanů ve vodních tocích jihovýchodního Irsku. Odhadl, že průměrný roční odnos dusíku z nezorněného území činil 2,0 kg N/ha/rok, zatímco ze zorněných ploch byla tato hodnota 76 kg N/ha/rok. Darby et al., (1988) zjistili, že množství dusíku vyplaveného z půdy využívané jako orné bylo 100 - 200 kg N/ha ve srovnání se ztrátami z půd trvalých pastvin, které se v průměru pohybovaly kolem 4 kg N/ha za období sledování 20 let. Thornton a Dise (1998) v centrální Anglii pomocí vícenásobné regrese našli průkazný vztah mezi procentem zemědělské půdy a alkalitou (celková kyselinová kapacita) a koncentracemi nitrátů. Wade et al., (1998) prokázali, že změna způsobu využití zemědělských půd ve vrchovinách Skotska by měla okamžitý negativní dopad na jakost povrchových vod. Zjistili, že průměrné koncentrace a odnos dusíku by se ve vodách povrchových toků zvýšil 2-3x, pokud by se procentuální zastoupení orné půdy v povodí zvýšilo z 2 na 10 %.

Pro Českou republiku platí, že koncentrace dusičnanů jsou ovlivněny mnohem více zorněním než momentálním hnojením, stejně tak na půdách odvodněných a zorněných jsou největší výkyvy koncentrací dusičnanů v průběhu sezóny (Kvítek, 1999). Zorněním (a také odvodněním) dochází k celkové změně oxidačně-redukčních podmínek v půdě, urychluje se mineralizace organického dusíku, snižuje se denitrifikační činnost, orná půda je častěji a více hnojena. Na orné půdě – na rozdíl od trvalých kultur (TTP, les) obvykle není po celý rok přítomná vegetace odebírající dusík, který je takto vyplavován do nižších půdních horizontů, horninového prostředí a vod. Ulrich a Seifert (1979) laboratorně zkoumali nitrifikační procesy na lučních půdách a došli k závěru, že při zornění travních porostů se z konzumentů dusíku stanou výrazné zdroje znečištění – produkce dusičnanů je enormní. Slepíčka (1982) sedmiletými lyzimetrickými pokusy prokázal, že na vyplavování nitrátů má vedle půdních a klimatických faktorů zřetelný vliv porost. Nejnižší vyplavování dusičnanů zjistil pod porostem louky (0,35 kg N-NO₃), více pod pícninami na orné půdě (2,6 kg N-NO₃), ještě více pod obilninami (3,6 kg N-NO₃) a nejvíce pod okopaninami (6,8 kg N-NO₃). Kvítek et al. (2009) porovnávali vývoj jakosti vod drobných vodních toků v oblasti Pošumaví (Krumlovsko, povodí Malše) a Vysočiny (povodí Želivky) v obdobích před a po r. 1990 ve vazbě na změny využití půdy, které byly po r. 1990 markantní pouze v Pošumaví směrem k zatravňování orné a často

odvodněné půdy. Pomocí vícenásobné regrese a analýzy hlavních komponent prokázali, že pokles koncentrací nitrátů v pošumavských povodích byl způsoben právě celkovým snížením zastoupení orné půdy a snížením výměry zorněných odvodněných půd.

4.2 Význam drenážních systémů pro vyplavování dusičnanů z povodí.

Odvodnění pomocí trubkové drenáže je celosvětově běžným agrotechnickým opatřením (Skaggs et al., 1981). Jeho hlavním účelem je zlepšení vodního a vzdušného režimu zemědělských půd z hlediska potřeb zemědělských plodin, zpracovatelnosti půdy a její únosnosti pro zemědělské stroje (Jůva 1957). Schultz et al., (2007) uvádí tři základní benefity, které nabízí výstavba drenáží; jsou to výhody ekonomické, tj. zvýšení zemědělské produkce a zkvalitnění jejich výrobku, výhody sociální – díky kvalitnější a větší produkci vzroste životní úroveň a výhody enviromentální, mezi něž patří omezení hmyzu ze zamokřených oblastí, vylepšení půdní struktury aj. Na druhou stranu je v současnosti považováno za jisté, že drenážní systémy jsou jedním z významných faktorů, který přispívá ke zvýšenému vyplavování nutrientů z půdy (Borin et al., 2000; Helwig et al., 2002, Honisch et al., 2002; Hirt et al., 2005). Z vyplavovaných látek patří k nejdůležitějším dusík, převážně ve formě dusičnanů (Kladivko et al., 1999; Tiemeyer et al., 2006). Hallberg (1985) definoval drenážní vody jako jednu z hlavních příčin kontaminace podzemních vod v Iowě. Behrendt a Bachor (1998) určili pro Meklenbursko podíl drenáží na celkovém vyplavování dusičnanů na 47 % a 33,1% celkového dusíku. Jeden z prvních bilančních odhadů příspěvku odvodnění ve vztahu k odnosu dusičnanů z povodí provedli v ČR Janeček a kol. (1984) pro drenážní systémy v povodí Ráčského potoka. Zjistili, že celkový odtok vody z podchycených drenážních výústí činil průměrně 20% z celkového objemu odtoku z povodí a 18% z celkově transportovaného NO_3 z povodí.

Z dalších studií Coelho et al. (2010) na zemědělském odvodněném povodí v Ontariu zjistili dominantní příspěvek drenáží na odnos N-NO_3 z povodí (zatímco u N-NH_4 byly dominantním přispěvatelem bodové zdroje v povodích). Tomer et al. (2010) monitorovali několik vnořených intenzivně obdělávaných zemědělských povodí v povodí Tipton Creek, Iowa. Zjistili, že drenáž je dominantním zdrojem odnášeného N-NO_3 (80-90%).

Pro vysvětlení způsobu, jakým se drenáž podílí na vyplavování dusičnanů Doležal et al., (2004) definovali 3 různé mechanismy.

První mechanismus působí jen několik let po výstavbě drenáže. Po umělém snížení hladiny podzemní vody dusík nahromaděný ve hmotě hydromorfni půdy začne pod vlivem kyslíku rychle mineralizovat a vyplavuje se zejména ve formě dusičnanového iontu. Největší

vyplavování nastává ve druhém až čtvrtém roce po výstavbě odvodnění. Toto dokazují například výsledky Nováka (1994).

Druhý mechanismus působí trvale tím, že drenáž modifikuje dráhy odtoku – vstřebává část vody, jež by zůstala na povrchu, tato se vsakuje půdním profilem a vyplavuje dusičnany. Podle autorů Coles a Trudgil (1985) jsou pro zvýšení koncentrací dusičnanů v drenážní vodě důležité preferenční cesty půdou nad drenáží. Drenážní systém způsobuje odtokové anomálie jako např. velmi výrazné preferenční proudění, které způsobují náhlé a nečekané zvýšení toku rozpuštěných látek do drénů (Lennartz et al., 1999; Kohler et al., 2006). Kombinace drenážního odtoku a preferenčních cest může představovat přímé spojení mezi dusičnany znečištěnou ornici a podzemní vodou, kdy vsakující se voda neprochází (tzv. bypass flow) biologicky aktivní nesaturovanou zónou, kde by mohlo docházet k denitrifikaci (Stamm et al., 1998). Navíc drenáž zvětšuje velikost celkového odtoku a kulminační průtoky (Robinson, 1990), čímž zvyšuje vyplavování dusičnanů, vzhledem k tomu, že největší část největší odnosy N jsou spojeny s nejvyššími průtoky (Gentry et al., 1998). Urychlením odtoku také zkracuje dobu zdržení vody v povodí a tím i dobu, po kterou by mohla probíhat denitrifikace.

Třetí mechanismus je založen na tom, že drenáž trvale činí stanoviště nepříznivým pro odbourávání dusičnanů. Vybudováním drenáží došlo k vysušování původně zamokřených ploch v okolí vodních toků a v oblasti pramenných vývěřů v dolních částech svahů. Tím došlo ke změně oxidačně redukčních poměrů v půdě a k provzdušnění do té doby anaerobních míst, což vedlo k zániku přirozených lokality, kde docházelo k eliminaci dusičnanů. Voda kontaminovaná nitráty v infiltračních oblastech povodí je tak odváděna přímo do vodních toků. Instalace drenážního systému způsobuje snížení hladiny podzemní vody, snižuje období, po které je půda v zimě převlhčená, snižuje v aerobních podmínkách denitrifikaci (Harris et al., 1984), zvyšuje mineralizace organické půdní hmoty a zvyšuje vyplavení dusičnanů. (Gilliam et al., 1979, Southwick et al., 1995, Fenelon a Moore, 1998, Tomer et al., 2008).

4.3 Svahové zóny a zranitelné oblasti

Pro vysvětlení vzniku drenážního odtoku a jakosti drenážních vod ve svahu je třeba též vycházet z teorie svahových zón. Kdekoli není hladina podzemní vody uložena horizontálně, dochází k proudění podzemní vody (HPV). V přirozených povodích teče podzemní voda z tzv. zdrojových oblastí (recharge zones) do výtokových oblastí (discharge zones), Serrano et al., (1997). Zdrojové oblasti jsou části povodí, kde do povodí infiltrují srážky, které mohou být

využity pro doplnění regionální zvodně (Zheng et al., 2004). Z tohoto důvodu se také často pro tyto lokality používá termín „infiltrační“ oblast. Obecně se zdrojové oblasti nacházejí v horních partiích území (zejména tam, kde není povrchový odtok) poblíž rozvodnice, kde jsou také mělké a kamenité půdy s malou retencí pro vodu a velkou hodnotou nasycené hydraulické vodivosti, převážně vyšší než 1m/den) HPV zde leží často v dost velké hloubce a vlhkost nepřesahuje 50% celkové polní vodní kapacity (Kvítek a Doležal 2003). Zdrojové oblasti drenáží jsou popsány HPJ 29,34 a 37. Kvítek et al. (2007) spočítali, že vlastní oblast infiltrace srážek tvoří pouze menší část celé zdrojové oblasti. Výtoková oblast je místo, kde se podzemní voda dostává na povrch. Mohou to být bažiny, jezera, povrchové toky a také velmi často pramenné vývěry. Prameny často koincidují s náhlou změnou půdní textury a litologie a jsou vázány na geologické pukliny a zlomy. Půdy jsou zde hlubší, převážně HPJ 50, 69, 67, 70,73 a 76. Hladina podzemní vody je zde napjatá a často se vyskytuje povrchové zamokření.

Někteří autoři (Doležal a Kvítek, 2004; Zheng et al., 2004) přidávají třetí oblast, takzvanou transportní zónu. Drenážní systémy by se potom nacházely v oblasti transportní na hranici s oblastí výtokovou. Právě v této oblasti se nacházejí v oblasti na svazích krystalinika plošné i liniové pramenné vývěry.

Předpokládá se, že zdrojové oblasti jsou místa, kde vzniká převážná část drenážního odtoku (Zajíček et al., 2009) a současně hlavní zdroje znečištění vod dusičnany (Kvítek, 1996, 2001) a z toho vyplývá, že ochrana vod pomocí TTP by měla být cílena právě do nich, a pramenné vývěry spojené preferenčními cestami s touto zdrojovou oblastí jsou často podchyceny drenážními systémy. Ve zdrojových (infiltračních) oblastech dochází k formování množství a jakosti zdrojů podzemních vod a proto je nutné, aby porost plnil i mimoprodukční funkce. Účelová změna kultury (plodiny) by mohla významně tento proces ovlivnit. Nositeli účinných mimoprodukčních funkcí (ochrana jakosti vody, protierozní ochrana půdy, podpora retence vody v krajině a biodiverzity) jsou trvalé travní porosty (Rychnovská, 1985).

Zemědělsky obhospodařované zdrojové (infiltrační) oblasti s vysokou půdní propustností představují významný plošný zdroj znečištění vod v důsledku vymývání živin (zejména N, P) a polutantů (pesticidy), a to zejména za předpokladu návaznosti těchto vod na drenážní systémy (Goswami et al. 2009), které zachycují pramenné vývěry i vodu proudící mělce pod povrchem. Na příkladu analýzy jakosti vod 22 drenážních systémů, charakteru zastoupených půd a způsobu využití půdy v jejich mikropovodích, vybudovaných ve svažitých podmínkách krystalinika ČR, byla prokázána platnost hypotézy o vlivu způsobu využití infiltračně nejzranitelnějších lokalit mikropovodí zemědělských drenážních systémů na hodnoty

koncentrací dusičnanů v drenážních vodách (Fučík et al., 2008). Vícenásobnou regresí a vícerozměrnou analýzou bylo dokázáno, že největší vliv na hodnoty koncentrací dusičnanů v drenážních vodách má zastoupení orné půdy na infiltračně nejpropustnějších okrscích mikropovodí drenáže. Proto je správná identifikace zdrojových oblastí nezbytným předpokladem pro vymezení cíleného zemědělského managementu ve vztahu k minimalizaci kontaminace vod. Právě do takto správně vymezených zranitelných oblastí by měla být cílena opatření směřující ke zvýšení retence vody a k omezení vyplavování dusíkatých látek z povodí, jako je např. zatravnění této oblasti.

Pro hodnocení rizik zranitelnosti podzemních vod (či souvisejících hydrogeologických struktur) byla vyvinuta řada koncepcí, z nichž nejvíce používaný (a ověřovaný) je tzv. model DRASTIC (Aller et al. 1987). Tento název je akronym složený z anglických termínů vstupních parametrů modelu (depth to water, net recharge, aquifer media, soil media, topography, impact of vadose zone media, and hydraulic conductivity of the aquifer). Další metody jsou např. SINTACS (modifikovaný DRASTIC, Civita et al. 2010), PI (Goldscheider et al. 2000) nebo COP (Vias et al. 2006), přičemž poslední dva jsou přístupy, vyvinuté pro vápencové, či krasové hydrogeologické struktury a související režim podzemních vod, který je zpravidla značně odlišný od hydrogeologického prostředí nekrasového.

V České republice byl vyvinut systém analýzy zranitelnosti půd pomocí kódu BPEJ (Janglová et al., 2003). Tyto výsledky byly dále rozvinuty metodikou pro identifikace kritických zdrojových lokalit plošného zemědělského znečištění (Kvítek et al., 2008) a nakonec do podoby syntetické mapy zranitelnosti podzemních vod (Novák et al. 2010, 2012). Jedná se o celorepublikové mapové dílo v měřítku 1:50 000, chráněné užitným vzorem. Potřebu zahrnout některý z uvedených principů mapování a hodnocení zranitelnosti podzemních vod pro účely dosažení mezinárodně závazných ukazatelů kvality vod (Vodní rámcová směrnice, Nitrátová směrnice, aj.) si uvědomila řada zemí a různé metody vymezení zranitelných oblastí se používají též např. ve Velké Británii (Holman et al. 2008), Maďarsku (Leone et al. 2009), Itálii (Garnier et al. 1999), Řecku (Panagopoulos et al. 2005) či USA (Payne et al. 2013) a Turecku (Yildirim et al. 2007).

4.4 Význam zatravnění pro omezení vyplavování dusičnanů.

Zatravnění je jedno ze základních agrotechnických opatření pro zlepšení jakosti vody v povodí. Jednou z mnoha ekologických funkcí trvalého travního porostu je pozitivní působení

na kvalitu vody odtékající z povodí (Rychnovská, 1985; Skořepová, 1998). Vyplavování dusičnanů je pod trvalým travním porostem průkazně nižší než pod ornou půdou (Njos, 1994). Rozsah trvalých porostů (les a louky) v krajině určuje kvalitativní parametry vody v povodí z hlediska obsahu dusičnanů (Kvítek, 1996). Vhodně umístěný a správně ošetřovaný TTP s vhodným druhovým složením má jednoznačně pozitivní vliv na vyplavování N z povodí (Šantrůček et al., 2001, Kvítek et al., 2004.). Tento pozitivní vliv je způsoben faktem, že trvalý travní porost je schopen absorbovat a využít větší množství půdního dusíku v porovnání s polními plodinami a také si tuto schopnost udržuje po delší část roku (Whitehead, 1995). Travinné porosty pokrývají půdu celoročně, mají vysokou zásobu aktivní podzemní fytomasy zejména v hustém kořenovém systému, a současně i podzemní biomasy, která je schopna imobilizovat značnou část N v organické hmotě. Minerální formy N v půdě pod TTP existují jen v omezených koncentracích a nitrifikace je zde snižena. Po aplikaci hnojiva je N rychle imobilizován v organické půdní hmotě a tím v podstatné míře využit pro výživu travin. Další faktorem, který přispívá ke snižování vyplavování dusičnanů zpod travních porostů, je zastoupení půdních mikroorganismů a jejich aktivita, která je v TTP výrazně vyšší než v orné půdě (Malý et al. 2001; Šarapatka et al. 2001; Marschner a Kalbitz 2003; Tesařová et al. 2003; Carpenter et al. 2003; Merino et al. 2004; Griffiths et al. 2008). Relativně malé množství dusíku vyplavovaného z travních porostů bylo dokumentováno v mnoha studiích v České republice i v zahraničí. Dobře zapojený porost s aktivním kořenovým systémem označují za hlavní faktor při omezování vyplavování nitrátů z půdy (Růžek a Klír, 1995). Mrkvička a Velich (1988) a dále i Havelka a Šonka (1990) prokázali v lyzimetrických experimentech, že travní porosty i při vysokých dávkách dusíku (240 kg N/ha) vyplavují jen velmi malý podíl (do 5 %) dusičnanového dusíku do podzemních vod. Tuto vysokou zadržovací schopnost intenzivně využívaných a hnojených travních porostů potvrdily dále Mrkvička et al., (1994) dlouhodobým pokusem na lyzimetrech, kdy až do dávky 400 kg N/ha za rok byly ztráty dusíku velmi nízké a v průměru nepřekračovaly 1 % z hnojením přidaného dusíku. Také Whitehead (1995) uvádí, že v případě sečení nebo extenzivního spásání TTP, je odnos N většinou nižší než 20 kg/ha/rok, a to i v případě, že je TTP hnojen. Také další studie z amerického středozápadu prokázaly, že meziplodiny, louky a pastviny (obecně dlouhodobý půdní pokryv) mají potenciál snižovat vyplavování dusičnanů (Strock et al., 2004; Heggenstaller et al., 2008; Kaspar et al., 2012). Dále Heathwaite a Griffiths (1998) uvádějí účinnost ochranné funkce TTP zjištěním, že travní pásy o šířce 10 m snížily export N z ploch hnojených minerálními hnojivy o 94 % a z kejdovaných ploch o 75 %.

5 Charakteristika drenážních systémů v ČR

V České republice bylo odvodněno celkem 1,0165 mil ha, což představuje více než 1/3 zemědělské půdy (Kulhavý et al., 2007). Drenážní systémy byly v České republice obvykle koncipovány jako kombinace podrobného drenážního odvodnění s povrchovými nebo zatrubněnými odvodňovacími kanály a upravenými drobnými vodními toky. Největší část výstavby probíhala v průběhu 20. století, a to ve 3 etapách. První dvě etapy odehrávající se těsně před 1. sv. válkou resp. mezi válkami se týkaly především neúrodnějších půd v Polabí a moravských úvalech a odvodnění se týkalo především dlouhodobě zorněné půdy. V průběhu třetí etapy výstavby drenáží mezi lety 1965-1985 bylo odvodněno nejvíce půdy, a to zejména v úpatích vrchovin jako Českomoravská vrchovina, kde došlo k zornění velkých ploch travních porostů v honbě za získáním co největší plochy orné půdy bez ohledu na možná rizika zhoršení stavu životního prostředí. Většina odvodnění byla provedena tzv. trubkovou drenáží. Do 60. let 20. stol. byly drenáže považovány za jednoznačně kladné opatření (Jůva 1957), poté nastala diskuse o jejich vlivu na jakost podzemních i povrchových vod a vodní režim povodí, která trvá dodnes. Názory se v průběhu tohoto období měnily, např. Tlapák a Prudil (1983) uvádí, že závěry o nepříznivém vlivu drenáže na jakost vody jsou přes vysoké korelace nesprávné, naopak drenáž působí jako ochrana hlubších vod před kontaminací neboť zvyšuje aktivní povrch půdy a její retenci. Švihla (1985) uvádí, že vliv drenáže na celkovou hydrologickou bilanci povodí je menší než vliv počasí a není to zásah, který by vybočoval z rámce účinků vyvolaných přírodními jevy (na kvartérních svahovinách). Současný stav drenážních systémů v České republice zhodnotili Kulhavý a Fučík (2015), kteří za největší problémy pokládají, kromě zvýšeného vyplavování dusíku z povodí, nevyjasněné majetkové vztahy a z toho vyplývající zanedbanou údržbu a stárnutí drenáží. S touto situací souvisí zvýšený výskyt lokálně zamokřených ploch v místech poruch drenážních systémů. Další oblastí zvýšeného zájmu o drenážní systémy v současné době je jejich podíl na vyplavování pesticidů. (Fauser et al., 2008; Zajíček a Fučík, 2015).

Studie, zabývající se bilančními podíly drenážních systémů k odtoku vody a odnosu látek z povodí, začaly být ve světě (USA, UK, Německo, severské země) i v ČR realizovány počátkem 80. let minulého století, kdy byly zjišťovány vysoké koncentrace některých živin v drenážních vodách i recipientech, do kterých drenážní vody odtékají. Odvodňovací soustavy na zemědělských půdách se sice již v České republice téměř nebudují, ale stávající drenáže přesto stále výrazně ovlivňují hydrologický i hydrochemický režim krajiny v kladném i záporném smyslu.

5.1 Odvodnění ve svahu – specifikum krystalinika České republiky

Odvodnění vybudované ve svahu v úpatních polohách vysočin a hornatin je specifikem krystalinika České republiky a při hledání způsobu zlepšení jakosti drenážních vod je třeba brát v úvahu způsob tvorby odtoku ve svahu a skutečnost, že podstatná část drenážního odtoku a jeho kvalita vzniká mimo vlastní odvodněnou lokalitu a pro bilanční studie je nutno brát do úvahy celé povodí (Krishnappan, a Marsalek 2002; Herrmann a Duncker, 2008, Zajíček et al., 2009). Starší teorie o procesech tvorby odtoku v tocích a jeho dynamice (Richards 1931, Horton 1940, Hewlett a Nutter, 1970) nevysvětlovaly, proč dochází k prudkému vzrůstu odtoku v toku, když není pozorován povrchový odtok. Komplexní přehled o procesech tvorby odtoku a jeho dynamice v lesích přinesl Bonell (1993). Změny názoru na formování odtoku v povodí byly inspirovány rozvojem půdní fyziky, kdy během let 1930 - 1990 byly teorie pohybu vody půdním prostředím výrazně měněny. Následně pak došlo i ke změně v nahlížení na tvorbu podzemního a podpovrchového odtoku (Tesař et al., 2004). Jak uvádí Šanda et al. (2009) většina studií zabývajících se výzkumem podpovrchového odtoku je zaměřena na rozhraní půdního profilu s podložím se shodným závěrem, že za přítomnosti makropórů v půdě se jedná o rychlé proudění s preferenčním charakterem. V současné době se autoři shodují, že mělký podpovrchový odtok je jedním z hlavních faktorů, které formují odtoku v malých svažitých povodích v oblastech humidního klimatu (Hrnčič et al., 2010; Dušek et al., 2012; Šanda et al., 2013). Tesař a Šír (1995), Šanda et al. (1999), Císlarová (2003) uvádějí, že epizodní charakter podpovrchového odtoku v horských oblastech závisí na průběhu srážek a přitom podpovrchový odtok je dominantní složkou vodního režimu horských oblastí. Podobnou váhu podpovrchovému odtoku přisuzují pro oblast Českomoravské vrchoviny (Doležal et al., 2004).

V procesu tvorby drenážního odtoku na svazích krystalinika České republiky mají významnou roli také pramenné vývěry, které se v této oblasti hojně vyskytují. Proto je třeba v úvahách o tvorbě odtoku ve svahu a na drenážních systémech zohlednit místní hydrogeologické podmínky, především pukliny a zlomy, které se na modelaci tvorby podpovrchového a podzemního odtoku též významně podílejí, jak je dokumentováno v dřívější hydrogeologické literatuře (Hynie, 1961). Při výstavbě drenážních systémů zamokřených půd českých vrchovin a parovin v 60. – 90. letech minulého století byly pramenné vývěry identifikovány jako významný bodový i plošný zdroj zamokření, Adam a Vašků (1970), Haken a Kvítek (1984). Každý pramen má svou infiltrační oblast, tj. oblast, v níž srážky vsakující do půdy a napájejí pramen. Vydátnost pramene závisí na ploše této infiltrační oblasti (Kettner, 1954). Císlarová (2003), Vogel (2003) uvádí, že u heterogenních půd je nezbytné studovat zároveň velikost a

podíl oblastí přispívajících k rychlému preferenčnímu proudění. O tuto analýzu se pro podmínky České republiky pokusili Kvítek et al., (2004) a následně Doležal et al., (2006). Stejně jako Kettner (1954), tak i Hynie (1961) dělí prameny na sestupné a vzestupné. Sestupné prameny vznikají, když je nepropustným podkladem zvodnělých hornin usměrněn sestupný pohyb vody k výronu. U sestupných pramenů lze rozlišovat prameny průlinové, puklinové a zlomové. Ve vzestupných pramenech vyvěrá voda přetlakem proti působení tíže. Vzestupné prameny lze dále členit na vrstevné a zlomové. Pararuly a vyvěřeliny hlubinné i výlevné (více než 70 % území ČR zahrnující pahorkatiny, vrchoviny, a hory) postrádají průlinovou propustnost, v jejich masivech lze najít pouze puklinové oběhy podzemní vody. V puklinové propustnosti krystalinika jsou velké rozdíly. Je podstatně vyšší jak u proudění průlinových vod (0,5 - x metrů/ den). Rozhodujícím činitelem je povaha puklin, zejména jejich rozevření (stáří puklin) za spolupůsobení dalších okolností (vznik hornin, petrografické složení, druh puklin, vliv čtvrtohorních zemin), míra zvodnění krystalinika závisí jen málo na hustotě puklin. Vyústění puklinové vody z krystalinika dochází na úpatí svahů širokými pramennými plochami. Z krystalických masívů primární puklinatosti přejímá vodu nejdříve pásmo povrchového rozpojení puklin, to předává vodu čtvrtohorním krycím zeminám. Na této cestě se voda krystalinika mísí s freatickými vodami krycích zemin. K soustředěným pramenným výronům dochází jen z výjimečně volných oběhů na otevřenějších zlomových trhlinách nebo na jiných diskontinuitách ve zvodnění krystalinika. Mnohem častější jsou rozptýlené, skryté výrony roztráštěné na určité ploše provázené podmáčením půdy. U pramenů a pramenišť, které jsou odvodněním vlastní geologické stavby, bývají jejich výrony nejrůznějším způsobem komplikovány spojitostí s mělkou (svahovou) vodou povrchových zemin v okolí vývěřů. Primární výron může být skryt pod čtvrtohorním překryvem a z něj pak vystupuje druhotný vývěř někdy i ve svahu, daleko od primárního vývěru. Výrony rozprostřené na určité ploše tvoří prameniště, často jsou pramenní výrony uspořádány v souvislosti s jejich původem v pramenných liniích, pramenné výrony často putují (Hynie, 1961).

5.2 Vliv odvodnění na hydrologii odtoku z malého povodí

Drenážní vody představují podstatnou část celkového odtoku z malých svažitéch povodí v oblastech humidního klimatu (Hrnčíř et al., 2010; Dušek et al., 2012a; Šanda et al., 2013) a zejména povodích krystalinika Českomoravské vysočiny, kde drenážní (mělký podpovrchový) odtok je často jediným odtokem z těchto povodí, a zároveň také představují podstatný příspěvek k povrchovému odtoku z povodí IV. řádu (Doležal et al., 2001). Drenáže samy o sobě

modifikují odtok z povodí, když představují přímé spojení mezi zdrojovou a výtokovou oblastí. Tím výrazně zkracují dobu zdržení vody v povodí (Tiemeyer et al., 2007, Tomer et al., 2008). Dále drenáže urychlují reakci odtoku na srážky a zkracují dobu od začátku srážek po kulminaci průtoku (Robinson, 1990). Přítomnost drenáže v povodí zásadně mění jeho hydrologii v závislosti na půdních a geologických podmínkách, průběhu srážek, topografii území a způsobu jeho využití, ať již se jedná o drenáž v rovinných (Vidon a Cuadra, 2010) či svažitéch polohách (Doležal and Kvítek, 2004; Herrmann et al., 2008). Ve středně těžkých a těžkých půdách hraje - ve vztahu k proudění vody v půdě a následně drenáži - podstatnou roli přítomnost a časoprostorová proměnlivost makropórů různého původu a velikosti a jimi vedené preferenční proudění (Carlier et al., 2007; Doležal et al., 2006; Oygarden et al., 1997) a rovněž tak dynamika mělké, nesouvislé a dočasné hladiny podzemní vody nebo pramenných vývěřů z hlubších zvodní, zejména během srážko – odtokových epizod (Herrmann et al., 2008; Zajíček et al., 2009; Ocampo et al., 2006). Švihla et al., (1992) uvádí pro povodí Ovesná Lhota, že základní drenážní odtok (ze zdrojů podzemních vod) činil v povodí průměrně 58 % a drenážní odtok podpovrchový 42 % z celkového objemu drenážního odtoku. Svá pozorování na tomto výzkumném objektu potom shrnuli takto: Odvodnění zvyšuje minimální a nižší střední průtoky v recipientu odvodnění a snižuje vyšší střední až vyšší průtoky mimo maxima. V hydromorfních podmínkách drenáž urychluje podpovrchový odtok po dobu cca 25-30 % celkové doby odtoku povodňové vlny. Drenáž významně zvyšuje tzv. přítok cizích vod (z neodvodněných ploch) na plochy odvodněné. Neodvodněná plocha zadrží více srážkové vody a méně podpovrchové vody z ní odtéká. Do odvodněné půdy více srážek infiltruje, ale méně se jich v ní zadrží ve srovnání s plochou neodvodněnou. Neodvodněná plocha má vyšší povrchový odtok než plocha odvodněná, avšak snižuje odtok podpovrchový a základní ve srovnání s plochou odvodněnou.

V České republice provedl bilanční odhad příspěvku odvodňovacích soustav k průběhu povodní Doležal et al. (2004) v povodích Černičí u Čechtí a Cerhovického potoka u Hořovic. Předmětem vyhodnocení byly střední denní průtoky během „povodňových dnů“ (vysoké, ne však extrémní vodní stavy). Za pomoci simulace neměřených situací modelem DRAINMOD zjistili, že při povodních menší extremity a častějšího výskytu mohou být průtoky v podobných malých vodních tocích v důsledku přítomnosti drenážních systémů zvýšeny o cca 3 až 19 %. Dále konstatují, že nelze jednoznačně tvrdit, že vyřazením drenážních systémů z funkce by se snížila povodňová rizika. Vliv odvodnění na hydrologii malých povodí studovali Kulhavý et al. (2010) na dvou sousedních a souběžných experimentálních povodích Výzkumného ústavu meliorací a ochrany půdy, na Dolském a Kotelském potoce (drenážní odtoky sledovány od r.

1982) na Skutečsku. Konstatují, že ve vodných obdobích odvodnění urychluje odtok vody a zvyšuje jeho intenzitu, podíl drenážních vod na celkovém odtoku je však nižší. Za běžných odtokových situací a v období sucha vyrovnává odvodnění odtokový režim vodoteče, odvádění vody z povodí však může být z hlediska vodního hospodářství i zemědělství hodnoceno jako nadbytečné. Podíl drenážních vod na celkovém odtoku se zvyšuje a v období sucha mohou být při vysoké plošné intenzitě odvodnění vody ve vodoteči převážně jen vodami drenážními. Sledováním vlivu drenáží na hydrologickou bilanci se zabývali také Fidler a Karnecki (2001), kteří odvozovali drenážní odtoky pro stanovení jejich vlivu na hydrologickou bilanci pomocí empirických vztahů podle Kraijenhoffa a De Zeeuw-Hellinga. Aproximaci drenážních odtoků metodou De Zeeuw-Hellinga a srovnání s odtoky měřenými provedl pro drenáž v povodí Cerhovice úspěšně také Štibinger (2009).

6 Využití stabilních izotopů a teploty drenážní vody pro separaci drenážního odtoku

Významný vliv na tvorbu názorů na vznik odtoku ve svahu a rozlišení jeho složek mají stopovače, jejichž využití se stalo v hydrologii běžnou metodou (Uhlenbrook a Hoeg, 2003). Stopovače jsou definovány jako hmota či energie unášená vodou, která je schopna podat informaci o směru a rychlosti toku vody stejně jako o toku látek které mohou být vodou unášeny. Ideální stopovač je látka, která se ve zkoumaném systému chová stejně jako stopovaný materiál (s ohledem na zkoumané parametry) a zároveň má vlastnost, která ji odlišuje od stopovaného materiálu (Maloszewski a Zuber, 1996).

Ve druhé polovině 20. století nastal prudký rozvoj využití izotopů různých látek jako stopovačů. Velice vhodné jsou vzácné izotopy vodíku a kyslíku jako jediné látky přítomné ve všech složkách hydrologického oběhu. Jejich využití je založeno na odlišném chování malého množství molekul, které osahují těžší stabilní izotopy těchto prvků. Jedná se především o ^2H – deuterium a těžší izotopy kyslíku ^{17}O a ^{18}O . Proměnlivost množství těchto izotopů ve vodě je popsána jako relativní úbytek těžších izotopů vůči standardu, vyjádřený jako tzv. delta hodnoty. Jako referenční byla určena „Standard Mean Ocean Water“, V-SMOW definovaná Mezinárodní agenturou pro atomovou energii ve Vídni. Výhodou použití izotopů je možnost provedení jejich bilance, protože jsou chemicky inertní a ve styku s prostředím nedochází k žádnému přírůstku nebo úbytku jejich množství. Jedná se tedy o zcela konzervativní stopovače (na rozdíl např. od teploty vody). Sezónně proměnlivý vstup těchto izotopů do hydrologických

procesů v povodí prostřednictvím srážek je závislý na řadě relativně snadno měřitelných meteorologických a geografických faktorech (nadmořská výška, teplota vzduchu). Právě touto rychlou proměnlivostí vstupů jsou ^2H a ^{18}O ideální ke sledování krátkodobých srážko-odtokových procesů. Naopak pro sledování dlouhodobého pomalého proudění, zejména podzemní vody je tato sezónní proměnlivost nevýhodou.

Využití izotopů prošlo bouřlivým vývojem, jehož hlavní aspekty shrnul Burns (2002). Prvotním využitím byla separace hydrografu na „starou vodu“ (pre-event water), tj. vodu, která se v prostředí nacházela již před událostí a „novou vodu“ (event water), tj. vodu, která pochází ze srážky, která tuto událost vyvolala. Separace byly prováděny podle standardního smíšeného modelu, např. Šanda et al. (2009). Základní předpoklady pro úspěšně provedenou izotopovou separaci složek odtoku zpracovali Moore (1989) a Sklash (1990). Vyčerpávající přehled využití izotopů pro separaci staré a nové vody v odtoku, spolu s vyhodnocením kladů a slabín této metody podal Buttle (1994).

Největší výhodou takto prováděných separací je skutečnost, že jsou založeny na reálném fyzikálním základě, na rozdíl od metod jako grafická separace hydrografu či různé digitální filtry a další empiricky založené metody. Postupně se začaly objevovat také některé nejistoty těchto separací, zejména pochybnosti o časové a prostorové homogenitě izotopového složení vod aj. Na druhou stranu tato metoda dodává výsledky poněkud odlišné od předchozích metod. Většina autorů (Vidon a Cuadra, 2010); Klaus et al., 2013; Kennedy et al., 2012) uvádí převahu tzv. staré vody v průběhu srážko-odtokových epizod, zejména zimních. Dochází zde tedy ke stále nevysvětlenému paradoxu, který spočívá se skutečností, že v průběhu srážko-odtokových epizod dochází k velmi rychlé mobilizaci staré vody s dlouhou dobou zdržení (Kirchner, 2003).

Podobně jako rozdíl v koncentraci stabilních izotopů v celkovém odtoku před epizodou, v průběhu epizody a ve srážkové vodě, může fungovat také kontinuální záznam teploty drenážní a srážkové vody. Z dat získaných jejím kontinuálním měřením lze získat celou řadu znalostí o hydrologii zkoumaného povodí. Teplotu vody pramenů pokládal za důležitou indikaci původu vody již Hynie (1961). Pelikán (1988) určoval pomocí teploty hloubku oběhu hloubku podzemního oběhu vyvěrající vody. O změně teploty krasového pramene v Českém krasu referuje Žák et al. (1991). Lacas (1976) rozlišoval měřením teploty ve vrtech vodu rychle infiltrovanou ze srážek od hlubší teplotně stabilní podzemní vody. V krasu sledoval reakce teploty vody a průtoku na srážky např. Genthon (2005), který identifikoval preferenční cesty, kudy se voda ze srážek rychle dostává do odtoku. Shanley a Peters (1988) identifikovali na základě změn teploty vody v potoce mechanismus tvorby odtoku v počáteční fázi hydrologické

odezvy povodí na srážku. Pomocí měření teploty vody lze též rozpoznávat přítoky podzemní vody do povrchového toku, např. (Constanz, 1998; Westhoff et al., 2007; Pelikán a Herber, 2011). Zajíček et al. (2009) se pomocí náhlé změny teploty drenážního odtoku pokusili prokázat průnik srážkové vody do rychlé složky drenážního odtoku. Výhodou této metody je její dostupnost cenová i technická. Nevýhodou je skutečnost, že patří k tzv. nekonzervativním stopovačům (Milanovič, 2001), které své vlastnosti mohou měnit stykem s prostředím, kterým procházejí. Protože však voda má velkou tepelnou kapacitu a v porovnání s většinou přírodních materiálů mění svoji teplotu pomaleji, je použití teploty vody jako stopovače možné, zejména pro kvalitativní účely (Keys a Brown 1978).

7 Vlastní práce

K dizertaci je předkládáno 9 publikací. V níže uvedeném seznamu je závorce za citací tučně uveden procentuální podíl autora disertace na publikaci; hodnota tohoto podílu byla získána od prvního autora každé práce za konzultace s dalšími autory.

[I] FUČÍK, P., KAPLICKÁ, M., **ZAJÍČEK, A.**, KVÍTEK, T. 2010. Vyhodnocení monitoringu jakosti vod v malém zemědělsko-lesnickém povodí: diskrétní a kontinuální přístup. *Vodní hospodářství* 60, (8): 213 – 217. ISSN 1211-0760 **(15 %)**

[II] DUFFKOVÁ, R., **ZAJÍČEK, A.**, NOVÁKOVÁ, E. 2011. Actual Evapotranspiration from Partially Tile-drained Fields as Influenced by Soil Properties, Terrain and Crop. *Soil and Water Research* 6(3): 131-146. **(30 %;)**

[III] **ZAJÍČEK, A.**, KVÍTEK, T., KAPLICKÁ, M., DOLEŽAL, F., KULHAVÝ, Z., BYSTRICKÝ, V., ŽLÁBEK, P. 2011. Drainage water temperature as a basis for verifying drainage runoff composition on slopes. *Hydrological Processes* 25:3204-3215. DOI: 10.1002/hyp.8039. **(50 %)**

[IV] DUFFKOVÁ, R., **ZAJÍČEK, A.** 2011. Hodnocení kvality podzemní vody po kejdování a mulčování trvalého travního porostu. *Vodní hospodářství* 61 (7): 290-293. **(30 %)**

[V] **ZAJÍČEK, A.**, KVÍTEK, T., DUFFKOVÁ, R.; TACHECÍ, P. 2013. Vliv využití půdy ve zdrojové oblasti na velikost drenážního odtoku. *Vodní hospodářství* 63(8):12-16. **(50 %)**

[VI] **ZAJÍČEK, A.**, KVÍTEK, T. 2013 Vliv cíleného zatravnění zdrojové oblasti na koncentrace dusičnanů v drenážních vodách. *Sovak*, 22 (9):14-17. **(70 %)**

[VII] DUFFKOVÁ, R., **ZAJÍČEK, A.**, FUČÍK, P. 2014. Vyplavení dusíku a fosforu z malých zemědělských odvodněných povodí s aplikací různých hnojiv. *Vodní hospodářství* 62 (12): 1-6. **(40 %)**

[VIII] FUČÍK, P., **ZAJÍČEK, A.**, DUFFKOVÁ, R., KVÍTEK, T. 2015. Water Quality of Agricultural Drainage Systems in the Czech Republic — Options for Its Improvement. *In book: Research and Practices in Water Quality, Edition: 1., Chapter: 11*, pp. 241 - 262. DOI: 10.5772/59298 **(35%)**

[IX] **ZAJÍČEK, A.**, POMIJE, T., KVÍTEK, T. 2015. Event water detection in tile drainage runoff using stable isotopes and a water temperature in small agricultural catchment in Bohemian- Moravian Highlands, Czech Republiců. Revidovaná verze článku odeslaná do redakce časopisu *Environmental Earth Sciences* v červenci 2015. **(70 %)**

Vyhodnocení monitoringu jakosti vod v malém zemědělsko–lesním povodí: diskrétní a kontinuální přístup

Petr Fučík, Markéta Kaplická, Antonín Zajíček, Tomáš Kvítek

Klíčová slova

látkový odnos – koncentrace – živiny – monitoring – drenáž – malé povodí

Souhrn

Byly porovnány čtyři varianty bodového a kontinuálního monitoringu jakosti vod (dynamika koncentrací a stanovení látkového odnosu) pro NL , $N-NH_4$, $N-NO_3$, $P-PO_4$ a $Pcelk$ a šestí malých odvodněných podpovodí a jednom profilu na drobném vodním toku v povodí s dominantním zastoupením orné půdy na kambizemích Českomoravské vrchoviny za období březen–říjen r. 2009. U koncentrací byly z hlediska maximálních i středních hodnot zjištěny nejčastější odchylky u nerozpuštěných látek a fosforu, nejméně se potom lišily vzorkovací přístupy u většiny statistických ukazatelů u dusičnanového dusíku. Nejméně spolehlivé bylo manuální 14denní vzorkování, nejpřesnější se ukázal být přístup zahrnující průměrný denní slévaný vzorek ve spojení s epizodním monitoringem. Metody pro odhad látkových odnosů kombinovaly manuální vzorkování, denní průměrný vzorek i epizodní monitoring s různými přístupy stanovení průtoku. Diskrétní sledování koncentrací a průtoku vody podhodnocovalo odnosy NL v jarních měsících až o 95 %, $Pcelk$ o 50 % a $N-NO_3$ přibližně o 30 %. Rozdíly byly v každém měsíci pro jednotlivé ukazatele a profily značně variabilní ve vztahu k počtu a rozsahu vyskytnuvších se srážko–odtokových epizod; na druhou stranu výjimkou nebylo ani několikasetprocentní nadhodnocení odnosů bodovým monitoringem. Vyjádřeno v součtu za sledované období, největší odchylky byly shledány opět u NL , nejmenší rozdíl potom u $N-NO_3$. Pro stanovení reálných hodnot odnosů látek (zejména živin) z povodí je zapotřebí monitoringu, který bude zahrnovat intenzivní vzorkování vysokých vodních stavů i kontinuální měření průtoku.

Úvod

Povodí, která se nacházejí v pramenných oblastech, spolurozhodují o vývoji jakosti vod níže situovaných vodních útvarů. Vyhodnocení dat o průběhu změn jakosti vod v měrných profilech takového povodí napoví o souvisejících procesech, které se v území odehrávají. Jedním ze základních nástrojů, jak těmto dynamickým procesům (přírodním i antropogenně podmíněným) důkladně porozumět, je vhodné sestavený monitorovací systém kvality a kvantity vody, který umožňuje vyhodnocení typů zdrojů (plošné, bodové, kombinované) a cest polutantů za různých hydrologických situací a jejich projevů ve vodním prostředí (Dworak et al., 2005; Strobl et al., 2006; Brauer et al., 2009). Monitoring je rovněž nezbytný jako podklad pro případné strategie, přijímané ke zmiřování zjištěného stavu, jako jsou návrhy opatření v konkrétních areálech povodí (ochranná protierozní a protipovodňová opatření, změna land use, management zemědělských drenáží, eliminace bodových zdrojů znečištění apod.) (Novotný and Olem, 1994; Donohue et al., 2007). Monitoring jakosti a množství vody bývá obecně rozdělován na sledování bodové (jednorázový odběr vzorku v pravidelném časovém intervalu – např. 1x za měsíc) a kontinuální. Četné modifikace kontinuálního monitoringu byly v posledních několika letech umožněny rozvojem přístrojové techniky (automatické vzorkovače vod) a elektrochemickými iontové selektivními sondami (pH, vodivost, kyslíkový režim, aj.). Kontinuální monitoring jakosti vod zahrnuje řadu způsobů – např. vzorkování po proteklém množství vody, průměrný slévaný vzorek za určité období, vzorkování srážko–odtokových epizod nebo jejich vzájemné kombinace (Stone et al., 2000; King et al., 2003). Bodový (diskrétní) monitoring, byť v dvoutýdenním, popř. měsíčním kroku, není větší

nou schopen zachytit dynamiku koncentrací většiny látek ve vodách (povrchových, podzemních i drenážních), která je za extrémních, ale i „normálních“ hydrologických vodních stavů velmi proměnlivá, zejména u drobných vodních toků, kde mohou mít jednotlivé složky odtoku (poměr jejich zastoupení a hodnoty koncentrací látek v nich) značnou časovou variabilitu (Kronvang et al., 1997; Doležal and Kvítek, 2004; Macrae et al., 2007).

Pro odhad zátěže území na navazující vodní útvary je nezbytné vedle monitoringu koncentrací substancí ve vodě stanovit odnos těchto látek z povodí. Látkový odnos sledovaného ukazatele ve vodním prostředí je funkcí koncentrace příslušné látky a průtoku vody (Littlewood, 1995). Obecně, odnos látky L za období t je možné definovat vztahem:

$$L = \int C(t)Q(t)dt,$$

kde C je koncentrace dané látky a Q průtok v čase.

Existuje řada variant a metod výpočtu látkového odnosu, které se liší v časovém měřítku použití (stanovení) a přesnosti (chybě) a které vycházejí ze způsobu a frekvence odběru vzorků, charakteru sledované látky a měření průtoku vody. Některé způsoby výpočtu obsahují odhady koncentrací látek odvozené pro období mezi odběry vzorků ze vztahu koncentrace/průtok. Základní rozdělení metod stanovení látkových odnosů, zahrnující pro koncentrace různé interpolační a regresní techniky, průměrovací a další přístupy, uvádějí např. Aulenbach et al. (2006) a Schleppei et al. (2006). Podstatnou měrou bývají zkresleny odnosy látek právě z malých povodí, pokud jsou stanovovány pouze na základě výsledků bodového monitoringu. Srovnání různých přístupů k monitoringu jakosti vod vodních toků bylo provedeno četnými studii. Jedná se o poměrně významné rozdíly; jak zjistili např. Grant et al. (1996), bodový monitoring podhodnocoval ztráty fosforu z odvodněných malých povodí v Dánsku až o 50 %, neboť převaha vysokých koncentrací P se vyskytla během zvýšených průtoků, a tudíž nebyla bodovým monitoringem zaznamenána. K obdobným závěrům došli Ulén et al. (1999) pro P celk (59 %) a NL (42 %) v odvodněných povodích Švédska. Stone et al. (2000) provedli na povodí o velikosti 2 052 ha v Severní Karolíně srovnání několika monitorovacích přístupů rozpuštěných anorganických dusíků v povrchové vodě drobného toku. Zjistili, že bodový odběr podhodnocoval, zatímco průtokové proporcionální vzorkování nadhodnocovalo odnosy za všechna období. Konstatují, že optimální vzorkovací schéma by pro jejich území byl slévaný průměrný několikadenní vzorek, doplněný o monitoring extrémních epizod.

Cílem tohoto příspěvku je kvantifikace a porovnání různých monitorovacích přístupů vybraných chemických ukazatelů jakosti povrchových a drenážních vod z hlediska hodnot koncentrací a látkových odnosů v sedmi profilech na malém vodním toku a drenážních výústích.

Materiál a metody

Popis lokalit

Kopaninský potok

Kopaninský tok je levostranným přítokem Jankovského potoka poblíž Pelhřimova v povodí Želivky na Českomoravské vrchovině. Povodí Kopaninského potoka je součástí hydrogeologického rajónu 652 – Krystalinikum v povodí Sázavy (Olmer, Kessl a kol., 1990), zahrnující povodí Želivky a povodí Sázavy po Zruč n. S. Nejvíce zastoupenými půdními typy jsou: HPJ 29 – kambizemě a jejich slabě oglejené formy, převážně na rulách a žulách, HPJ 50 – kambizemě oglejené a oglejené půdy na různých horninách, HPJ 73 – oglejené půdy zbažinné a glejové půdy svahových poloh (databáze BPEJ, VÚMOP, v.v.i.). Plocha povodí k uzávěrovému profilu je 7,1 km², nadmořská výška je 478–620 m. Délka hlavní údolnice je 4,2 km, průměrný sklon hlavní údolnice 2,6 %. Odvodněno podpovrchovou drenáží je 10 % území, 16 % ze zemědělské půdy. Z hlediska způsobu využití území zaujímá největší podíl orná půda (44,7 %), následuje les (36,7 %), louky a pastviny (13,1 %), ostatní plochy (3,5 %), sady a zahrady (1,0 %), zastavěné plochy (0,6 %) a vodní plochy (0,5 %). Sledování zde probíhalo v pěti monitorovacích profilech: T7U – závěrový profil povodí, P33, P53 a P6 – odvodněná podpovodí s převahou orné půdy, P52 – odvodněné podpovodí s velkým zastoupením lesa, viz obr. 1a.

Dehtáře

Povodí Dehtáře je situováno cca 5 km vzdušnou čarou na Z od povodí Kopaninského toku. V tomto povodí není vyvinuta permanentní povrchová vodoteč. Plocha povodí je 57,9 ha, z toho odvodnění tvoří 19 ha (tj. cca 33 %). Nejvyšší nadmořská výška je 545 m a nejnižší

497 m. Půdy se zde vyskytují obdobné jako v povodí Kopaninského potoka. Pro území jsou charakteristické mělké vzvodně, vázané na kvartérní propustné uloženiny, zóny zvětrání podložních krystalických hornin, případně zóny přípovrchového rozpojení puklin. Půda je využívána jako zemědělská, převážně orná se zastoupením TTP v jihozápadní části povodí. Sledování zde probíhalo ve dvou monitorovacích profilech: KL a KP, jedná se o závěrové profily dvou drenážních systémů, lišících se využitím půdy. Levá část povodí (subsystém KL) má zatrávněnou výtokovou oblast a část zdrojové, pravá část povodí (subsystém KP) je pokryta ornou půdou s nepatrným zastoupením lesa, viz **obr. 1b**.

Všechny monitorované profily v obou povodích jsou osazeny kalibrovanými měrnými přelivy (typ Thomson) s ultrazvukovými sondami a datalogery. Zemědělské odvodnění na obou lokalitách pochází z konce 70. a začátku 80. let, jedná se převážně o plošnou systematickou drenáž. Materiálem drenážních trubek je pálená hlína a PVC. Sběrné drény jsou obvykle uloženy v 0,9–1,0 m, svodné potom v 1,0–1,1 m pod úrovní terénu. Rozchody sběrných drénů se pohybují od 13 do 20 m. Obě lokality se nacházejí v povodí VN Švihov na Želivce.

Popis metod vzorkování

Ke sledování dynamiky jakosti vody byly použity tři metody odběru vzorků. Jednak odběr vzorků v pravidelném 14denním intervalu – vzorek byl odebrán ručně do plastové lahve 250 ml nebo 500 ml z proudu vody vycházejícího z měrného přelivu (profily T7U, P33, P52 a P53, KL, KP) nebo přímo z drenážní výústě – tam kde to bylo možné (profil P6). Během každého odběru byla měřena úroveň hladiny vody v přepadu pro stanovení aktuálního průtoku a pro kontrolu hodnot z datalogerů (viz níže). Druhou metodu představoval denní průměrný vzorek – tzn. monitoring kontinuální, realizovaný pomocí automatických vzorkovačů ISCO 6712 (**obr. 2**). Sací koš těchto vzorkovačů byl trvale umístěn na stálém místě bez ohledu na změny výšek hladin; na profilu T7U při levém břehu toku, cca 20 cm nad dnem koryta toku (pro odběry i za nízkých vodních stavů) v rovné trati přibližně 0,5 m před hranou měrného přelivu, u profilu P52 cca 10 cm ode dna trubního propustku o vnitřním průměru 80 cm. V případě monitoringu odvodňovacích soustav (P33, P6, P53, KL, KP) byla odběrná hadice vzorkovače zasunuta do trubky drenážní výústě tak, aby bylo zajištěno, že je odebrána pouze drenážní voda. Během nezvýšených průtoků probíhal tento denní kontinuální monitoring vody formou slévaných vzorků (1 l vody denně odebrán po 150 ml 6x denně – denní průměrný vzorek – odběr každé 4 hodiny). Třetí metoda představovala odběry stejnými vzorkovači na stejných místech během významných srážko-odtokových situací (epizod), kdy byly odebrány série vzorků vody (vždy najednou 1 l) podle dynamiky hladiny vody (stanoveny přesné hodnoty výšek hladin pro odběr vzorků při vzestupu a poklesu) nebo po zvoleném časovém kroku (po překročení stanovené hladiny – odběr v intervalu minut až hodin podle období a charakteru epizody: tání sněhu, bouřkový příval), takže během jedné epizody bylo odebráno 6–16 vzorků. Ručně odebrané vzorky byly ihned po odběru umístěny do přepravních tašek s chladicími boxy a neprodleně dopraveny do laboratoře, vzorky odebrané automatickými samplery zůstaly v zásobníku vzorkovače 1–6 dní. Ve všech odebraných vzorcích vody byly stanovovány tyto parametry: nerozpuštěné látky, amoniakální dusík, dusičnanový dusík, rozpuštěné fosforečnany a celkový fosfor; ve vzorcích z drenážních skupin z lokality Dehtáře pouze $N-NO_3$. Rozbor všech vzorků probíhal v akreditované laboratoři VÚMOP, v.v.i., standardními metodami. V tomto příspěvku jsou vyhodnoceny vzorky vod za období březen–říjen 2009.

Dynamika hladiny vody ve sledovaných profilech byla měřena ultrazvukovou sondou a zaznamenávána datalogerem v 10minutovém kroku. Průtoky byly odvozeny z konzumčních křivek a rovnic přelivů. Každý měrný profil byl vybaven čidlem pro kontinuální záznam teploty vody a vzduchu; tato data byla rovněž ukládána v 10 minutovém kroku.

Použitá vyhodnocení a statistické přístupy

1. Koncentrace látek

Získaná data byla seskupena podle metod odběru vzorků do 4 datových skupin:

- hodnoty ze 14denního monitoringu,
- hodnoty z denního průměrného vzorkování,
- hodnoty **a** + **b** + hodnoty z epizodního monitoringu,
- hodnoty **a** + hodnoty z epizodního monitoringu.

Data ze všech čtyř sad byla podrobena základnímu (popisnému)

statistickému vyhodnocení. Výsledky byly promítnuty do krabíkových grafů (Boxplot), které posloužily jako podklad pro prvotní srovnání skupin z hlediska rozdělení dat (minima, maxima, střední hodnoty, variační rozpětí, extrém; příklad viz **obr. 3**). Data byla před další analýzou testována na normalitu rozdělení a homogenitu (Kolmogorov-Smirnov test). Datové sady koncentrací z jednotlivých skupin byly dále porovnávány z hlediska rozdílů v mediánech pomocí Kruskal-Wallisova testu – zda je mezi čtyřmi skupinami skupina se statisticky průkazně odlišným mediánem. Dvojice datových sad (**a** a **b**, **a** a **c**, atd.) byly poté podrobeny testu Mann-Whitney, což je robustní neparametrická obdoba nepárového t-testu, sloužící k porovnání mediánů, takže bylo možno konkrétně zjistit, které dvě skupiny se pro danou látku statisticky průkazně liší v hodnotě mediánu, Helsel and Hirsch (2002). Všechny nulové hypotézy byly testovány na hladině významnosti $\alpha = 0,05$.

2. Odnosy látek

Odnos sledovaných látek byl vypočten ze vztahu (Gergel a kol., 1994; Littlewood et al., 1995):

$$L = 0,0864 \sum \Delta t_i * c_i * Q_i \text{ (kg*měsíc}^{-1}\text{)},$$

kde Δt_i je doba trvání i-tého intervalu sledování,
 c_i je koncentrace sledované látky a
 Q_i je průtok během i-tého sledování,
 0,0864 je konstanta pro přepočet jednotek.

Pro stanovení odnosu látek z monitorovaných území byly použity čtyři metody výpočtu:

- okamžitý průtok*okamžitá koncentrace v době odběru (hodnoty z bodového monitoringu se 14denním intervalem sledování),
- průměrný denní průtok (aritmetický průměr z 10 minutových hodnot)*denní průměrný slévaný vzorek,
- okamžitý průtok*okamžitá koncentrace (hodnoty z bodového monitoringu se 14denním intervalem sledování) v kombinaci s průměrný denní průtok*průměrná denní koncentrace v kombinaci s okamžitý průtok*okamžitá koncentrace (hodnoty z monitoringu epizod),
- střední hodnota průtoku (medián) z období mezi odběry vzorků*hodnoty koncentrací látek z bodového monitoringu se 14denním intervalem sledování.

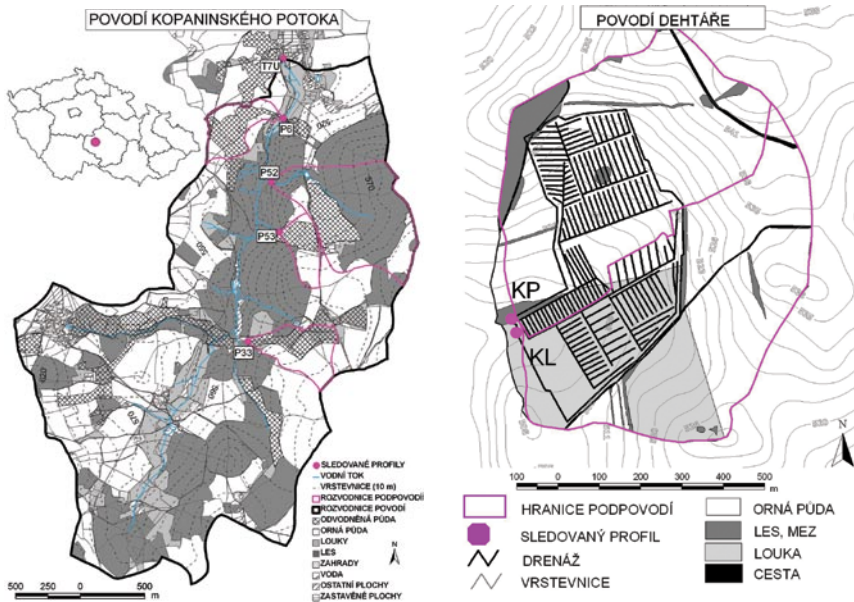
Hodnoty odnosů stanovené těmito čtyřmi přístupy byly vzájemně porovnány z hlediska vyjádření specifického měsíčního odnosu ($\text{kg*ha}^{-1}\text{*měsíc}^{-1}$) dané látky, a to v procentech – vzhledem k metodě č. 3, jejíž výsledky byly nastaveny jako referenční (100 %), neboť vyjadřují nejpřesněji reálné hodnoty odnosů látek z území. Jednotlivé specifické měsíční odnosy dále byly sečteny, aby bylo možné porovnat rozdíly v sumárních hodnotách odnosů vypočtených jednotlivými metodami za sledované období.

Výsledky a diskuse

Koncentrace všech parametrů zjištěné metodami **a–d** se odlišovaly podle profilu a sledované látky. Největší odchylky mezi metodami byly u všech profilů pro NL (maxima i střední hodnoty), značné u *fosforů* (maxima i střední hodnoty), časté u $N-NH_4$ a nejméně časté a nejmenší u $N-NO_3$. Látkové odnosy vykazovaly velké rozdíly podle metody výpočtu a období stanovení (měsíc). Největší odchylky byly



Obr. 2. Automatický vzorkovač ISCO 6712



Obr. 1. Přehledná mapa povodí Kopaninského potoka a povodí Dehtáře

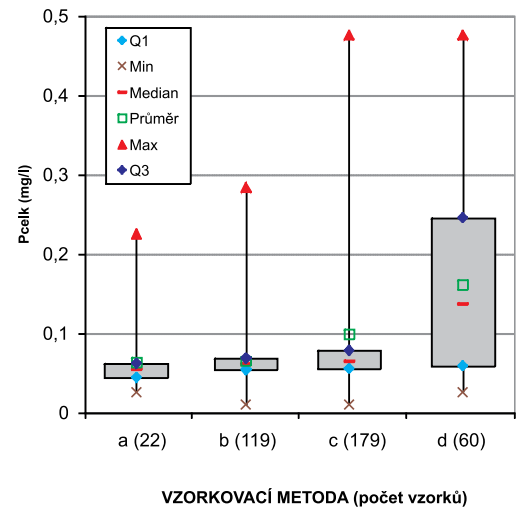
zaznamenány opět u NL a P , dále u $N-NH_4$ a nejmenší rozdíly byly zjištěny pro odnosy dusičnanového dusíku.

Jednotlivé profily

T7U

Koncentrace většiny sledovaných látek se lišily ve všech 4 skupinách (metody **a-d**) zejména v extrémních hodnotách (maxima). Pro ukazatel NL byly vzájemně odlišné mediány ze všech metod ($p < 0,05$). Nejnižší hodnoty, stejně jako nejnižší variální rozpětí i hodnoty extrémů měla skupina **a** – 14denní odběr. Pro ukazatele $N-NH_4$ a $N-NO_3$ byly vzájemně odlišné ($p < 0,05$) mediány skupin **a a d**, **b a c**, **d; c a d**. Nejvyšší hodnoty $N-NH_4$ byly naměřeny metodou **b**, což nebylo u jiných ukazatelů

POROVNÁNÍ METOD VZORKOVÁNÍ - profil P33 - Pcelk



Obr. 3. Boxploty dat P_{celk} podle jednotlivých metod vzorkování – příklad pro profil P33

zjištěno. Pro $P-PO_4$ byly odlišné mediány ve skupinách **b a d** a dále **c a d**, pro P_{celk} se nelišil pouze medián skupin **a a b**.

Hodnoty specifických měsíčních odnosů se pohybovaly u NL od 0,19 (září) do 26,02 (červen) $kg \cdot ha^{-1} \cdot měsíc^{-1}$. U $N-NH_4$ to bylo 0,0025 (září) až 0,0125 (červenec), u $N-NO_3$ potom od 0,30 (září) do 5,41 (březen) $kg \cdot ha^{-1} \cdot měsíc^{-1}$. Pro $P-PO_4$ byly hodnoty od 0,00087 (září) do 0,017 (březen), pro P_{celk} od 0,00235 (září) do 0,034 (březen) $kg \cdot ha^{-1} \cdot měsíc^{-1}$. Porovnáním látkových odnosů byly největší rozdíly zjištěny pro NL ; metody **1 a 4** podhodnocovaly odnosy v některých měsících o více než 95 % (viz **tab. 1**) a dále u P_{celk} , kdy bylo až necelých 50 %. Nejméně rozdílné výsledky vykazovaly odnosy $N-NO_3$, kdy i během měsíců s několika epizodami byly deficity metod **1 a 4** maximálně kolem 35 %.



VODNÍ STAVITELSTVÍ s.r.o.
Prachatická 1192/3, 370 05 České Budějovice

Kontakt: Ing. Zdeněk Linhart, tel. č. 724 239 977
e-mail: vodni.stavitelstvi@seznam.cz

ODBORNÁ SPECIALIZACE – ZPRŮCHODŇOVÁNÍ MIGRAČNÍCH BARIÉR NA VODNÍCH TOCÍCH

- výstavba rybích přechodů přírodně blízkých a technických po celém území ČR
- realizace staveb rybích přechodů v přírodně zvláště chráněných lokalitách
- stavební činnost v obtížně přístupném terénu

Balvanitý skluz na Teplé Vltavě v Kvildě, Šumava (1997)



Rybí přechod (bypass) na Teplé Vltavě v Zátou, Šumava (2001)



Rybí přechod (rampa) na Sloupském potoce, Jizerské hory (2001)



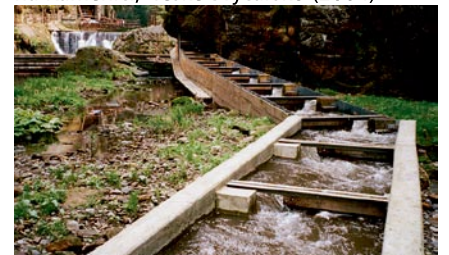
Rybí přechod (rampa) na Ohři v Perštejně (2002)



Rybí přechod (bypass) na Bílém potoce, Jizerské hory (2008)



Technický štěrbinový rybí přechod na Kamenici, České Švýcarsko (2004)



Fotodokumentace pořízena s odstupem 3-5 let po dokončení výstavby.

P33

Maximální koncentrace byly pro *NL* zjištěny pouze epizodním monitoringem (*c* a *d*), na rozdíl od *N-NH₄* a *N-NO₃*, kdy byla maxima podchycena i metodou vzorkování *b*. Mediány se lišily pro většinu prvků zejména u datových sad *a* a *d*, *b* a *c*, *d* – kromě *N-NO₃*, u kterého se nelišily mediány v žádné z použitých metod.

Hodnoty specifických měsíčních odnosů se pohybovaly u *NL* od 0,002 (září) do 1,49 (červenec) $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{měsíc}^{-1}$. U *N-NH₄* to bylo 0,00025 (květen) až 0,018 (březen), u *N-NO₃* potom od 0,090 (srpen) do 3,98 (březen) $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{měsíc}^{-1}$. Pro *P-PO₄* byly hodnoty od 0,00014 (srpen) do 0,0092 (březen), pro *Pcelk* od 0,00029 (květen) do 0,014 (březen) $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{měsíc}^{-1}$.

Z hlediska látkových odnosů byly největší rozdíly opět u *NL* u metod 1 a 4 – jak měsíční tak sumární hodnoty, dále u *N-NH₄* a fosforů.

P52

Nejvyšší koncentrace byly pro všechny ukazatele zjištěny pouze epizodním monitoringem (*c* a *d*), až na *Pcelk*, kde byly hodnoty blízké se maximálními zjištěny i ve vzorcích z metody *b*. Statisticky významně se lišily hodnoty mediánů pouze metod *a* a *d* pro všechny ukazatele. Hodnoty specifických měsíčních odnosů se pohybovaly u *NL* od 0,65 (duben) do 31,8 (březen) $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{měsíc}^{-1}$. U *N-NH₄* to bylo 0,0013 (květen) až 0,037 (březen), u *N-NO₃* potom od 0,19 (září) do 2,45 (březen) $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{měsíc}^{-1}$. Pro *P-PO₄* byly hodnoty od 0,001 (září) do 0,004 (červenec), pro *Pcelk* od 0,0018 (září) do 0,0204 (březen) $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{měsíc}^{-1}$.

U látkových odnosů se nejvíce odlišovaly metody 1 a 4 u *NL* (až > 95 % odchylky od metody 3 v jarních měsících), druhou nejvíce ovlivněnou skupinou byl odnos *N-NH₄* a *Pcelk*.

P53

Maximální koncentrace byly pro všechny ukazatele zjištěny pouze epizodním monitoringem (*c* a *d*) až na *Pcelk*, kde byly hodnoty blízké se nejvyššími zjištěny i ve vzorcích z metody *b*. Rozdíly mezi mediány byly průkazné mezi metodami *a-d*, *b-d* a *c-d* pro většinu ukazatelů. Hodnoty specifických měsíčních odnosů se pohybovaly u *NL* od 0,0024 (květen) do 0,22 (srpen) $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{měsíc}^{-1}$. U *N-NH₄* to bylo 0,0004 (červen) až 0,0175 (březen), u *N-NO₃* potom od 0,12 (červen) do 3,01 (březen) $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{měsíc}^{-1}$. Pro *P-PO₄* byly hodnoty od 0,0001 (červen) do 0,0005 (červenec), pro *Pcelk* od 0,0004 (červen) do 0,0161 (březen) $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{měsíc}^{-1}$.

Pro odnosy látek byla situace obdobná jako u koncentrací – největší rozdíly byly zjištěny u *NL* a metod 1 a 4. Vzhledem k tomu, že na tomto profilu byla zachycena během sledovaného období jedna epizoda, byly hodnoty odnosů pro všechny ukazatele kromě *NL* metodami 2 a 3 téměř totožné.

P6

Tento profil tvořil výjimku – u *N-NO₃* zde byly zjištěny maximální hodnoty i metodou *a*. Nejvíce rozdíly mezi mediány hodnot z různých metod bylo zjištěno opět u *NL*, nejméně potom u *P-PO₄*, kdy se lišily mediány u metod *b* a *c* a u metod *c* a *d*. Hodnoty specifických měsíčních odnosů se pohybovaly u *NL* od 0,011 (září) do 0,47 (březen) $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{měsíc}^{-1}$. U *N-NH₄* to bylo 0,0025 (září) až 0,059 (březen), u *N-NO₃* potom od 0,76 (září) do 11,95 (březen) $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{měsíc}^{-1}$. Pro *P-PO₄* byly hodnoty od 0,0016 (září) do 0,0038 (červenec), pro *Pcelk* od 0,0029 (říjen) do 0,0435 (březen) $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{měsíc}^{-1}$. Z hlediska látkových odnosů byly největší rozdíly mezi metodami opět u *NL*.

KL a KP

V těchto profilech byl sledován pouze dusičnanový dusík. Maximální koncentrace byly zjištěny všemi čtyřmi metodami v téměř stejné výši. V případě mediánů se u profilu *KL* lišily metody *b* a *c* a potom *b* a *d*. U profilu *KP* byly významně odlišné pouze hodnoty minim, ostatní hodnoty byly zjištěny všemi čtyřmi metodami velice podobně. Hodnoty specifických měsíčních odnosů *N-NO₃* se pohybovaly u profilu *KL* od 0,46 (říjen) do 1,2 (březen), u profilu *KP* od 0,39 (říjen) do 41,2 (březen) $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{měsíc}^{-1}$. Rozdíly u metod stanovování látkových odnosů byly v případě těchto profilů maximálně do 7 %.

Tab. 1. Specifické látkové odnosy *NL* v $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{měsíc}^{-1}$ a v % vzhledem k metodě 3 – příklad pro profil T7U

T7U metoda	NL							
	1		2		3		4	
měsíc	kg/ha/měs	%	kg/ha/měs	%	kg/ha/měs	%	kg/ha/měs	%
březen	0,11	1,6	2,19	33,0	6,63	100,0	0,09	1,4
duben	0,04	1,8	2,12	100,0	2,12	100,0	0,06	2,7
květen	0,08	40,7	0,20	100,1	0,20	100,0	0,09	43,9
červen	0,16	0,6	9,61	36,9	26,02	100,0	0,07	0,3
červenec	0,15	0,9	1,81	11,1	16,32	100,0	0,11	0,7
srpen	0,44	4,5	0,25	2,6	9,74	100,0	0,10	1,0
září	0,06	33,6	0,18	97,0	0,19	100,0	0,06	34,0
říjen	0,03	11,6	0,25	106,4	0,23	100,0	0,02	7,7
SUMA	1,07	1,7	16,62	27,0	61,45	100,0	0,60	1,0

Tab. 2. Specifické látkové odnosy *N-NO₃* v $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{měsíc}^{-1}$ a v % vzhledem k metodě 3 – příklad pro profil KP

KP metoda	N-NO ₃							
	1		2		3		4	
měsíc	kg/ha/měs	%	kg/ha/měs	%	kg/ha/měs	%	kg/ha/měs	%
březen	32,77	79,5	41,98	101,8	41,24	100,0	41,80	101,4
duben	14,36	103,1	13,24	95,1	13,93	100,0	12,94	92,8
květen	3,52	123,9	2,75	96,9	2,84	100,0	2,70	95,1
červen	1,38	86,2	1,60	99,9	1,60	100,0	1,50	93,6
červenec	1,79	92,5	1,92	99,2	1,94	100,0	1,72	88,9
srpen	1,04	98,4	1,03	97,4	1,05	100,0	0,98	93,4
září	0,64	128,3	0,48	96,2	0,50	100,0	0,49	99,2
říjen	0,36	93,2	0,39	98,9	0,39	100,0	0,38	97,3
suma	55,85	88,0	63,39	99,8	63,49	100,0	62,52	98,5

Epizodní monitoring byl pro všechny profily a *NL* a *Pcelk* zcela nezastupitelný; některé vzestupy a poklesy hladin a s tím zvýšené koncentrace látek, se vyskytly do 4 hodin trvání, a tak je denní slévané vzorkování nezachytilo. Tento poznatek neplatí v případě dusičnanového dusíku. Jak dokládá příklad uvedený v **tab. 2**, byly všechny čtyři metody zjišťování výpočtu odnosů velmi podobné (koncentrace byly rovněž téměř shodné). Na těchto povodích (zejména drenážích) totiž obvykle dochází při vzestupu hladin k úvodnímu mírnému růstu (vyplavování dusičnanů z půdního profilu zvýšeným hypodermickým odtokem) a následnému poklesu koncentrací *N-NO₃* vlivem ředění (Doležal a Kvítek, 2004). Obdobnou zkušenost referuje pro dusičnany (ve srovnání s celkovým fosforem) např. Macrae et al. (2007) z malého odvodněného povodí v kanadském Ontariu.

Mezi výsledky diskrétního a kontinuálního (kompozitního nebo epizodního) monitoringu ze stejné lokality byly zjištěny rozdíly (vzorek z epizody vs. jednorázový vzorek, odebrané ve stejný okamžik) i během většiny zachycených srážko-odtokových epizod (jak z tání sněhu tak z letních dešťů). V této studii nebyly tyto rozdíly vyhodnocovány, nicméně může se jednat o významné odchylky. Např. Tomer, et al. (2008) zjistili, že pro dusičnany v obdobích základního odtoku vykazoval denní slévaný, automaticky 6x denně odebraný kompozitní vzorek z povrchové vody v průměru o 8% nižší koncentrace než bodový vzorek z téhož dne, což autoři přikládají vlivu času, po který byl vzorek uložený ve vzorkovači. Pro fosfor tomu bylo naopak – větší koncentrace byly zaznamenány ze vzorků z automatických vzorkovačů, jejichž sací koše byly umístěny směrem po proudu toku a v hloubce 0,1-0,2 m nade dnem koryta, aby bylo možno odebírat vodu i za nízkých stavů, na rozdíl od bodově odebraných vzorků vody, které byly obvykle odebírány z hladiny nebo těsně pod hladinou vody v toku. 32% z bodových vzorků překračovalo hodnotu 0,1 mg/l, zatímco z automatických vzorkovačů to bylo 82% vzorků. Schleppi et al. (2006) doporučují několikaleté paralelní sledování jakosti vody oběma způsoby (diskrétním i kontinuálním – průtokově proporcionálním) ke stanovení regresních vztahů – koncentrace – odtok za účelem výpočtu odnosů. Donohue et al. (2007) zdůrazňují z důvodu zjištěné vysoké variability mezi většinou ukazatelů nutnost podpůrného vzorkování - současného odebrání jednoho až dokonce tří kontrolních vzorků ve stejný den a místě.

Závěr

Byly vyhodnoceny a porovnány čtyři metody odběru vzorků povrchových a drenážních vod a čtyři přístupy pro stanovení látkových

odnosů. Pro *nerozpuštěné látky, celkový fosfor a fosforečnany* se ukázalo z hlediska realistického zachycení látkových odnosů klíčové vzorkování srážko-odtokových epizod v co možná nejkratším intervalu vzhledem k délce trvání epizody. Pro dusičnanový dusík nebylo – především na odvodňovacích systémech - vzorkování zvýšených vodních stavů nepostradatelné z hlediska získání informací o maximálních a středních hodnotách ani o látkových odnosech, nicméně výrazně přispělo k objasnění jevů dynamiky dusičnanových koncentrací v souvislosti se změnami průtoků. Na nutnosti rozšíření tradičních monitorovacích schémat o mezivzorkování zvýšených vodních stavů (tání sněhu, odtoky z dešťů vysoké intenzity nebo dlouhého trvání, déletrvající sucho) se shodují také četné práce, které aplikují různé modelové přístupy pro kvantifikaci a rozdělení zdrojů znečištění povrchových vod. Data z takových monitorovacích programů považují za nezbytná pro zpřesnění datových vstupů za účelem kalibrace a validace použitých modelů, např. Kronvang, et al. (2005); Strobl et al. (2006).

Vedle podrobného monitoringu výzkumného je na místě si uvědomit, že neefektivnější provozní monitorovací schéma pro danou lokalitu bude vždy vycházet z potřeb sledování (co chceme z výsledků zjistit), předpokládané doby trvání monitoringu a technicko – materiálních možností subjektu, který monitoring sestavuje a provádí. Budoucí výzkumné aktivity řešitelů jsou plánovány nasměrovat na pokročilejší metody stanovování látkových odnosů, zahrnující regresní a interpolační metody pro zjišťování koncentrací látek s cílem výběru nejvhodnějších monitorovacích přístupů a identifikace zdrojů znečištění vod drobných vodních toků.

Poděkování: Tento příspěvek vznikl za podpory výzkumného záměru Mze 0002704902, projektu NAZV QH 82095 a FZP ČZU Praha. Autoři děkují Ing. Janě Peterkové, paní Haně Libichové a panu Davidu Šádkovi za práce v terénu a zpracování dat.

Literatura

- AULENBACH, B. T. and HOOPER, R. P. The composite method: an improved method for stream-water solute load estimation. *Hydrol. Process.* vol. 20, 2006, p. 3029–3047.
- BRAUER, N., OGEEN, A. T. and DAHLGREN, R. A. Temporal variability in water quality of agricultural tailwaters: Implications for water quality monitoring. *Agricultural Water Management*, 2009, no. 96, p. 1001–1009.
- DOLEŽAL, F., KVÍTEK, T. The role of recharge zones, discharge zones, springs and tile drainage systems in peninsulars of Central European highlands with regard to water quality generation processes. *Physics and Chemistry of the Earth. Parts A/B/C.* Volume 29, Issues 11–12, 2004, Pages 775–785, ISSN 1474-7065.
- DONOHUE, I., IRVINE, K. Quantifying variability within water samples: The need for adequate subsampling. *Water Res.* 2007, doi:10.1016/j.watres.2007.07.041.
- DWORAK, T.; GONZALEZ, C.; LAASER, C.; INTERWIES, E. The need for new monitoring tools to implement the WFD. *Environmental Science & Policy*, 2005, no. 8, p. 301–306.
- GERGEL, J. a kol. Hlavní zásady vyhodnocování kvality povrchových vod odtékajících ze zemědělsky využívaných povodí. Metodika VÚMOP 12/1994. VÚMOP Praha, 1994, 21 s.
- GRANT, R.; LAUBEL, A.; KRONVANG, B.; ANDERSEN, H. E.; SVENSEN, L. M. Loss of dissolved and particulate phosphorus from arable catchments by subsurface drainage. *Water Research*, 1996, vol. 30, p. 2633–2642.
- HELSEL, D. R. and R. M. HIRSCH. Statistical Methods in Water Resources. Techniques of Water Resources Investigations, 2002. Book 4, chapter A3. U. S. Geological Survey, 522 pages.
- KING, K. W. and R. D. HARMEL. Considerations in selecting a water quality sampling strategy. *Transactions of the ASAE* 46(1), 2003, p. 63–73.
- KRONVANG B., HEJZLAR J., BOERS P., JENSEN J. P., BEHRENDT H., ANDERSON T., ARHEIMER B., VENOHR M., HOFFMANN C. C. Nutrient Retention Handbook. Software Manual for EUROHARP-NUTRET and Scientific review on nutrient retention, EUROHARP report 9-2004, NIVA report SNO 4878-2004, Norwegian Institute for Water Research, 2005, Oslo, Norway, 103 pp., ISBN 82-577-4564-2.
- KRONVANG, B.; LAUBEL, A.; and GRANT, R. Suspended sediment and particulate phosphorus transport and delivery pathways in an arable catchment, Gelbaek stream, Denmark. *Hydrological Processes*, 1997, vol. 11, p. 627–642.
- LITTLEWOOD, I. G. Hydrological regimes, sampling strategies, and assessment of errors in mass load estimates for United Kingdom rivers. *Environment International*, 1995, Vol. 21., No. 2, pp. 211–220.
- MACRAE, M. L.; ENGLISH, M. C.; SCHIFF, S. L., and STONE, M. Capturing temporal variability for estimates of annual hydrochemical export from a first-order agricultural catchment in southern Ontario, Canada. *Hydrol. Process*, 2007, no. 21, p. 1651–1663.
- NOVOTNY, V. and OLEM, H. *Water Quality: Prevention, Identification and Management of Diffuse Pollution*. ITP, Inc., 1994, 1054 p.
- OLMER, M.; KESSL, J. Hydrogeologické rajony. *Práce a Studie*, 1990, vol. 178. VUV Praha.
- SCHLEPPI, P.; WALDNER, P. A.; STÄHLI, M. Errors of flux integration methods for solutes in grab samples of runoff water, as compared to flow-proportional sampling. *Journal of Hydrology*, 2006, no. 319, p. 266–28.

- STONE, K. C.; HUNT, P. G.; NOVAK, J. M.; JOHNSON, M. H., WATTS, D. W. Flow-proportional, Time-composited, and grab sample estimation of nitrogen export from an eastern coastal plain watershed. *Transactions of the ASAE*, 2000, vol. 43 (2), p. 281–290.
- STROBL, R. O.; ROBILLARD, P. D.; SHANNON, R. D.; DAY, R. L. and MCDONNELL, A. J. A Water Quality Monitoring Network Design Methodology for the Selection of Critical Sampling Points: PART I. *Environmental Monitoring and Assessment*, 2006, no. 112, p. 137–158.
- TOMER, M. D.; MOORMAN, T. B. and ROSSI, C. G. Assessment of the Iowa River's South Fork watershed: Part 1. Water quality. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2008, vol. 63, no. 6, p. 360–370.
- ULÉN, B. and PERSSON, K. Field-scale phosphorus losses from a drained clay soil in Sweden. *Hydrol. Process.*, 1999, no. 13, p. 2801–2812.

Ing. Petr Fučík^{1,2}, autor pro korespondenci
fucik@vumop.cz
Mgr. Markéta Kaplická¹
Mgr. Antonín Zajíček^{1,2}
prof. Ing. Tomáš Kvítek, CSc.¹

1. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i.
Žabovřeská 250
156 27 Praha 5

2. Katedra biotechnických úprav krajiny
Fakulta životního prostředí, ČZU Praha
Kamýcká 129
162 00 Praha

Evaluation of detailed water quality monitoring system in a small agricultural catchment: discrete vs. continuous approach (Fučík, P.; Kaplická, M.; Zajíček, A.; Kvítek, T.)

Key words

solute loads – concentration – nutrients – monitoring – tile drainage – small catchment

Four different approaches of discrete and intensive water quality monitoring concepts were compared (dynamics of concentrations and loads of suspended solids, $N-NO_3$, $N-NH_4$, $P-PO_4$ and P_{tot}). The analysis was carried out in six profiles of tile drained subcatchments and in one outlet profile of a small water course in the period from March to October 2009. Monitored catchments are characterised by the dominant portion of arable land on Cambisols and located in the Bohemo-Moravian Highland in the Czech Republic. Maximal and average values of concentrations calculated on the base of particular monitoring approaches differed at most by suspended solids and phosphorus, at least by $N-NO_3$. The discrete (fortnight) monitoring was the least accurate type of monitoring, the most accurate was intensive monitoring (average daily composite samples in combination with sampling during discharge waves). Methods of solute load estimation combined discrete sampling, average daily samples and sampling during discharge waves with different methods of runoff estimation. Loads of suspended solids, P_{tot} and $N-NO_3$ resp. calculated from discrete monitoring of concentration and runoff were underestimated up to 95%, 50% and 30% resp. in the spring months. Loads of solutes in individual profiles differed in particular months, the highest variations were found out by suspended solids, the least by $N-NO_3$. Intensive monitoring encountering sampling during discharge waves and continuous runoff monitoring is necessary for the accurate estimation of real solute loads (especially nutrient).



Pražské vodovody a kanalizace, a. s.
Pařížská 11, 110 00 Praha 1
Pracoviště: Na Rozhraní 1, 180 00 Praha 8
Útvar stokové sítě

Tel: 284 013 280, 284 013 111, fax: 284 013 212,
mobil: 602 278 306, e-mail: michal.dolejs@pvk.cz

Expertní činnost při návrhu měrných objektů průtoku odpadních vod, kalibrace a kontroly měřících systémů průtoku odpadních vod (zákon č. 254/2001 Sb.), měření hydraulických veličin v objektech stokové sítě, měření srážek, odběr vzorků odpadních vod, prohlídka stokové sítě i domovních přípojek a vyhledávání průběhu kanalizace televizním inspekčním systémem, odborné zpracování výsledků.

Actual Evapotranspiration from Partially Tile-drained Fields as Influenced by Soil Properties, Terrain and Crop

RENATA DUFFKOVÁ, ANTONÍN ZAJÍČEK and EVA NOVÁKOVÁ

Research Institute for Soil and Water Conservation, Prague-Zbraslav, Czech Republic

Abstract: Physical properties of soils have a significant influence on their water regime and should be considered when selecting suitable agricultural crops for particular sites, taking into account the crop productivity and its water requirements. Mean daily rates of actual evapotranspiration (ETa) were obtained by collation of measured or otherwise estimated 10-min values for the years 2004, 2006 and 2009 for a partially tile-drained agricultural experimental catchment in the Bohemo-Moravian Highland (Czech Republic). ETa was measured using the Bowen ratio (β) and energy balance (BREB) method at four weather stations located on different soil types (Stagnosols, Cambisols) and terrain relief positions (defined with respect to the groundwater recharge and discharge zones) over different crops (cereals, oil rape and permanent grassland). A systematic influence of soil properties on the evapotranspiration rate was more pronounced during the periods of limited transpiration (soil drought, crop maturity), when the average daily ETa was significantly lower and the corresponding β significantly higher over coarser-textured soils (shallow Haplic Cambisols), namely (year–ETa (mm/day)/ β): 2004 – 1.75/1.66; 2006 – 2.44/0.93; 2009 – 2.60/0.81), than over finer-textured soils (Stagnic Cambisols and Haplic Stagnosols), namely: 2004 – 2.92/0.97; 2006 – 3.06/0.44; 2009 – 3.42/0.39). When the transpiration was not limited by soil water deficit, it acted as an equalizing factor smoothing down evapotranspiration from heterogeneous soil areas, whereby the effect of the soil physical properties was masked. With regard to soil water regime and evapotranspiration, the tile-drained Stagnic Cambisol lands behaved similarly as non-drained Haplic Cambisols. The effects of land use and of the terrain relief position could not be tracked independently, because the permanent grassland was situated in the wetter and texturally heavier parts of the catchment and the positions of the recharge/discharge zone coincided with the positions of texturally lighter/heavier soils, respectively.

Keywords: actual evapotranspiration; Bowen ratio; Cambisol; cereals; discharge zone; energy balance; grassland; oil rape; recharge zone; soil physical properties; Stagnosol; tile drainage; transient zone

Actual evapotranspiration rate (ETa) represents a key element of landscape water balance. It plays an active role in the biomass production, establishes the cooling capacity of the region and, depending on soil properties, contributes to runoff formation in the catchment (MONTEITH 1976; WARD & ELLIOT 1995; ALLEN *et al.* 1998). The rate of the process is determined by the gradient of water potential between soil, vegetation, and atmosphere and the prevailing aerodynamic and surface resistances. It integrates the effects of meteorological parameters

(precipitation, radiation energy, water saturation deficit and wind speed), soil water content, soil hydraulic properties, vegetation density, height and roughness and the depth of the root system (DUNN & MACKAY 1995; SERRANO 1997; MENGELKAMP *et al.* 1999; JHORAR *et al.* 2002; BRUTSAERT 2005) on both the spatial and the temporal bases.

The impact of the soil on ETa depends upon the properties of its pore space, which are determined primarily by its grain size distribution and structure. Clay (fine-textured) soils tend to show higher

porosity (LUXMOORE & SHARMA 1984; BRUTSAERT 2005), higher soil water storage and ET_a, regardless of the effect of nutrients or aeration (YOKOO *et al.* 2008), but, on the other hand, lower hydraulic conductivity and subsurface runoff (WARD & ELLIOT 1995), compared to sandy (coarse-textured) soils. The highest available moisture-holding capacity is displayed by loamy soils, which, though possessing a somewhat lower field water capacity than the clay soils, exhibit a significantly lower wilting point than the latter. The movement of water in the soil can be extensively altered by the preferential (e.g., macropore) flow, which is 100 to 400 fold faster than water flow in the soil matrix (BRONSTERT & PLATE 1997), depending on rainfall and snowmelt patterns and, if applied, on irrigation management.

Physical properties of soils influence the selection of suitable agricultural crops with respect to their water consumption and their productivity. For example, POPOVA and KERCHEVA (2005) showed that soil types with higher moisture-holding capacity are better suited to crops, such as corn, that are more sensitive to atmospheric drought than to less sensitive crops, such as wheat.

The spatial distribution of soil types and textures, and thus of the soil water storage, is determined by geology, terrain relief, climate and biotic factors. From a hydrogeologic viewpoint, the catchment can be divided into recharge zones, where precipitation infiltrates and then recharges the groundwater store, and discharge zones, where groundwater approaches the land surface or a surface water body (SERRANO 1997). The recharge zones are mainly located in the highest areas of the catchment, close to the catchment divide, peaks and ridges. The soils of these zones are typically shallow and stony, with high sand content and high infiltration capacity. The coarse-textured soils of the recharge zones are, with respect to groundwater resources, well suited to growing grass, which, beside water quality benefits, increases their field capacity and results in virtually complete infiltration of precipitation, including rainstorms (RYCHNOVSKÁ *et al.* 1985; DOLEŽAL & KVÍTEK 2004; LEXA 2006; KVÍTEK *et al.* 2007; FUČÍK *et al.* 2008). The discharge zones can be found in the lowest parts of the slopes and along surface streams and lakes and are prone to surface waterlogging. The dominant soils in the discharge zones are generally deep, with higher clay content and a lower capacity for infiltration. A connection between the recharge zones and the discharge zones is provided by transient zones, where precipitation is mostly transformed to

surface runoff and groundwater flows downslope in a quasi-steady way (DOLEŽAL & KVÍTEK 2004; ZHENG *et al.* 2004). The transient zones are located mainly in the middle sections of slopes. Groundwater in natural catchments flows from the recharge zones to the discharge zones. Actual spatial distribution of these zones depends on local geologic and geomorphologic conditions (BARRETT & CHARBENEAU 1997; MINÁR & EVANS 2008).

The aim of this study is to determine how the soils and their physical properties in the recharge, transient, and discharge zones can influence ET_a in a cultivated catchment, where different crops are grown and some fields are tile-drained, in different periods and vegetation development phases.

MATERIAL AND METHODS

Description of the catchment and weather stations

The study was conducted in the experimental catchment Dehtáře, situated in the south-west Bohemo-Moravian Highland (Czech Republic), in the years 2004, 2006 and 2009. The outflow point of the catchment lies at 49°28'N – 15°12'E.

The catchment Dehtáře (Figure 1) has an area of 59.6 ha, with tile drained areas occupying 19 ha (~32%). The catchment area is mainly agricultural land (89.3%). Minor forested areas (3.3%) lie at its north-western and northern borders. Grassland (20.3%) covers the southern part of the catchment, as well as the adjacent lowest lying south-western area, which is tile-drained. The remaining area (69%) is arable land, which is exploited mainly for cereals production. The catchment geomorphology belongs to the erosion-accumulation relief type (DEMEK *et al.* 1987). The altitude ranges between 497.0 and 549.8 m. According to Quitt (TOLASZ *et al.* 2007), the local climate is classified as moderately warm. According to Köppen (TOLASZ *et al.* 2007), it belongs to the temperate broadleaf deciduous forest (Cfb) zone. The average annual total precipitation is 660 mm and the average air temperature is 7.0°C.

There is no permanent surface drainage channel within the catchment. The catchment hydrogeology is characterised by shallow aquifers (with groundwater table in the discharge zone lying at 0.2–1.5 m), occurring in Quaternary deposits, in the weathered zone of the bedrock and in its fissures and faults. The bedrock is a partially mig-

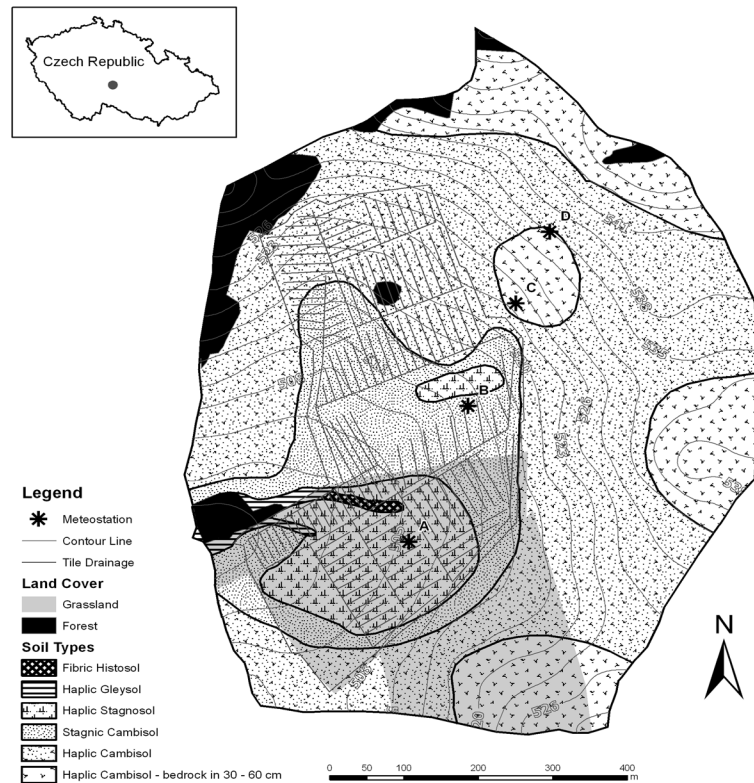


Figure 1. An overview map of the Dehtáře catchment and its soil types

matized paragneiss. Quaternary deposits are slope sands and bottom loams, reaching a thickness of 1–2 m. The bottom loams usually act as aquitards and have their own phreatic groundwater table, partially recharged from the atmosphere, so that the water from below mixes in them with the water from above. The dominant soil types according to World reference base for soil resources 2006 (Figure 1) are Haplic Cambisols (CMha) in the recharge and transient zones. These soils are light, shallow and stony (the thickness of the soil profile being only 30 cm in some parts) sandy loams and loamy sands (according to the USDA soil texture triangle, USDA-NRSC 1999). Haplic Stagnosols (STha), Haplic Gleysols, Fibric Histosols and Stagnic Cambisols (CMst) are typical for the discharge and the discharge/transient zones. Medium-deep sandy loams dominate in the lower parts of the slopes, while deep loams are most typical for the catchment bottom. However, the spatial variability of grain size distribution in the soils of the catchment bottom makes surveying difficult. This variability is due to natural erosion and accumulation processes as well as due to artificial mixing which occurred during the tile drainage installation. The clay (< 0.002 mm)

content in the topsoil and subsoil varies from 10 to 13% and from 9 to 13%, respectively, near the water divide, and from 12 to 15% and from 13 to 25%, respectively, at the catchment bottom. A layer of clay loam was identified by geophysical survey (KAROUS & CHALUPNÍK 2006, 2007) at the catchment bottom at the depth 30 to 200 cm, in some places cropping up to the soil surface.

The tile drainage (still fully functioning) was laid in 1977 in the western, lower part of the catchment. The average slope of the drained land is about 5%. The spacing of lateral drains is either 13 or 20 m. The depth of the laterals is about 1.0 m, while the depth of the mains is about 1.1 m. Circumferential intercepting tile drains, provided with gravel filters, are placed at depths 1.1 to 1.8 m. The tile drainage system empties into a fire water reservoir. Seasonal ascending springs, either point springs or spring lines, emerged in middle parts of the catchment slopes before the tile drainage system installation, causing temporary waterlogging of the lands (HAKEN & KVÍTEK 1982, 1984). Today, the soils in the tile-drained north-western part of the catchment (Figure 1) can be classified as CMha. Before the tile drainage installation they mainly belonged to the STha type.

Four weather stations (A, B, C, D – Figure 1 and Table 1) were placed in the experimental catchment to record conditions on sites with different soil types and textures and in different relief zones. The stations A and B were located in the discharge and the discharge/transient zones, respectively (Table 1) on texturally heavier STha and CMst soils, where the terrain slope was 2–4°. The stations C and D were situated in the transient and the transient/recharge zones, respectively, on the CMha soil and the terrain slope 5–7°. Permeable loamy-sand soils under stations C and D and between them are shallow; weathered bedrock can be found at 15–40 cm below the surface. Each station was equipped with an ETa-measuring system, which comprised a datalogger (MiniCube VV/VX, EMS Brno, CZ), two air temperature and two air relative humidity sensors (EMS 33, EMS Brno, CZ), selected pairwise to have similar characteristics and placed at 0.5–1.5 and 2.0–2.4 m above the ground, depending on the crop growth stage, a net radiometer (Schenk 8110, Philipp Schenk, AT, thermal principle, stability 3% per year), soil temperature sensors (PT 100/8, EMS Brno, CZ) at 0.1 and 0.2 m and a soil heat flux meter (HFP01, Hukseflux, NL). The stations B, C and D were operating during the growing season. The station A, operating year round, was in addition equipped with a pyranometer for measuring global radiation (EMS 11, EMS Brno, CZ, silicone diode sensor, calibration error under daylight condition max. 7%) and a wind sensors measuring wind speed and direction (Met One 034B, Met One, Oregon, U.S.A., 0.28 m/s starting threshold) placed at 2 m height. All stations recorded their data at one-minute intervals, while the dataloggers saved only 10 min averages.

The station A was surrounded by permanent grassland cut three times a year (end of May, second half of July and second half of October). Winter wheat was cultivated in the vicinity of the stations B, C and D in 2004 (sown 20 Sept. 2003, harvested 25 July 2004), winter rape was there in 2006 (sown 22 Aug. 2005, harvested 1 Aug. 2006) and spring barley in 2009 (sown 8 March, harvested 7 Aug. 2009); the latter was a cover crop for red clover.

Determination of actual evapotranspiration rate and reference evapotranspiration rate

ETa was determined from the latent heat flux (LE) in the simplified energy balance equation (MONTEITH 1973):

$$R_n = G + LE + H \text{ (W/m}^2\text{)} \quad (1)$$

where:

R_n – net radiation

G – soil heat flux

H – turbulent sensible-heat flux

RN and G could be directly measured with a sufficient accuracy and H was calculated from the Bowen ratio (β). The turbulent diffusion theory admits that, under some assumptions, the Bowen ratio can be calculated from the vertical air temperature and vapour pressure gradients. The basic assumptions are the equality of transport coefficients for vertical turbulent transport of heat and water vapour under conditions, the neutral atmosphere stratification and a flat homogenous extensive plant cover over a certain distance upwind of the point of observation (fetch), ensuring that the gradient measurements can be made within the equilibrium sublayer, where the fluxes are assumed to be independent of height (HEILMAN & BRITTIN 1989; TATTARI *et al.* 1995; TODD *et al.* 2000; PAUWELS & SAMSON 2006). The thickness of the equilibrium sublayer for an aerodynamically smooth-to-rough transition is assumed to be 10% of the internal boundary layer thickness δ . The latter can be calculated using the MUNRO and OKE (1975) equation (cited in HEILMAN & BRITTIN 1989):

$$\delta = x^{0.8} z_0^{0.2} \text{ (m)} \quad (2)$$

where:

x – fetch

z_0 – momentum roughness length of the crop surface (it can be taken as 13% of the crop height)

The adequate fetch length for the internal boundary layer to be of sufficient thickness (2.0 to 2.5 m above the ground, depending on the crop height) can be then estimated as:

$$x = (\delta/z_0^{0.2})^{1.25} \text{ (m)} \quad (3)$$

The Bowen ratio β is defined as:

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (4)$$

After substitution from the equations of vertical turbulent heat and mass transport (MONTEITH 1973; GRACE 1983) and after introduction of the psychrometric constant γ (kPa/°C), we obtain:

Table 1. Location, soils, land use, tile-drainage and terrain conditions around the weather stations A to D in the Dehtáre catchment

Weather station	Terrain zone*	Altitude (m)**	Soil type*	Textural class topsoil/subsoil*	Average content*				Maximum capillary water capacity** (% vol) at 20–30 cm	Land use*	Tile-drained area*(%)	Slope(°)*
					< 0.002 mm (%)		sand 0.05–2.0 mm (%)					
					topsoil	subsoil	topsoil	subsoil				
A	discharge zone	506	Haplic Stagnosol (STha)	silt loam or loam or sandy loam/sandy loam or loam or clay loam	12.3	16.1	48.3	48.4	40.8 (topsoil)	grassland	100	2–3
B	discharge /transient zone	513	Stagnic Cambisol (CMst), Haplic Stagnosol (STha)	loam/sandy loam or loam (STha)	12.3 (CMst)	10.6 (CMst)	48.5 (CMst)	62.2 (CMst)	39.8 (subsoil)	arable land	69	3–4
C	transient zone	523	Haplic Cambisol (CMha)	sandy loam or loamy sand/sandy loam or loamy sand	11.0	11.7	66.9	62.2	30.4 (subsoil)	arable land	29	5–6
D	transient /recharge zone	534	Haplic Cambisol (CMha)	sandy loam or loamy sand/sandy loam or loamy sand	12.6	10.7	62.5	66.2	30.3 (subsoil)	arable land	0	6–7

*within a 100 m radius circle around each weather station; ** samples taken close to weather stations

$$\beta = \gamma \frac{(T_2 - T_1)}{(e_2 - e_1)} \quad (5)$$

where:

$(T_2 - T_1)/(e_2 - e_1)$ – ratio of the air temperature (°C) and vapour pressure (kPa) vertical gradients above the plant canopy

ETa can be calculated by combining Eqs (1) and (4):

$$\text{ETa} = \frac{\text{Rn} - \text{G}}{\text{L}(1 + \beta)} \times 3600 \text{ (mm/h)} \quad (6)$$

where:

L – latent heat of vaporization (J/kg) and 1 mm of water is taken as 1 kg/m²

Conditions needed to fulfil theoretical requirements for using this method usually cannot be achieved in the early morning, evening and night periods and sometimes even on cloudy or rainy days or on days with significant advection. Therefore, the cases when $|\text{Rn} - \text{G}| \leq 10 \text{ W/m}^2$ or $\beta < -0.1$ or $\beta > 4$ or $\text{LE} = 0$ or when simultaneously $\text{LE} < 0$ and $\text{H} > 0$ were excluded from further processing. In this way, it was ensured that the situations when the gradients of air temperature and vapour pressure had opposite or uncertain signs (due to insufficient resolution limits of the sensors or due to advection) or when the stratification was strongly instable (far from neutral) (PEREZ *et al.* 1999; INMAN-BAMBER & MCGLINCHEY 2003) were not taken into account. Table 2 shows Bowen ratio data excluded, which comprises $\beta < -0.1$ or $\beta > 4$; Table 3 rejects ETa values with this “unfavourable” Bowen ratios in conjunction with all other cases mentioned above. During the periods of vapour condensation at the surface under conditions of nocturnal inversion and outgoing available energy ($\text{LE} < 0$ and $\text{H} < 0$), the equilibrium evaporation $\Delta (\text{Rn} - \text{G})/(\Delta + \gamma)$, which is negative under these conditions, was set as a lower limit of vapour condensation, i.e., the absolute value of the actual condensation could not be higher than the absolute value of this equilibrium evaporation (PEREZ *et al.* 2008). PAUWELS and SAMSON (2006) and PEREZ *et al.* (1999) suggested that the cases of β in the range -0.7 to -1.3 should be excluded. Our approach is also supported by TODD *et al.* (2000) who found that the greatest differences between the BREB method and lysimeters were observed when β values were less than zero. The missing

ETa values for the periods thus excluded were estimated based on linear regression between the valid ETa values and the equilibrium evaporation. Then the summation of the resulting uninterrupted series of 10-min ETa values gave the average daily ETa rates in mm/h and these were subsequently converted to daily totals of ETa in mm/d.

To allow a better interpretation of the ETa values, the reference crop evapotranspiration ET_0 (ALLEN *et al.* 1998) was calculated from the station A data as follows:

$$\text{ET}_0 = \frac{0.408\Delta(\text{Rn} - \text{G}) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \text{ (mm/day)} \quad (7)$$

where:

- Δ – slope of the vapour pressure curve (kPa/°C)
- T – mean daily air temperature at 2 m height (°C)
- u_2 – wind speed at 2 m height (m/s)
- $e_s - e_a$ – saturation vapour pressure deficit (kPa)
- $\text{Rn} - \text{G}$ – expressed in MJ/m²/d

Measurement of precipitation and maximum capillary water capacity and the soil textural class estimation

A tipping-bucket rain gauge 276 mm in diameter (with the interception surface 0.06 m²) was located near the centre of the catchment. Each tip corresponded to 0.1 mm increment of precipitation. The precipitation totals were recorded at 10-min intervals.

Both disturbed and undisturbed soil samples were taken at about 100 m distance from each weather station from both topsoil and subsoil. To assess the moisture-holding capacity of the soil, an empirical characteristic of the soil water retention capacity was determined in the laboratory according to Novák's procedure (KLIKA *et al.* 1954). It is referred to as the maximum capillary water capacity (MCWC). The procedure consists of allowing an undisturbed soil sample (100 cm³), previously fully soaked with water by capillarity from below, to drain by suction on a layer of filter paper over 2 h. Its moisture content at the end of the period is MCWC. KUTÍLEK (1966) declares that MCWC corresponds approximately to the field capacity of the soil. The grain size distribution of the soil was determined according to ISO 11277 (1998). It was expressed in percent by mass of in-

Table 2. Total number of 10-min Bowen ratio (β) values and the percentage of values excluded in individual periods

Period	Weather station A			Weather station B			Weather station C			Weather station D		
	all β data (%)	night-time β data excluded (%)	all β data excluded (%)	all β data (%)	night-time β data excluded (%)	all β data excluded (%)	all β data (%)	night-time β data excluded (%)	all β data excluded (%)	all β data (%)	night-time β data excluded (%)	all β data excluded (%)
2004 29 May–12 Aug	10 656	18.5	16.1* (87)**	10 944	27.8	17.4* (62.8)**	10 944	33.5	24.5* (73.1)**	10 943	26.6	20.1* (75.6)**
2006 6 May–19 Aug	15 264	16.7	13.6* (81.5)**	15 264	24.2	17.0* (70.4)**	15 264	25.0	19.1* (76.5)**	15 187	25.4	22.7* (89.5)**
2009 1 May–23 Aug	16 560	22.5	13.8* (61.5)**	16 560	13.6	11.9* (87.5)**	16 560	19.6	15.9* (81.0)**	16 556	28.1	24.3* (86.5)**
Average		19.2	14.5* (76.7)**		21.9	15.4* (73.6)**		26.0	19.8* (76.9)**		26.7	22.4* (83.9)**

*related to all β values; **related to all β values excludedTable 3. Total number of 10-min E_{Ta} values and the percentage of values excluded in individual periods

Period	Weather station A			Weather station B			Weather station C			Weather station D		
	all E _{Ta} data (%)	night-time E _{Ta} data excluded (%)	all E _{Ta} data excluded (%)	all E _{Ta} data (%)	night-time E _{Ta} data excluded (%)	all E _{Ta} data excluded (%)	all E _{Ta} data (%)	night-time E _{Ta} data excluded (%)	all E _{Ta} data (%)	night-time E _{Ta} data excluded (%)	all E _{Ta} data (%)	night-time E _{Ta} data excluded (%)
2004 29 May–12 Aug	10 656	27.6	14.6* (53)**	10 944	36.5	25.4* (69.6)**	10 944	41.7	31.4* (75.4)**	10 943	38.9	30.9* (79.5)**
2006 6 May–19 Aug	15 264	28.1	23.1* (82.3)**	15 264	41.5	33.1* (79.8)**	15 264	32.5	25.2* (77.4)**	15 187	36.8	32.3* (87.8)**
2009 1 May–23 Aug	16 560	41.5	31.8* (76.7)**	16 560	40.6	35.5* (87.5)**	16 560	31.7	25.7* (80.9)**	16 556	38.8	32.7* (84.1)**
Average		32.4	23.2* (70.7)**		39.5	31.3* (79.0)**		35.3	27.4* (77.9)**		38.2	32.0* (83.8)**

*related to all E_{Ta} values; **related to all E_{Ta} values excluded

dividual particle size fractions (clay: < 0.002 mm, silt: 0.002–0.05 mm, sand: 0.05–2.00 mm). The soil texture was classified according to the USDA (USDA-NRSC 1999) soil texture triangle.

Statistical analysis

To assess the systematic effect of the categorical independent variable “weather station” (including soil type, crop, tile drainage and terrain position) upon the dependent quantitative variable (daily ETa), we used a paired *t*-test, in order to indicate whether or not the expected difference between two matching observations is zero (the null hypothesis), taking the probability of unwarranted rejection of the null hypothesis $P = 0.05$. We separately tested the period of spring and early summer, i.e., from May to mid-July (period 1, up to crop maturity), and the following period of summer from mid-July to mid-August (period 2, after crop maturity). The latter period ended shortly after the crop harvest (in the case of field crops) or in the middle of the interval between the second and the third grass cutting.

RESULTS AND DISCUSSION

Data analysis

Table 2 shows the number of all Bowen ratio (β) values obtained in individual periods and years and the percentage of values excluded. Of all 10-min β values measured at individual weather stations, 19–27% were rejected (these and the following values being taken over the entire period of observation). Seventy-four to 84% of the rejected values were night measurements (between 19:10 and 05:50). PEREZ *et al.* (1999) suggest that 40% of all β data must often be rejected, while INMAN-BAMBER & McGLINCHEY (2003) report a rejection rate 69% for night-time values. Of the night-time β values, 36–43% were rejected, compared with 8–13% rejection rate of daytime β values (not shown in Table 2). These results agree with those by TODD *et al.* (2000) who reported 29% and 9% of β values rejected at night and in daytime, respectively.

Altogether, 32–40% of 10-min ETa measurements were invalid (Table 3), according to the criteria set forth in Materials and Methods. Seventy-one to 84% of the invalid data points occurred at night,

when ETa values tended toward zero (being either very small positive or very small negative). Of the night-time ETa measurements, 62–70% were invalid, as opposed to the daytime ETa pattern, when 11.5–15% were invalid. TATTARI *et al.* (1995) showed that approximately 53% of the daytime evapotranspiration data could be considered valid.

The accuracy of the BREB method of ETa determination, provided that its theoretical assumptions are met, is approximately 10% (TATTARI *et al.* 1995; PEREZ *et al.* 1999). The thickness of the equilibrium sublayer is related to the fetch. It is recommended that the minimum fetch to upper measurement height ratio is at least 10:1 to 200:1, with 100:1 being considered adequate for most measurements. The BREB method is less sensitive to imperfect fetch conditions than other techniques, if the Bowen ratio is small (ca. 0.3–0.4, YEH & BRUTSAERT 1971). According to HEILMAN and BRITTIN (1989), a significant boundary-layer adjustment occurs within the first 15 m of the fetch and, hence, when the Bowen ratio is small, the method can be used successfully at fetch-to-height ratios as low as 20:1, despite the fact that the measurements are not made strictly within the equilibrium sublayer. TODD *et al.* (2000) show fetches ranging from 90 m to 360 m, STEDUTO and HSIAO (1998) mention a sufficient fetch of 148–168 m.

In our case, considering the crop height of 0.4 to 1.5 m (cereals, rape) and an adequate equilibrium sublayer thickness of 2.0–2.5 m, a sufficient minimum fetch, according to Eq. (3), is 80–90 m. The prevailing wind directions observed were 60–120° and 210–300°. The actual wind direction remained within these two directions over 67.0% of the time in 2004, over 59.3% of the time in 2006 and over 64.6% of the time in 2009. The particular weather stations were far enough apart related to the minimum fetch, their mutual distances being 114 m (C–D), 175 m (B–C) and 204 m (A–B). The distances any of A, B, C and D from the up-wind boundary of the crop stand were in most cases greater than 80–90 m. The minimum and maximum fetches were 95–300 m and 180–510 m, respectively, along the prevailing wind directions. Hence, no significant footprint overlapping of the weather stations occurred. The fetch of the station B from the permanent grassland boundary varied between 68 m and 90 m, if the wind direction varied between 125° and 215°. However, only 20–27% of wind directions measured lay within this interval. With the wind direction within this interval and considering only the Bowen ratios

$\beta > 0.4$ (for which we expect greater sensitivity to the perfectness of the fetch), we would have only rejected another 10–14% of β values and 8–9% of ETa values. Based on this analysis, the fetches of all weather stations were considered sufficient and no data were rejected because of “wrong” wind directions. Of all ETa data considered valid and measured by the stations B and C, 70% and 57%, respectively, were influenced by the nearby tile-drained area. This happened when the wind direction was 25°–250° at station B and 160°–295° at station C.

Between-stations ETa and β comparison

The soils around the stations A to D are characterized by markedly differing grain size distribution, which influenced their water retention capacity (Table 1). The Haplic Stagnosols and Stagnic Cambisols on which weather stations A and B were located display lower sand content in the topsoil as compared to the Haplic Cambisols around the stations C and D. However, all varieties of Cambisols (around the stations B, C and D) contain more sand in the subsoil than the Stagnosols. The actual soil water retention capacity was influenced not only by the sand and clay content but also by the presence of tile-drainage

systems around the stations A, B, C (see Figure 1 and Table 1). The soils surrounding the station C, with the highest content of sand and partially influenced by the adjacent drainage system, manifested themselves in the lowest ETa values and the highest β over all three years (Table 4, Figures 2–7). In contrast, the fine-textured soils with greater MCWC and affected more by the shallow groundwater table and the shallow lateral flow (STha, CMst, stations A and B), showed in most cases the highest ETa values. The findings by SALVUCCI and ENTEKHABI (1995), WARD and ELLIOT (1995), and YOKOO *et al.* (2008) in this respect are similar. Additionally, the soil water regime of the station A was markedly influenced by the reduction of ETa after grass cutting (i.e. after the above-ground biomass removal).

The reported differences in soil physical properties manifested themselves in the corresponding daily ETa differences during the periods of limited transpiration either due to the onset of crop maturity (when the plant water consumption was already low and the excessive precipitation was absorbed by the soil) and/or due to drought (when the soil water supply to plants was limited). Hence, in some cases (in period 2 but, in 2004, also in the second half of period 1 – from late June to mid-July), the statistical tests signalled systematic ETa differences between

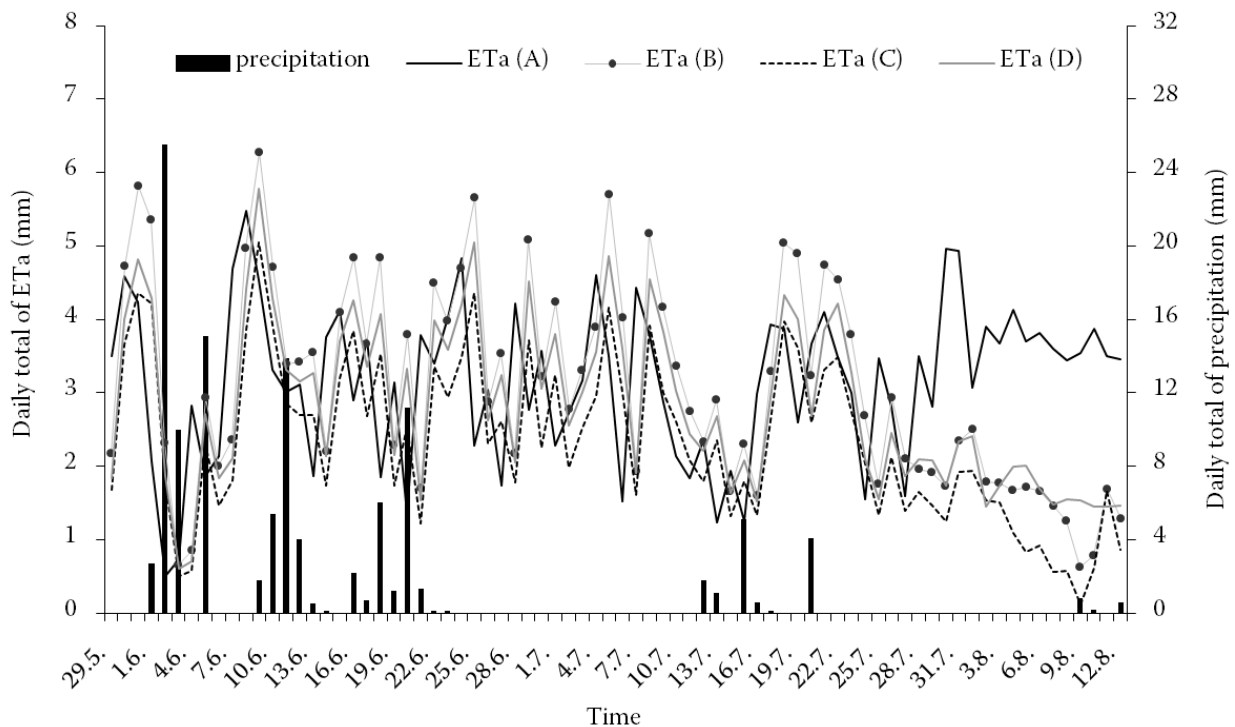


Figure 2. Average daily values of actual evapotranspiration for the Dehtáře catchment, 2004

Table 4. Average actual evapotranspiration (ET_a) and Bowen ratio (β) values ± their standard deviations, precipitation totals and daily averages and daily averages of reference crop evapotranspiration (ET₀) values for the weather stations A to D in individual years and periods

Year and the crop around stations B to D	Station	Average daily ET _a (mm)				Average daily Bowen ratio β (-)				Precipitation (mm): total over period/ daily average	
		May–mid-July (up to crop maturity)	mid-July–mid- August (after crop maturity)	Entire growing season	Entire growing season	May–mid-July (up to crop maturity)	mid-July–mid- August (after crop maturity)	Entire growing season	Entire growing season	May–mid-July (up to crop maturity)	mid-July–mid-August (after crop maturity)
2004	A*	2.97 ± 1.18	3.46 ± 0.76	3.15 ± 1.06	3.15 ± 1.06	0.32 ± 0.11	0.40 ± 0.15	0.35 ± 0.13	0.35 ± 0.13	109.8/2.29	6.4/0.22
	B	3.52 ± 1.34	2.38 ± 1.24	3.10 ± 1.41	3.10 ± 1.41	0.26 ± 0.12	1.53 ± 1.02	0.71 ± 0.86	0.71 ± 0.86	2.83	4.01
	C	2.68 ± 1.04	1.75 ± 1.00	2.34 ± 1.11	2.34 ± 1.11	0.46 ± 0.17	1.66 ± 1.09	0.83 ± 0.82	0.83 ± 0.82		
	D	3.15 ± 1.15	2.26 ± 0.90	2.83 ± 1.15	2.83 ± 1.15	0.41 ± 0.15	1.98 ± 1.15	0.99 ± 1.04	0.99 ± 1.04		
2006	A*	3.43 ± 1.39	2.96 ± 1.58	3.27 ± 1.47	3.27 ± 1.47	0.47 ± 0.25	0.47 ± 0.27	0.47 ± 0.25	0.47 ± 0.25	222.3/3.18	126.3/3.41
	B	3.37 ± 1.39	3.15 ± 1.39	3.29 ± 1.38	3.29 ± 1.38	0.53 ± 0.32	0.40 ± 0.21	0.49 ± 0.30	0.49 ± 0.30	3.67	3.43
	C	3.20 ± 1.37	2.44 ± 1.29	2.94 ± 1.39	2.94 ± 1.39	0.61 ± 0.29	0.93 ± 0.51	0.72 ± 0.41	0.72 ± 0.41		
	D	3.28 ± 1.24	2.66 ± 1.27	3.07 ± 1.28	3.07 ± 1.28	0.66 ± 0.27	0.85 ± 0.31	0.73 ± 0.30	0.73 ± 0.30		
2009	A*	3.06 ± 1.31	3.65 ± 1.33	3.26 ± 1.34	3.26 ± 1.34	0.35 ± 0.27	0.27 ± 0.30	0.32 ± 0.28	0.32 ± 0.28		
	B	3.09 ± 1.44	3.19 ± 1.06	3.13 ± 1.32	3.13 ± 1.32	0.40 ± 0.16	0.50 ± 0.17	0.43 ± 0.17	0.43 ± 0.17	207.2/2.73	109.1/2.73
	C	2.67 ± 1.12	2.60 ± 0.74	2.65 ± 1.00	2.65 ± 1.00	0.59 ± 0.23	0.81 ± 0.38	0.67 ± 0.31	0.67 ± 0.31	2.85	3.58
	D	3.05 ± 1.29	3.47 ± 1.12	3.20 ± 1.25	3.20 ± 1.25	0.36 ± 0.16	0.30 ± 0.14	0.34 ± 0.15	0.34 ± 0.15		

*Station A is surrounded by grassland

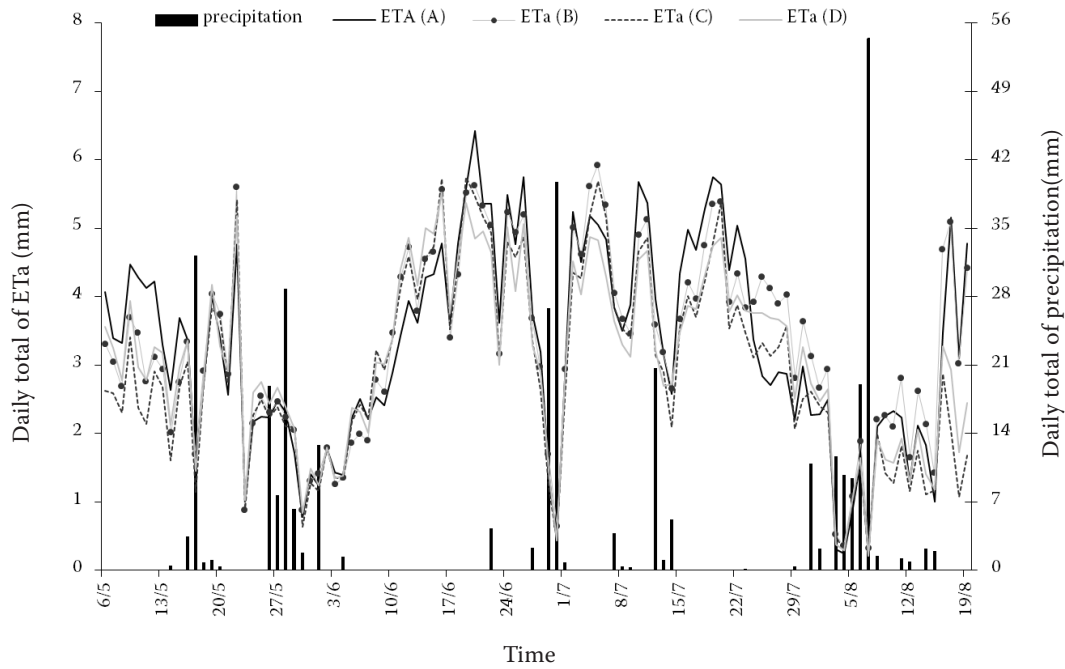


Figure 3. Average daily values of actual evapotranspiration for the Dehtáře catchment, 2006

different soil types under different land use (mostly A vs. C) and even between different soil types under the same land use (always B vs. C, mostly D vs. C, Table 5). However, no such differences were found between the station B (CMst or STha influenced by the tile-drainage system) vs. D (CMha without

a drainage system). With regard to the soil water regime and ETa, the Stagnic Cambisol with a drainage system acted similarly to the Haplic Cambisol. Under extremely dry conditions (period 2, 2004), there were significant differences between the station A and the other stations, because of the dried-out

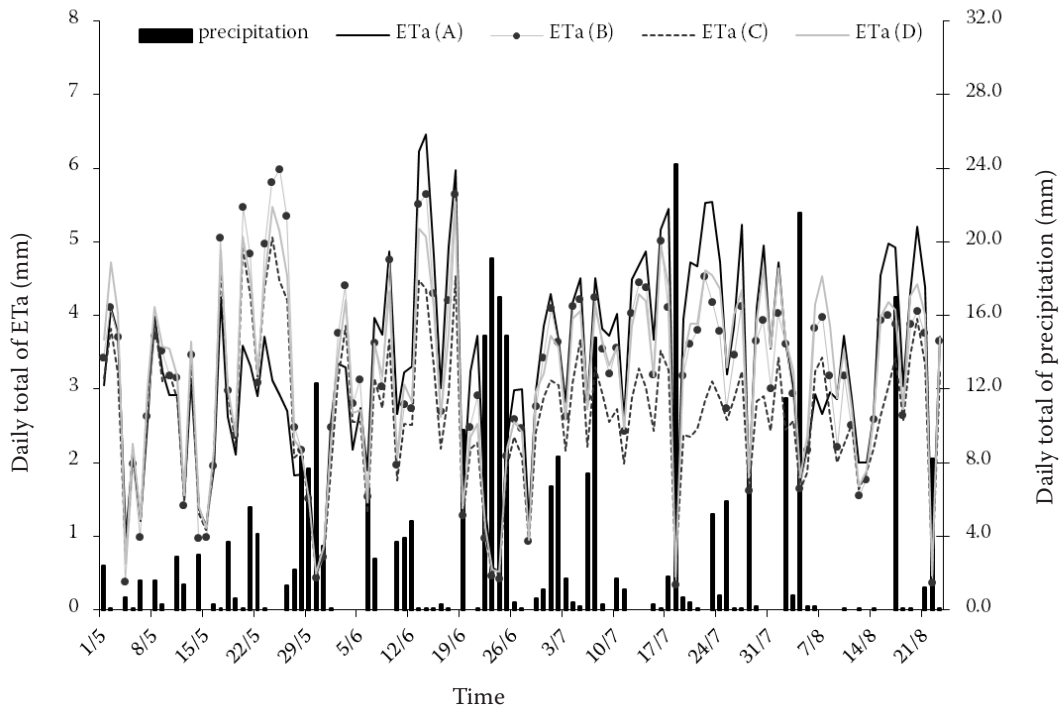


Figure 4. Average daily values of actual evapotranspiration for the Dehtáře catchment, 2009

Table 5. The significance levels (*P*) for paired *t*-tests comparing average daily ETa values

Subjects of comparison	Compared pair of stations	Year	<i>P</i>	
			May–mid-July	mid-July–mid-August
Soils affected by hydromorphism (STha, CMst) under different land use (A – permanent grassland vs. B – field crops) and also the discharge zone vs. the discharge/transient zone, both being tile-drained	A × B	2004	0.03448*	0.00024*
		2006	NS	NS
		2009	NS	NS
Different Cambisol varieties in different terrain zones under the same land use and different intensity of tile-drainage: B (CMst/CMha, discharge/transient zone, tile-drained) C (CMha, transient zone, partially tile-drained) D (CMha, transient/recharge zone, not tile-drained)	B × C	2004	0.00096*	0.03982*
		2006	NS	0.02649*
		2009	0.04805*	0.00546*
	B × D	2004	NS	NS
		2006	NS	NS
		2009	NS	NS
	C × D	2004	0.03808*	NS
		2006	NS	NS
		2009	NS	0.00011*
Permanent grass cover on Stagnosol, discharge zone, tile-drained (A) vs. field crops on Haplic Cambisol, transient (C) or recharge/transient (D) zone, partially tile-drained (C) or not tile-drained (D)	A × C	2004	NS	< 10 ⁻⁵ *
		2006	NS	NS
		2009	NS	0.00004*
	A × D	2004	NS	< 10 ⁻⁵ *
		2006	NS	NS
		2009	NS	NS

*the null hypothesis rejected; NS = not significant

soil profile under arable land (stations B to D), while the lowest part of the catchment around the station A was still relatively wet. The differences in terms of Bowen ratios (the average values between 10:00 and 18:00 of each day when $R_n > 70 \text{ W/m}^2$) were also visible. The β values pertaining to the stations B to D rose in July and August 2004 very sharply while those measured at A remained low (Figure 5). Taken separately over the periods 1 and 2 as well as over the entire growing seasons in particular years, the stations C and D typically gave the highest Bowen ratios (Figures 6 and 7).

In the period 1 the crop transpiration, a critical component of evapotranspiration, was in most cases not limited by the (non-existing) soil water deficit. The water supply to plants was sufficient and uninterrupted, while the crop stand was already fully developed. Under these conditions, both soil

evaporation and plant transpiration were affected by weather factors in a similar way. The uplift of water through the plant tissues is markedly more efficient than the soil water upward movement during physical evaporation only (NOVÁK 1995). After precipitation, the water that has infiltrated into the soil is mainly utilized for transpiration of the fully developed stand, that is, the soil physical properties have only a limited effect on its upward movement. Thus, the prevalence of the transpiration component of evapotranspiration acted as an equalizing factor on ETa from heterogeneous soil areas. The effect of physical properties of the soil was thereby masked. As a result, the daily ETa values were statistically the same across various soil types and crop species (a similar conclusion was made by MAHMOOD & HUBBARD 2003), except in the dry period of 2004. KOZAK *et al.* (2005) arrived at similar conclusions,

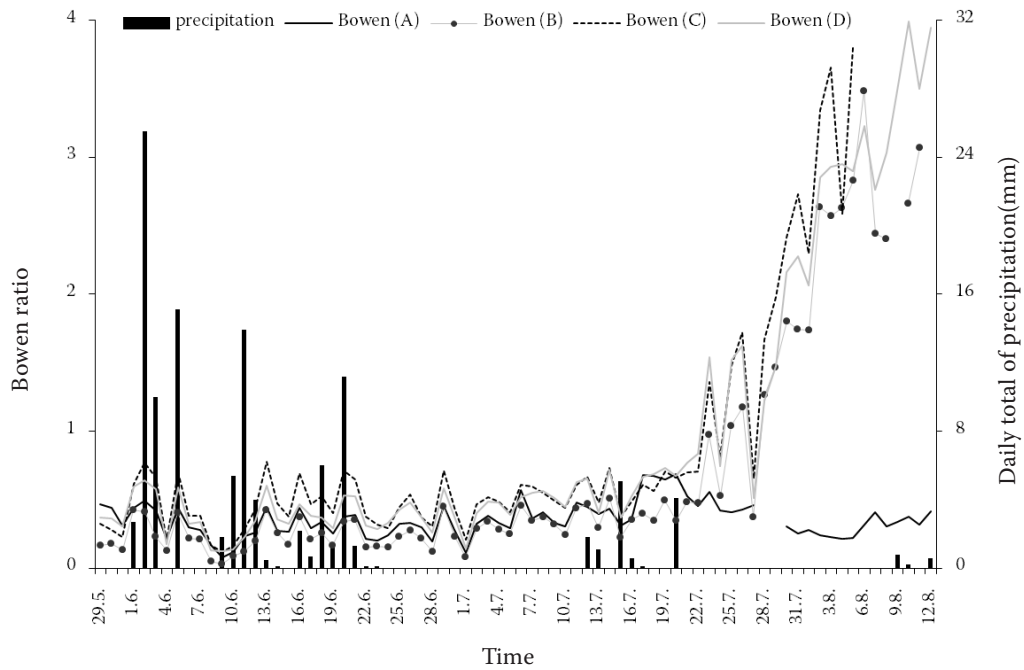


Figure 5. Average daily values of the Bowen ratio for the Dehtáře catchment, 2004

stating that the values of cumulative physical evaporation showed a more pronounced change with alterations in soil texture than did the values of cumulative transpiration. Figures 3–4 and 6–7 support this conclusion by showing that, in the period 1, the differences in ET_a and β among individual weather stations were negligible.

CONCLUSIONS

Different soil physical properties of the catchment, interacting with the tile-drainage system effects, manifested themselves in corresponding daily evapotranspiration differences during the periods of limited transpiration, either at the onset of crop

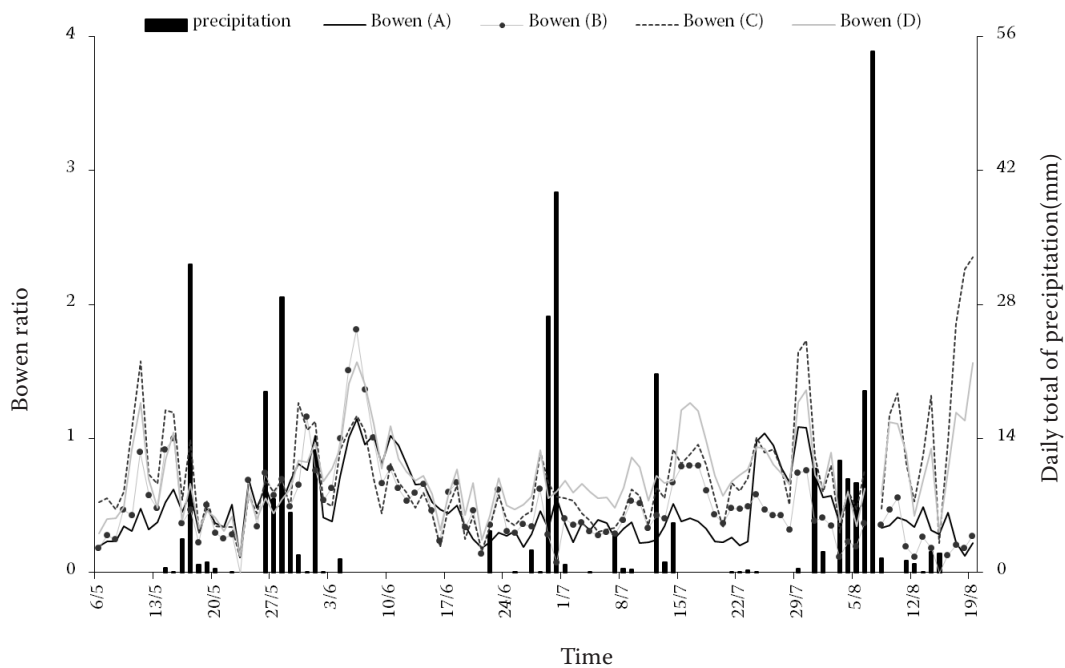


Figure 6. Average daily values of the Bowen ratio for the Dehtáře catchment, 2006

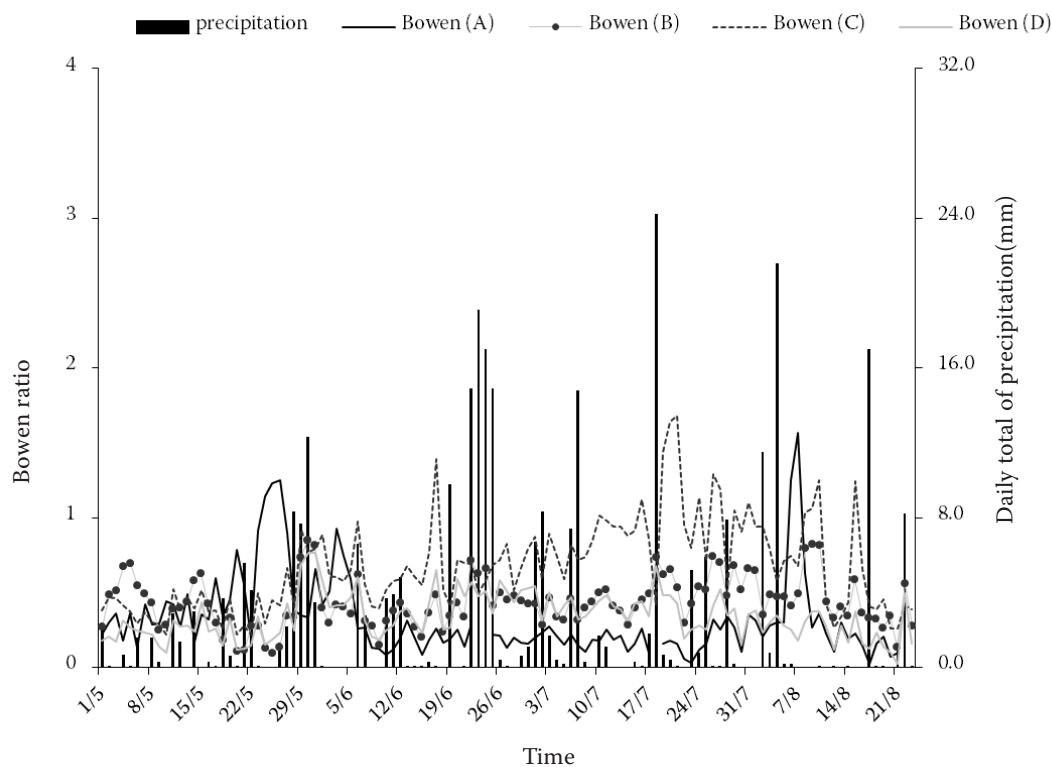


Figure 7. Average daily values of the Bowen ratio for the Dehtáře catchment, 2009

maturity and/or during the soil drought. The fine-textured soils in the discharge and discharge/transient zones, having higher MCWC and affected more by shallow groundwater table and shallow subsurface flow (STha, CMst, stations A and B) were marked in most cases by the highest ET_a and the lowest Bowen ratio values. The daily averages of ET_a at the station C on soils with the highest content of sand, shallow and stony (Haplic Cambisols), were always the lowest ones and differed significantly from those measured at the station B, which was surrounded by medium-deep sandy loams (Stagnic Cambisols or Haplic Stagnosols). With regard to the soil water regime and evapotranspiration, the Stagnic Cambisols with a drainage system (station B) behaved similarly to the Haplic Cambisols without a drainage system (station D). The discharge zone (station A) did not exhibit a soil water deficit even when extremely dry conditions were recorded on arable lands around the stations B to D.

The transpiration of a green plant cover, which took up a major portion of the soil water storage through its root suction force and was not, in most cases, limited by the soil water deficit, acted as an equalizing factor of evapotranspiration from heterogeneous soil areas. The transpiration also mitigated

the differences in evapotranspiration among different soils, even when these were carrying different crops. The vegetation canopy thus minimized runoff in any form and reduced the infiltration and the groundwater recharge in the recharge zones.

With regard to data consistency, 19–27 % of 10-min β values were considered invalid and therefore were excluded. Most of rejected values (74–84 %) were night-time measurements. Accordingly, 32–40 % of 10-min ET_a values were invalid, mostly at night (71 to 84 %). Most of them occurred when ET_a values tended towards zero. Considering the average crop height in the range 0.4 to 1.5 m and the adequate equilibrium sublayer thickness 2.0–2.4 m, the minimum upwind fetch needed for the measurements to be relevant (80–90 m) was complied with.

Acknowledgements. Special thanks to F. DOLEŽAL, J. VOPRAVIL and J. KUČERA for expert advice during the preparation of this paper.

References

- ALLEN R. G., PEREIRA L.S., RAES D., SMITH M. (1998): Crop evapotranspiration, guidelines for computing

- crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 56, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.
- BARRETT M.E., CHARBENEAU R.J. (1997): A parsimonious model for simulating flow in a karst aquifer. *Journal of Hydrology*, **196**: 47–65.
- BRONSTERT A., PLATE E.J. (1997): Modelling of runoff generation and soil moisture dynamics for hillslopes and micro-catchments. *Journal of Hydrology*, **198**: 177–195.
- BRUTSAERT W. (2005): *Hydrology – an Introduction*. Cambridge University Press, Cambridge.
- DEMEK J. *et al.* (1987): *Geography Lexicon of the Czech Socialist Republic – Mountains and Basins*. Academia, Prague. (in Czech)
- DOLEŽAL F., KVÍTEK T. (2004): The role of recharge zones, discharge zones, springs and tile drainage systems in penepains of Central European highlands with regard to water quality generation processes. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, **29**: 775–785.
- DUNN S.M., MACKAY R. (1995): Spatial variation in evapotranspiration and the influence of land use on catchment hydrology. *Journal of Hydrology*, **171**: 49–73.
- FUČÍK P., KVÍTEK T., LEXA M., NOVÁK P., BÍLKOVÁ A. (2008): Assessing the stream water quality dynamics in connection with land use in agricultural catchments of different scales. *Soil and Water Research*, **3**: 98–112.
- GRACE J. (1983): *Plant-Atmosphere Relationships*. Chapman and Hall, London, New York.
- HAKEN D., KVÍTEK T. (1982): Dynamics of the water regime in the drained meadow soil. *Scientific Works of the Institute of Agricultural Land Improvement*. Prague, **1**: 23–35. (in Czech)
- HAKEN D., KVÍTEK T. (1984): The effectiveness of full-scale reclamation of waterlogged meadow sites in the potato vegetation region. *Collection of the Institute of Scientific and Technical Information for Agriculture. Meliorations*, **2**: 121–132. (in Czech)
- HEILMAN J.L., BRITTON C.L. (1989): Fetch requirements for Bowen ratio measurements of latent and sensible heat fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, **44**: 261–273.
- INMAN-BAMBER N.G., MC GLINCHEY. M.G. (2003): Crop coefficients and water-use estimates for sugarcane based on long-term Bowen ratio energy balance measurements. *Field Crops Research*, **83**: 125–138.
- ISO 11277 1998/Cor 1:(2002): Determination of particle size distribution in mineral soil material – Method by sieving and sedimentation. International Organization for Standardization, Geneva.
- JHORAR R.K., BASTIAANSEN, W.G.M., FEDDES R.A., VAN DAM J.C. (2002): Inversely estimating soil hydraulic functions using evapotranspiration fluxes. *Journal of Hydrology*, **258**:198–213.
- KAROUS M., CHALUPNÍK T. (2006): Geophysical research of soil characteristics in a non-saturated zone at the Dehtáře locality. RISWC, Prague. (in Czech)
- KAROUS M., CHALUPNÍK T. (2007): Geophysical research of soil characteristics in a non-saturated zone at the Dehtáře locality phase 2007. RISWC, Prague. (in Czech)
- KLIKA J., NOVÁK V., GREGOR A. (1954): *Manual of Phytocenology, Ecology, Climatology and Pedology*. Czechoslovak Academy of Sciences, Prague. (in Czech)
- KOZAK A.J., AHUJA L.R., MA L., GREEN T.R. (2005): Scaling and estimation of evaporation and transpiration of water across soil textures. *Vadose Zone Journal*, **4**: 418–427.
- KUTÍLEK M. (1966): *Water Management Pedology*. SNTL, Prague. (in Czech)
- KVÍTEK T. *et al.* (2007): Grassing of arable land with high infiltration hazard – a tool for reducing nitrate load in waters. *Methodics of RISWC*. Prague. (in Czech)
- LEXA M. (2006): The evaluation of nitrate concentrations of small streams in Želivka catchment and its analysis. [Ph.D. Thesis]. Charles University, Faculty of Science, Prague. (in Czech)
- LUXMOORE R.J., SHARMA, L.M. (1984): Evapotranspiration and soil heterogeneity. *Agricultural Water Management*, **8**: 279–289.
- MAHMOOD R., HUBBARD K.G. (2003): Simulating sensitivity of soil moisture and evapotranspiration under heterogeneous soils and land uses. *Journal of Hydrology*, **280**: 72–90.
- MENDELKAMP H.T., WARRACH K., RASCHKE E. (1999): SEWAB – a parameterization of the Surface Energy and Water Balance for atmospheric and hydrologic models. *Advances in Water Resources*, **23**: 165–175.
- MINÁR J., EVANS S. (2008): Elementary forms for land surface segmentation: The theoretical basis of terrain analysis and geomorphological mapping. *Geomorphology*. **95**: 236–259.
- MONTEITH J.L. (1973): *Principles of Environmental Physics*. Edward Arnold Limited, London.
- MONTEITH J.L. (1976): *Vegetation and the Atmosphere*. Vol. 1. Principles. Academic Press, London, New York, San Francisco.
- NOVÁK V. (1995): *Water evaporation in nature and methods for its determination*. VEDA, Bratislava. (In Slovak)
- PAUWELS V.R.N., SAMSON R. (2006): Comparison of different methods to measure and model actual evapotranspiration rates for a wet sloping grassland. *Agricultural Water Management*, **82**: 1–24.
- PEREZ P.J., CASTELLVI F., IBANEZ M., ROSELL J.I. (1999): Assessment of reliability of Bowen ratio method for

- partitioning fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, **97**: 141–150.
- PEREZ P.J., CASTELLVI F., MARTÍNEZ-COB A. (2008): A simple model for estimating the Bowen ratio from climatic factors for determining latent and sensible heat flux. *Agricultural and Forest Meteorology*, **148**: 25–37.
- POPOVA Z., KERCHEVA M. (2005): CERES model application for increasing preparedness to climate variability in agricultural planning-risk analyses. *Physics and Chemistry of the Earth*, **30**: 117–124.
- RYCHNOVSKÁ M., BALÁTOVÁ-TULÁČKOVÁ E., ÚLEHLOVÁ B., PELIKÁN J. (1985): *Meadows Ecology*. Academia, Prague. (in Czech)
- SALVUCCI G.D., ENTEKHABI D. (1995): Hillslope and climatic controls on hydrologic fluxes. *Water Resources Research*, **31**: 1725–1739.
- SERRANO S.E. (1997): *Hydrology for Engineers, Geologists and Environmental Professionals*. HydroScience Inc., Lexington.
- STEDUTO P., HSIAO T.C. (1998): Maize canopies under two soil water regimes. I. Diurnal patterns of energy balance, carbon dioxide flux, and canopy conductance. *Agricultural and Forest Meteorology*, **89**: 169–184.
- TATTARI S., IKONEN J.-P., SUCKSDORFF Y. (1995): A comparison of evapotranspiration above a barley field based on quality tested Bowen ratio data and Deardorff modelling. *Journal of Hydrology*, **170**: 1–14.
- TODD R. W., EVETT S.R., HOWELL T.A. (2000): The Bowen ratio-energy balance method for estimating latent heat flux of irrigated alfalfa evaluated in a semi-arid, advective environment. *Agricultural Forest Meteorology*, **103**: 335–348.
- TOLASZ R. *et al.* (2007): *Climate Atlas of Czechia*. 1st Ed. Czech Hydrometeorological Institute, Palacký University Olomouc, Praha, Olomouc.
- USDA-NRSC (1999): *Soil Taxonomy*. 2nd Ed., Agricultural Handbook No. 436, Government Printing Office, Washington.
- WARD A.D., ELLIOT W.J. (eds) (1995): *Environmental Hydrology*. Lewis Publishers, Boca Raton, New York.
- World Reference Base for Soil Resources (2006): *World Soil Resources Reports 103*. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Rome.
- YEH G.T., BRUTSAERT W.H. (1971): A solution for simultaneous turbulent heat and vapour transfer between a water surface and the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorology*, **2**: 64–82.
- YOKOO Y., SIVAPALAN M., OKI T. (2008): Investigating the roles of climate seasonality and landscape characteristics on mean annual and monthly water balances. *Journal of Hydrology*, **357**: 255–269.
- ZHENG F.L., HUANG CH.H., NORTON L.D. (2004): Effects of near-surface hydraulic gradients on nitrate and phosphorus losses in surface runoff. *Journal of Environmental Quality*, **33**: 2174–2182.

Received for publication June 2, 2010

Accepted after corrections June 1, 2011

Corresponding author:

Ing. RENATA DUFFKOVÁ, Ph.D., Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i., Žabovřeská 250,
156 27 Praha 5-Zbraslav, Česká republika
e-mail: duffkova.renata@vumop.cz

Drainage water temperature as a basis for verifying drainage runoff composition on slopes

Antonín Zajíček,^{1,4*} Tomáš Kvítek,¹ Markéta Kaplická,¹ František Doležal,³ Zbyněk Kulhavý,¹
Václav Bystřický² and Pavel Žlábek^{1,2}

¹ Research Institute for Soil and Water Conservation, Žabovřeská 250, 156 27 Prague, Czech Republic

² University of South Bohemia in České Budějovice, Faculty of Agriculture, Studentská 13, 370 05 České Budějovice, Czech Republic

³ Department of Water Resources, Faculty of Agrobiological Sciences, Czech University of Life Sciences Prague, Kamýcká 129, 165 21 Prague 6- Suchbátka, Czech Republic

⁴ Faculty of Environmental Sciences Czech University of Life Sciences Prague, Kamýcká 129, 165 21 Prague 6- Suchbátka, Czech Republic

Abstract:

Tile drainage water temperatures and discharge rates were measured in five highland watersheds of which most are underlain by acid crystalline rock. One of them, Dehtáře in the Bohemo-Moravian highland (Czech Republic), was studied in greater detail. The aim was to evaluate water temperature monitoring as a means of determining the source and pathway of drainage runoff during high-flow events. Rapid increase in drainage discharge was accompanied by rapid change in water temperature. In winter, the rising limb of the hydrograph was accompanied by a decrease in temperature, and the falling limb was associated with a corresponding temperature increase. In summer, the trends were reversed. These data suggest that the water temperature changes are caused by the fastest component of drainage runoff, water from a precipitation event or snowmelt, which can be separated from the remainder of the hydrograph. Measurements of hydraulic conductivity, soil moisture content, soil temperature, and groundwater table level indicate that the major portion of the event water causing this effect infiltrates in the watershed recharge zone where soils are permeable, enters the weathered bedrock, flows preferentially and rapidly down the slope along disjoint fissures in the bedrock, finally emerging as ascending springs, and is, for the most part, intercepted by the tile drainage systems. Copyright © 2011 John Wiley & Sons, Ltd.

KEY WORDS drainage water temperature; drainage runoff; preferential flow; spring; recharge zone

Received 4 March 2010; Accepted 28 January 2011

INTRODUCTION

The diffuse pollution of water in small streams of headwater regions of highlands and peneplains of the Czech Republic has been recognized as a serious problem (Doležal and Kvítek, 2004). Tile drainage has been found to be a significant factor accelerating nutrient, especially nitrogen, leaching from catchments (Borin *et al.*, 2000; Helwig *et al.*, 2002; Honisch *et al.*, 2002; Hirt *et al.*, 2005). More than 25% of Czech agricultural land (ha 1.065 million) has been drained (Kulhavý *et al.*, 2007), and a significant portion of stream flow comes from tile drainage outlets. Therefore, any relevant theory of runoff generation in small agricultural watersheds should include a tile-drainage runoff component.

Early theories of the generation and dynamics of runoff (Horton, 1940; Hewlett and Nutter, 1970) did not explain rapid runoff increase following a precipitation or snowmelt event in the absence of overland flow. The fact that subsurface runoff can be rapid was recognized later (Kirkby, 1978; Anderson and Burt, 1990) along with the recognition of the role of preferential flow. The first experimental studies of preferential flow were conducted

in mountainous and forested terrains with a shallow soil profile (Dunne and Black, 1970; Beasley, 1976; Mosley, 1979; Megahan and Clayton, 1983; Tsukamoto and Ohta, 1988; Wilson *et al.*, 1990; Peters *et al.*, 1995; McDonnell *et al.*, 1996). In the Czech Republic, Tesao *et al.* (2003, 2004) suggested that rapid runoff can be generated by a sudden release of capillary water in the soil due to its hydraulic instability, which would imply that pre-event water would create a major portion of the flood peak, as has indeed been frequently observed (Herrmann and Stichler, 1980). On the other hand, Šanda (1999), Šanda and Císlerová (2000), Císlerová (2003), and Vogel *et al.* (2003) demonstrated that rapid subsurface runoff in mountainous forest watersheds is mainly due to preferential flow in macropores and other flow paths.

An important consideration in tile drainage runoff composition is that most of drainage systems in the Czech Republic were built and are situated in slopes of small watersheds in agricultural areas. These areas are, to a large extent, composed of acid igneous and metamorphic rocks, referred to as 'crystallinicum'. The causes of waterlogging here are complex (Kulhavý *et al.*, 2007), originating from both surface water and groundwater. Except for the uppermost weathered zones, these rocks generally lack matrix permeability. Groundwater circulation is thus largely dependent on fissures, joints, and

* Correspondence to: Antonín Zajíček, Research Institute for Soil and Water Conservation, Žabovřeská 250, 156 27 Prague, Czech Republic.
E-mail: zajicek.antonin@vumop.cz

faults which may make the rock locally highly permeable. In the Czech highlands, there is also the problem of intercepted local springs. The role of springs in land waterlogging and subsurface runoff has been long recognized on the qualitative level (e.g. Nicholson, 1942; Kettner, 1954; Hynie, 1961). Where tile drainage systems were built in highlands and penplains on a large scale (in Czechia, from the 1960s until the 1980s), spring emergences were identified as significant causes of waterlogging, and the questions about their quantification and remediation have been addressed (e.g. Adam and Vašků, 1970; Haken and Kvítek, 1982). Concentrated surface springs emerge in areas of conductive singularities in the bedrock or in concavities of the slopes. Much more frequent are hidden emergences, scattered over broader areas or belts and manifesting themselves as waterlogged surface soils, not necessarily at the site of emergence, but, frequently, farther downslope.

In these circumstances, it is necessary to think of tile drainage in the context of the entire watershed, not only the drained area, where tile drainage plays the role of interface between surface streams and subsurface runoff. Tile drainage hydrographs can be separated into components in a manner similar to, and with a qualitatively similar result to, stream flow hydrographs (Doležal *et al.*, 2003, 2004; Doležal and Kvítek, 2004). It is not yet known where and how the individual components of stream and tile-drainage flow are generated and along which paths they travel toward the streams and tile drains. A common method for understanding runoff composition is the use of natural tracers (Uhlenbrook and Hoeg, 2003). Christophersen *et al.* (1990) used concentrations of different anions and cations to distinguish stream runoff components. Similarly, Heppell and Chapman (2005) separated event and pre-event water using electrical conductivity as a tracer. Other natural tracers include environmental isotopes such as ^{18}O , ^2H , ^3H , and others (Maloszewski and Zuber, 1996). In the Czech Republic, Bruthans (2006) investigated the mean retention time of water in karstic areas using environmental isotopes and other natural tracers. Buzek *et al.* (1991, 2009) used ^{18}O and ^3H to distinguish runoff components and to establish the proportion of recent precipitation in the runoff. These methods require precise sampling and expensive laboratory analysis. An accessible alternative could be monitoring of water temperature, which is also a tracer, although a non-conservative one (Milanović, 2001), since it changes with contact of the water with the environment. However, since water has a large thermal capacity its temperature changes slowly making water temperature a viable tracer. When the processes, such as runoff, are rapid, a continuous monitoring of water temperature is necessary. Because of geothermal gradients, higher water temperature usually indicates groundwater coming from deeper formations (Hynie, 1961; Pelikán, 1988). The temperature of atmospheric precipitation or other externally introduced water is usually different from the temperature which prevails in a water-bearing formation. Temperature changes compared to the long-term

temperature course of a karst spring in the Bohemian Karst were reported by Žák *et al.* (2001). Lacas (1976) used temperature to distinguish water which rapidly infiltrated into wells after precipitation from the more thermally stable groundwater. Reactions of water temperature and runoff to precipitation in karst formations were investigated by Genthon *et al.* (2005), who described pathways by which water from precipitation rapidly entered the runoff. James *et al.* (2000) used O, H, and C isotopes, together with water temperature, to determine whether groundwater circulated to shallow or deep depths under the surface. Keys and Brown (1978) used temperature logs to trace the movement of injected water in groundwater wells. Temperature helped determine the exchange between groundwater and surface streams (Constanz, 1998). Basing on temperature changes in a stream, Shanley and Peters (1988) identified the mechanism of runoff generation in the initial phase of the hydrologic response of a watershed to precipitation. Westhoff *et al.* (2007) used high-resolution temperature data to create a temperature model of a stream in Luxembourg, and to distinguish point sources of groundwater flow into the stream.

The main goal of this study was to specify the source and pathway of drainage runoff formation during high-flow events, using water temperature, and to evaluate the feasibility of using continuous monitoring of drainage water temperature to obtain useful and inexpensive data pertaining to small catchment hydrology.

MATERIALS AND METHODS

Tile drainage water temperature and discharge rates were measured continuously at eight sites in four experimental watersheds that have tile drainage built into slopes as well as at a single surface spring (Table I). While Dehtáře watershed was the main focus of this study, data from other watersheds (Jenín, Černičí, Kladno, and P51-spring) are presented here for illustration and preliminary comparison. All data were measured using the same protocol.

The watershed Dehtáře (Figure 1) is located in the southwest Bohemo-Moravian Highland. It has an area of 59.6 ha, with tile-drained areas occupying 19 ha (~32%). There is no permanent surface drainage channel within the watershed. The watershed hydrogeology is characterized by shallow aquifers occurring in Quaternary deposits, in the weathered zone of the bedrock, and in its fissures and faults. The bedrock is a partially migmatized paragneiss. Quaternary deposits are slope sands and bottom loams, reaching a thickness of 1–2 m. The bottom loams usually act as aquitards and have their own phreaticGWT, partially recharged from the atmosphere, so that the water from below mixes in them with the water from above. The main soil types according to the World Reference Base for Soil Resources (2006) are Haplic Cambisols (Typic Haplanthrepts, Soil Survey Staff, 2006) in the recharge zone and Stagnic Cambisol and Haplic Stagnosol (Typic Endoaquepts) in

Table I. Basic characteristics of the watersheds

Watershed	Dehtáře	Jenín	Černičí	Kladno	P51
Monitoring sites	K1, K2, K5, K6	J2	S1, S2	Kladno	P51
Closing profile	49°28'56"N	48°38'20"N	49°36'55"N	49°47'30"N	49°28'50"N
geographic coordinates	15°12'49"E	14°24'45"E	15°04'37"E	15°49'45"E	15°18'45"E
Area, ha	59.6	464	134	4.9	spring
Altitude, m a.s.l.	497–550	650–830	462–562	580–585	573
Bedrock	Paragneiss	Schist, schist gneiss	Paragneiss	Phyllite, greywacke	Paragneiss
Main soil types ^a	Haplic Cambisol, Stagnic Cambisol, Haplic Stagnosol	Haplic Cambisol	Haplic Cambisol, Stagnic Cambisol, Haplic Stagnosol	Haplic Cambisol	Haplic Cambisol, Stagnic Cambisol
Primary land use	Ploughed land, grassland	Pastures, grassland	Ploughed land, forest	Ploughed land	Forest
Average annual precipitation, mm/year	660	715	722	720	660
Average annual temperature, °C	7.9 °C	6.7 °C	7.3 °C	6.5 °C	7.9 °C
Texture (clay/silt/sand) ^b	15.8/33.6/50.6	12.1/40.0/47.9	5.9/46.9/46.2	16.5/66.1/17.4	11.6/30.8/57.6
Tile drained area, %	32	12	17	100	none
Average discharge, l.s ⁻¹	0.17(K1) 0.12 (K2) 0.70 (K5) 0.24 (K6)	4.07	0.08 (S1) 0.38 (S2)	NP ^c	0.30
Monitoring period	2004–2008	2007–2008	2007–2008	2006	2005–2007

^a WRB (2006).

^b The grain size distribution fractions (<0.002, 0.002–0.05, and 0.05–0.22) according to USDA in the second soil horizon in the discharge zone.

^c Discharge occurs sporadically.

the discharge zone, with small areas of Haplic Gleysol and Umbric Histosol, varying in texture from silty loam and loamy in the discharge zone to sandy loam and loamy sand in the recharge zone. The soils close to the watershed divide are lighter, shallow, and stony, while medium-deep sandy loams prevail in the middle areas of the slopes, and deep loams near the watershed bottom. The clay content in the second soil horizon (beneath the topsoil) varies from about 10% near the water divide to about 30% at the valley bottom (Table I). The average total porosity of soils in the discharge zone is 56.4% at 0.0–0.2 m depth, 43.8% at 0.21–0.35 m, 42.2% at 0.35–0.75 m, and 44.3% at 0.75–1.00 m (Kvítek, 1985). The area is chiefly used as agricultural land; the main crops are cereals (wheat and barley), with minor forest patches in the northwest and north. The lowest-lying southwest portion of the watershed is grassland. The grasslands, as well as the adjacent ploughed lands near the watershed bottom, are tile drained.

Seasonally waterlogged sites and belts were observed in many parts of the watershed slopes in the years preceding the tile drainage placement. Ascending springs, apparently emerging from local faults in the bedrock, were observed in the trenches during the placement of tiled drains (Haken and Kvítek, 1982).

The tile drainage system was built in 1977 in the lower part of the slope (5% grade). It consists of several drainage subsystems and their intercepting drains which

partially catch water inflow from upslope areas of the watershed. Two of the drainage subsystems with their intercepting drains are discussed here, K1 (spacing of drains 13 m) with intercepting drain K2, and subsystem K5 (spacing 20 m) with intercepting drain K6. The tile drained areas of K1 and K5 are both 1.0 ha, and those of the upslope watersheds, K2 and K6, are 3.3 ha and 8.8 ha, respectively. The discharge and water quality indicators of these drainage subsystems and intercepting drains were measured separately at their outlets in manholes however, the discharge measured in K1 and K5 included contributions from the intercepting drains. These contributions must be subtracted in order to obtain net runoff rates from the tile drained areas. The following data were monitored continuously from August 2004 to December 2008:

- Tile drainage water temperature, using TS01 probes with Pt1000 sensors (Fiedler-Mágr, Czech Rep.), and discharge rates, using ultrasound water level sensors US1200 (Fiedler-Mágr, Czech Rep.). Sensors are placed in the upstream pools of V-notches in the drainage manholes. Data are recorded at 10-min intervals.
- Soil temperature (using PT 100/8 sensors, EMS Brno, Czech Rep.) and soil moisture content (using ThetaProbe ML2x sensors from Delta-T Devices, UK)

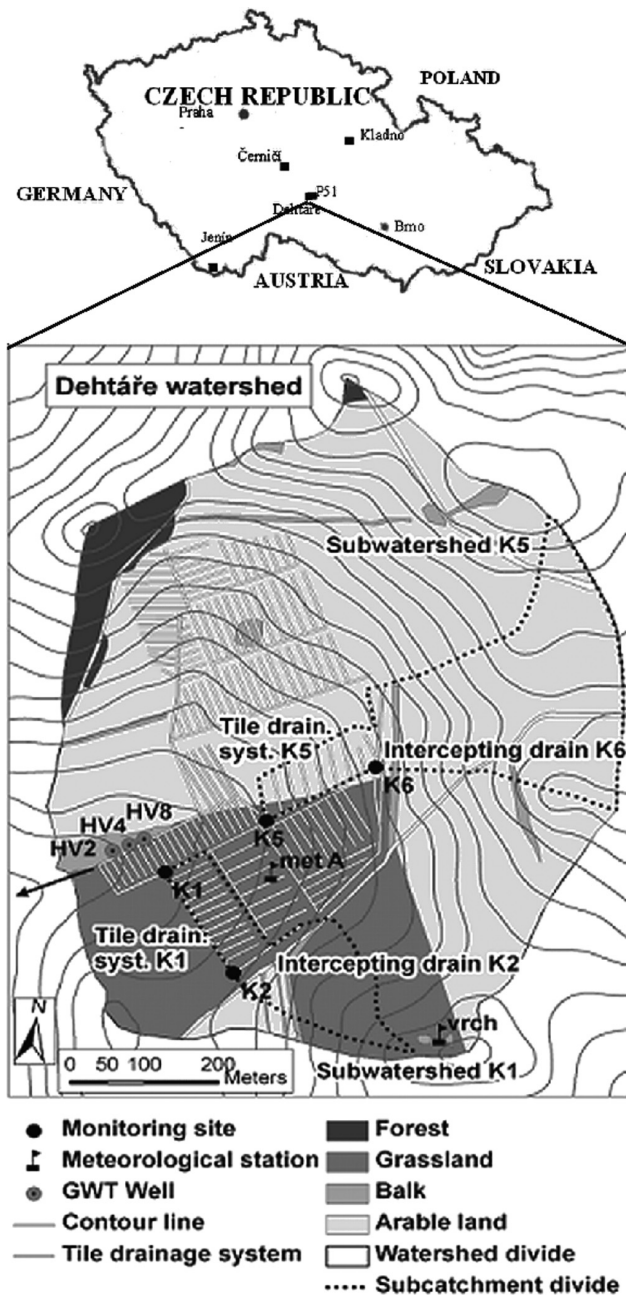


Figure 1. The location of monitored watersheds and an overview map of the Dehtáře watershed (GWT = ground water table)

at depths of 0.30 m, 0.60 m, and 1.00 m near the man-holes K1 and K2, and in the recharge zone near the water divide (denoted as 'vrch' in Figure 1), at-10 min intervals.

- c) Level and temperature of GWT at 1-h intervals measured in three wells near the outlet of the watershed, which were designated HV2, HV4, and HV8 (Figure 1) and were, respectively, 2, 4, and 8 m deep, using pressure transducers LMP 307 (BD SENSORS, Czech Rep.) and thermometers Pt1000 (Fiedler-Mágr, Czech Rep.).
- d) Precipitation measured continuously in the central part of the watershed, using a tipping-bucket rain gauge (Fiedler-Mágr, Czech Rep.) with 0.1 mm increments,

recorded at 1-min intervals during precipitation events and otherwise at 10-min intervals.

- e) Air temperature measured at 2.0 m above the ground at the weather station denoted Met A near the centre of watershed bottom (Figure 1) at 10-min intervals.

The field-saturated hydraulic conductivity of the soil was measured by three methods: a single-ring pressure infiltrometer with electronic recording (Kvítek *et al.*, 2009), a double-ring infiltrometer (Benetin, 1958), and a borehole infiltrometer (Guelph permeameter, Soil Moisture Equipment Corp., 2006). Measurements were taken at different depths to characterize individual soil horizons (0–0.25 m, 0.26–0.60 m, and 0.61–1.00 m). Additional comparative measurements with the double-ring infiltrometer were made immediately above the tile drain and between neighbouring tile drains, both in the top-soil and at 0.3 m depth. The pressure infiltrometer data were processed according to Reynolds and Elrick (1990). The quasi-steady infiltration rates obtained from the double-ring infiltrometer were taken as direct estimates of field-saturated hydraulic conductivity (Nesterov, cited in Benetin, 1958). The Guelph permeameter data were processed according to the manufacturer's instructions.

The volume of the fastest runoff component was estimated from the hydrograph of the drainage or spring discharge rate as the area of the event peak. The peak was separated from the remainder of the hydrograph along a straight line between the starting point of the rising limb of the hydrograph and the point on the falling limb corresponding to the return of drainage water temperature to its pre-event value. The runoff coefficients for individual rainfall-runoff events were expressed as ratios of runoff volume to corresponding rainfall volume. The diurnal fluctuations of water temperature at some monitoring sites were filtered out.

RESULTS

Drainage water temperature showed regular seasonal variations (Figure 2) for the two tile-drainage subsystems of the Dehtáře watershed and their upslope subwatersheds. It was characterized by maximum values, around 13 °C, from about the third week of June until the end of August and minimum temperatures around 4 °C in January and February. This long term trend correlates ($r^2 = 0.9$) with air temperature. The proportion of drainage water temperature trend explained by air temperature was 79.2% with a delay of about 1 month.

The seasonal pattern was disturbed by short-term temperature fluctuations during fast runoff events. Results demonstrated a distinct relationship between the tile-drainage water temperature pattern and the tile-drainage discharge pattern during these events; r^2 ranges from 0.59 to 0.94 in summer and from -0.56 to -0.97 in winter on the Dehtáře catchment. In other words, a sudden increase in tile-drainage discharge is usually accompanied by a comparably sudden change in tile-drainage water

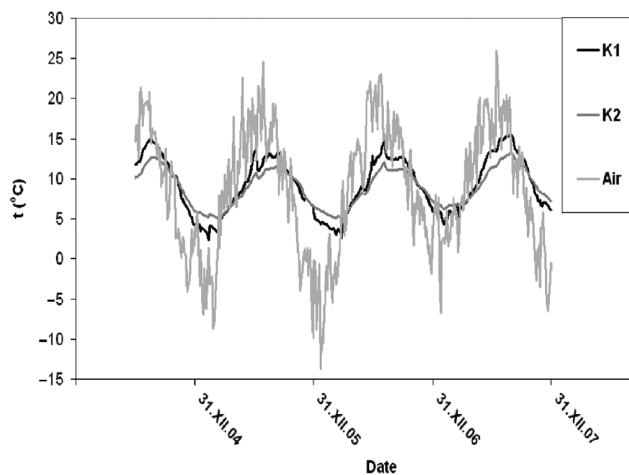


Figure 2. Long-term variation in drainage water temperature (3-day running average) at monitoring sites K1 and K2, and the air temperature in the Dehtáře watershed area

temperature, a drop in winter and a rise in summer. Similarly, the falling limb of the hydrograph comes with a return of the water temperature to its pre-event value or very close to it, which means a temperature increase in winter and a decrease in summer. These events were recorded at all monitored watersheds that have tile drainage systems built into slopes, include Kladno, where the discharge occurs only sporadically, and in the spring P51, where discharge/temperature pattern at rapid runoff events were qualitatively similar to those found for tile drainage. Characteristics of all measured events are summarized in Tables II and III. The rapid increase of discharge usually began soon after the onset of the flood producing event (rainstorm or snowmelt), the delay ranging from several tens of minutes up to several hours. The flood waves preceded by rainstorms commenced more rapidly than those resulting from snowmelt, similar to result of Parkinson and Reid (1986) but showed smaller peak discharges and smaller temperature changes. The time interval between the start of the discharge increase and the peak discharge ranged from several hours (for rainstorm-induced waves) to several days (for spring snowmelt events). Water temperature started to change immediately and together with the discharge increase. In winter events, a positive correlation was found between discharge change magnitude and temperature change magnitude, correlation rates varied from $r^2 = 0.6$ to $r^2 = 0.8$.

In the Dehtáře catchment, more events were recorded on systematic drainage (sites K1, K5). The events showed a sharper rising limb and bigger change of discharge and water temperature in comparison to those at the intercepting drains (K2, K6), where events were usually less sudden and slower to return to normal levels, with a flat hydrograph.

To better explain and interpret these phenomena, we measured other characteristics in the Dehtáře watershed. Ground water table levels showed a strong relationship with drainage discharge throughout the season ($r^2 =$

0.9). This correlation was decreased within rainfall-runoff events, although GWT rose during all events almost simultaneously with the increase of tile-drainage discharge, but in a less pronounced manner (Figure 3).

Ground water temperature showed a seasonal trend, but delayed and less significant in comparison with drainage water temperature. During high-flow events, groundwater did not show temperature variations accompanying fluctuations in GWT levels, with the exception of small variations observed in the medium-deep well HV4 during winter events when the pressure head was above the soil surface. Typical course of GWT levels and temperature during summer and winter events is depicted in Figure 3.

The soil moisture content showed a seasonal trend with maximal levels during snowmelt and minimal in late summer, with the exception of 1.0 m depth in the discharge zone (depth of drain tile placement), where no changes were observed, indicating virtual saturation of the soil. This was due to shallow groundwater near the surface. During rainfall-runoff events the soil moisture content in discharge zone usually showed very small increase due to the rain or snowmelt. A small increase at 0.30 m depth was immediate, while the increase at 0.60 m was even lower and often delayed approximately 20 h. Contrarily, the soil moisture content increased immediately and markedly in the recharge zone (at 'vrch'), where the soil was most permeable at 0.3 and 0.6 m depths, and a delayed increase showed some soil moisture at 1.0 m depth. Typical course of the soil moisture content during summer and winter events is depicted in Figure 4.

Hydrological summaries of two typical summer and winter tile-drainage runoff events are shown in Tables IV and V. A comparison of runoff volumes suggests that the tile-drainage system with 20-m drain spacing (K5) produced more runoff during the event than that with 13-m drain spacing (K1), even though their nominal areas were the same. The contribution of the intercepting drains (upslope subwatershed) to the total subsurface runoff varies, for the sites and events presented, is between 13 and 52%; thus the portion due only to the tile-drainage system is in the range 48–87%.

For each site and event, the volume of the fast runoff component was determined using hydrograph separation by water temperature. The fast runoff represented between 24 and 80% of the total runoff for the entire watershed (K1 and K5) and between 3 and 73% of the total runoff for intercepting drains, while the hydrographs of the tile-drainage systems *per se* (not directly measured) can be estimated to have contained between 6 and 90% of the fastest runoff. The total runoff coefficients for the this events ranged between 5 and 12% for the entire watershed, between 12 and 42% for the tile drainage systems only, and between 2 and 5% (hence, substantially less) for the upslope subwatersheds (the intercepting drains).

The saturated hydraulic conductivity of the soil was variable. In general, it was highest near the watershed

Table II. Winter high-flow events associated with the change of tile-drainage water temperature

Profile	n^a	Q_b (l/s) ^b	Q_c (l/s) ^c	dQ (l/s) ^d	dQ (%) ^d	T_b (°C) ^e	T_c (°C) ^f	dT (°C) ^g	dT (%) ^g	T_{tc} (hour) ^h
K1 (Dehtáře)	29	0.20 (0.03; 0.6)	1.39 (0.12; 4.2)	1.19 (0.05; 4.25)	870.1 (44.1; 3400.0)	5.7 (3.3; 9.4)	4.6 (1.2; 8.7)	-1.1 (-0.1; -2.9)	-22.4 (-2.4; -70.7)	21.5 (4.5; 73.0)
K2 (Dehtáře)	9	0.12 (0.06; 0.1)	0.47 (0.08; 1.7)	0.35 (0.02; 1.0)	366.3 (33.3; 900.0)	5.9 (5.1; 6.9)	5.4 (4.0; 6.7)	-0.6 (-0.1; -1.2)	-9.7 (-1.5; -23.1)	51.0 (4.5; 100.0)
K5 (Dehtáře)	19	0.60 (0.06; 2.7)	2.32 (0.34; 13.20)	1.73 (0.14; 12.49)	359.0 (10.5; 1759.2)	6.7 (4.4; 9.4)	5.6 (1.9; 8.7)	-1.1 (-0.1; -3.0)	-18.0 (-1.5; -61.2)	26.0 (2.0; 75.0)
K6 (Dehtáře)	15	0.20 (0.01; 0.7)	0.98 (0.03; 2.5)	0.78 (0.02; 2.29)	1642.2 (26.4; 15400.0)	6.0 (3.8; 9.6)	5.2 (2.1; 8.9)	-0.9 (-0.2; -2.4)	-14.9 (-2.5; -53.3)	35.5 (6.0; 137.0)
Š1 (Čermičí)	5	0.06 (0.02; 0.0)	0.13 (0.05; 0.17)	0.06 (0.02; 0.11)	127.8 (20.0; 220.0)	4.8 (2.9; 9.2)	4.2 (2.4; 8.6)	-0.6 (-0.2; -0.9)	-103.3 (-4.6; -22.2)	21.5 (10.5; 39.0)
Š2 (Čermičí)	14	0.50 (0.13; 1.2)	0.92 (0.41; 1.77)	0.42 (0.10; 1.37)	110.3 (23.2; 342.5)	6.0 (3.3; 10.2)	5.5 (3.1; 9.7)	-0.5 (-0.2; -1.9)	-7.5 (-3.0; -21.6)	16.0 (3.0; 47.5)
Jenín	8	3.01 (1.70; 4.0)	11.43 (3.80; 6.00)	8.41 (1.50; 16.90)	335.7 (65.2; 882.4)	4.5 (3.5; 6.0)	3.7 (2.5; 4.9)	-0.7 (-0.1; -1.4)	-16.3 (-2.2; -35.9)	20.5 (3.0; 37.5)
Kladno	1	0.44 (0.2; 0.75)	0.64 (0.33; 2.40)	0.20 (0.11; 1.65)	45.5 (50.0; 335.0)	3.7 (4.4; 7.2)	3.4 (3.9; 7.0)	0.3 (-0.2; -2.3)	-8.1 (-2.8; -37.1)	11.5 (5.5; 36.5)
P51	8	0.37	1.07	0.70	176.0	6.5	5.7	-0.8	-12.0	16.5

a : number of events.
 b : average (min; max) value of discharge at the beginning of the event.
 c : average (min; max) value of discharge at peak discharge.
 d : average (min; max) value of discharge change.
 e : average (min; max) value of water temperature at the beginning of the event.
 f : average (min; max) value of water temperature at peak discharge.
 g : average (min; max) value of water temperature change.
 h : time to culmination.

Table III. Summer high-flow events associated with change in tile-drainage water temperature

Profile	n^b	Q_b (l/s) ^b	Q_c (l/s) ^c	dQ (l/s) ^d	dQ (%) ^d	T_b (°C) ^e	T_c (°C) ^f	dT (°C) ^g	dT (%) ^g	T_{tc} (hour) ^h
K1 (Dehtáře)	32	0.12 (0.01; 0.47)	0.66 (0.13; 3.52)	0.54 (0.04; 3.45)	720.0 (36.8; 4928.6)	11.6 (7.0; 15.4)	12.6 (7.4; 15.9)	1.1 (0.1; 2.6)	9.5; (0.8; 22.8)	7.5 (0.5; 26)
K2 (Dehtáře)	14	0.09 (0.01; 1.05)	0.31 (0.09; 1.05)	0.22 (0.01; 0.97)	405.6 (11.1; 2100)	10.9 (7.5; 15.4)	11.4 (8.3; 15.6)	0.5 (0.1; 1.5)	5.2 (0.7; 19.5)	11.0 (3.0; 23.0)
K5 (Dehtáře)	13	0.49 (0.26; 1.01)	1.57 (0.36; 4.89)	1.08 (0.1; 4.62)	297.2 (38.5; 1711.1)	10.5 (7.8; 12.1)	11.6 (8.7; 14.3)	1.1 (0.1; 2.2)	10.5 (0.9; 18.2)	11.0 (1.0; 31.0)
K6 (Dehtáře)	11	0.09 (0.01; 0.29)	0.39 (0.06; 1.85)	0.31 (0.04; 1.82)	1008.7 (33.3; 6066.6)	11.6 (8.7; 13.6)	12.4 (9.0; 15.0)	0.8 (0.2; 3)	6.7 (2.0; 25.0)	13.5 (5.0; 26.0)
Š1 (Černičí)	1	0.02	0.06	0.04	200	10.1	10.4	0.3	3.0	63
Š2 (Černičí)	5	0.15 (0.03; 0.24)	3.52 (0.29; 14.4)	3.36 (0.12; 9.42)	6925.2 (70.6; 22566.6)	11.6 (9.7; 14.4)	12.4 (9.9; 15.7)	0.52 (0.2; 1.3)	4.2 (2.0; 9.1)	6.4 (1.5; 14.5)
Jenín	5	3.46 (2.4; 4.5)	7.66 (5.0; 14.9)	4.2 (1.9; 11.2)	122.0 (42.2; 302.7)	7.44 (6.0; 8.7)	7.72 (6.4; 8.9)	0.28 (0.1; 0.4)	4.0 (1.1; 6.7)	19.4 (5.0; 32.0)
P51	8	0.33 (0.20; 0.50)	1.43 (0.54; 2.95)	1.10 (0.13; 2.73)	412.8 (26.0; 1240.9)	8.6 (7.9; 9.2)	9.5 (9.1; 11.0)	0.85 (0.1; 2.3)	9.6 (1.3; 26.4)	6.5 (0.5; 18.5)

^a : number of events.

^b : average (min; max) value of discharge at the beginning of the event.

^c : average (min; max) value of discharge at peak discharge.

^d : average (min; max) value of discharge change.

^e : average (min; max) value of water temperature at the beginning of the event.

^f : average (min; max) value of water temperature at peak discharge.

^g : average (min; max) value of water temperature change.

^h : time to culmination.

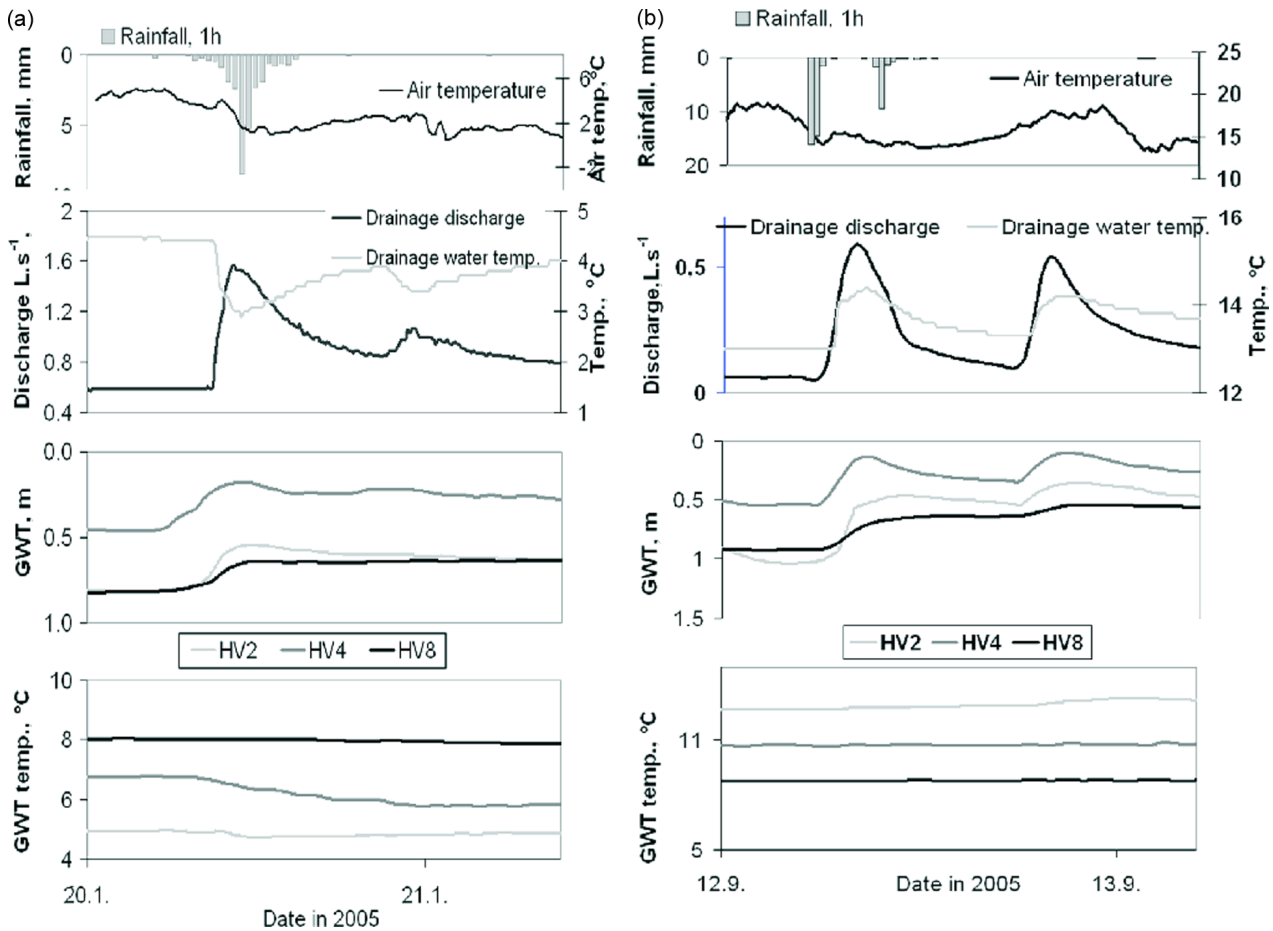


Figure 3. Variation in precipitation, air temperature, tile-drainage discharge and drainage water temperature at monitoring site K1 together with GWT level and groundwater temperature in wells HV2, HV4, and HV8 in the Dehtáře watershed during winter (a), and summer (b) high-flow events

divide (in the recharge zone), decreased in the downslope direction, and reached its lowest values in the discharge zone. In the tile-drained area of the discharge zone, the double ring infiltrometer method gave hydraulic conductivities of the topsoil (0.00–0.25 m) from 0.28 to 1.25 m d⁻¹ above the lateral tile drains and from 0.25 to 0.85 m d⁻¹ between the drains. The difference in the topsoil hydraulic conductivity between the sites above the drains and the sites between the drains were statistically insignificant. The saturated hydraulic conductivities measured in the discharge zone with the Guelph permeameter varied from 0.05 to 0.12 m d⁻¹ in the topsoil (0.00–0.25 m) and from 0.00 to 0.01 m d⁻¹ in the subsoil (0.25–0.60 m), which indicates that the subsoil in the discharge zone acts as an aquitard.

DISCUSSION

The seasonal variation of drainage water temperature compared to relatively stable groundwater temperature, which did not show sudden changes, shows that the drainage water originated from shallow circulation. Similar results were obtained by James *et al.* (2000) and Crowther and Pitty (1982). The rapidity of the change in the tile-drainage water temperature and its correspondence with precipitation or snowmelt water temperature

strongly suggests that the tile drainage flow-waves are mainly composed of the event water (similar results published also by Lesaffre and Zimmer, 1988; Schilling and Helmers, 2008; Branger *et al.*, 2009). On the other hand, Tiemeyer *et al.* (2007) estimated the fast runoff component portion as a maximum 5.1% of total runoff during an event. This water was not retained in the underground space for longer than a few hours as found by Parkinson *et al.*, 1988).

The more complicated problem is the question of travel paths and place of generation of the fast tile-drainage runoff. The fact that the fast drainage runoff component is caused by preferential flow is generally known (Zehe and Fluher, 2001; Gerke and Kohne, 2004). While, in flat land drainage, macropores in soil over tiles are the primary factor (Gärdenäs *et al.*, 2006; Stillmann *et al.*, 2006), in drainage systems built into slopes, we must consider the entire watershed (Stone and Krishnappan, 2002), since a considerable component of drainage runoff can originate outside the drained area (Doležal and Kvítek 2004; Doležal *et al.*, 2006).

For answering the question of travel paths and place of generation of the fast tile-drainage runoff component, three hypotheses have been proposed (Figure 5).

Hypothesis 1: The major portion of water in the runoff peak has infiltrated into the soil of the tile-drained

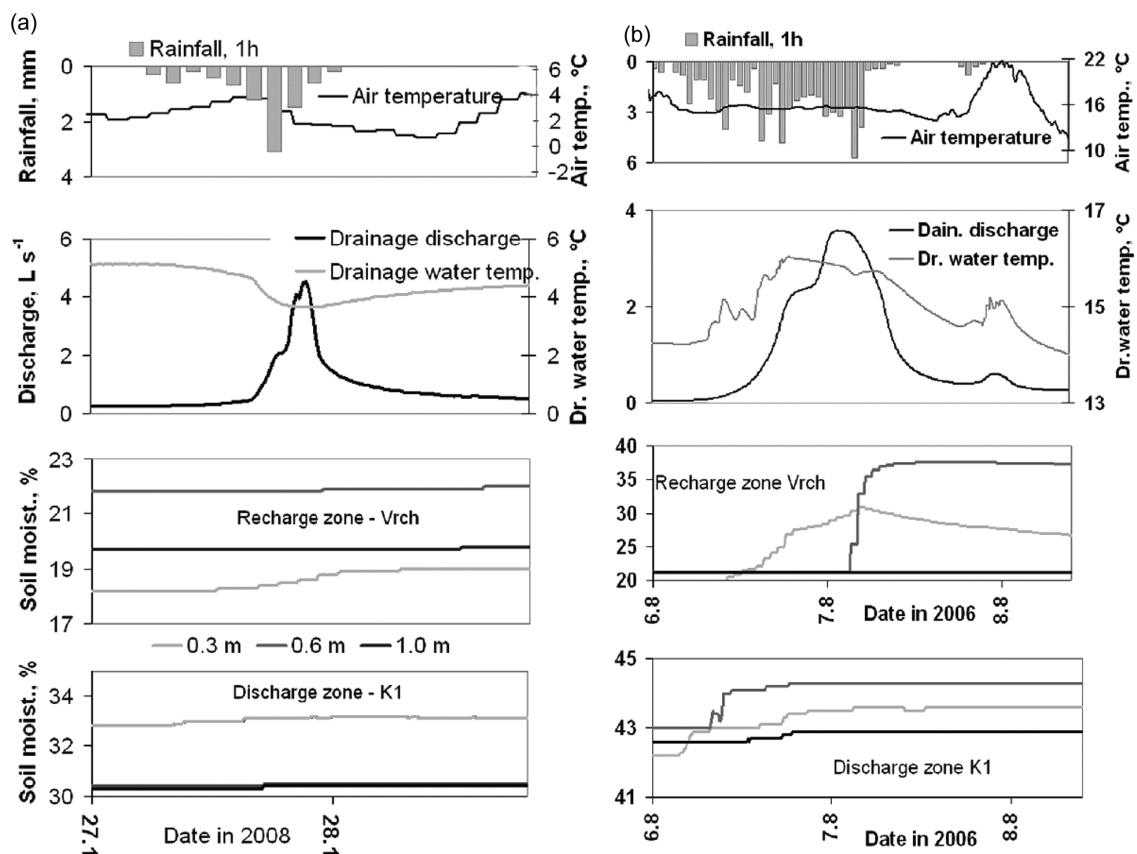


Figure 4. Variation in precipitation, air temperature, tile drainage discharge and drainage water temperature together with the soil moisture content at monitoring sites K1 (discharge zone) and Vrch (recharge zone) in the Dehtáře watershed during winter (a) and summer (b) high-flow events

plot itself. This water moves quickly either through the entire soil profile if the whole soil is permeable, or preferentially through the more permeable zones, such as the topsoil and the drain backfill, toward the lateral drains. A temporary perched saturated zone arises in the soil to the depth of the drain lodgment, causing a sudden increase in tile-drainage runoff.

Hypothesis 2: The main water volume in the runoff peak has infiltrated into the soil anywhere within the watershed of the drainage outlet in question i.e. in all upslope-lying parts from which the surface or subsurface water flows down on the impermeable subsoil (aquifers) and can reach drains only through the drain backfill.

Hypothesis 3: The major part of water at peak runoff that has infiltrated through the recharge zone of the watershed. This water quickly seeps down through the permeable unsaturated soil of the recharge zone and enters fissures in the bedrock, quickly finds its way to highly permeable faults and ascending springs in the discharge zone of the watershed. The tile drainage intercepts the spring emergences.

There is an aquitard lying between topsoil and drains, which was detected by saturated hydraulic conductivity measurements and dug wells. Observed variations in soil moisture during high-flow events do not necessarily reflect tile-drainage water temperature variations. Hence, hypothesis 1 is improbable, even considering that the Guelph permeameter method tends to underestimate the saturated hydraulic conductivity of the entire site (Doležal

et al., 1997), since event water percolating downwards to the site via macropores may bypass some soil matrix and moisture sensors.

Hypothesis 2 cannot apply, since the shallow subsurface groundwater inflow from the upslope subwatershed is not capable of supplying sufficient water quickly enough to create the tile-drainage flow waves observed. This is illustrated by the fact that the intercepting drains (K2 and K6), which nominally drain considerably larger areas than the tile drainage system networks (K1 and K5) discharge about 10–20% of the latter. Some high-flow events were recorded in the tile-drainage systems only and not in the intercepting drains (Tables II and III). Moreover, tile drainage runoff rates were higher for tile-drainage system K5, with the spacing of laterals at 20 m, than for tile-drainage system K1, with the spacing of laterals at 13 m. Hofmann *et al.*, (2004) also estimated a higher runoff volume from spacing 20 m than 10 m during events.

The hypothesis 3 is viable. This thesis is supported by the results of saturated hydraulic conductivity measurements, with the highest in the recharge zone in shallow, permeable soils, and by the presence of several ascending spring emergences which were observed in the discharge zone of the Dehtáře watershed during construction of the drainage system as well as afterwards, as documented by Haken and Kvítek (1982). Springs are very probably the preferential path of the fast runoff component

Table IV. Runoff characteristics for the entire watersheds of K1 and K5, for the tile drainage systems, and for the upslope sub-watersheds (collected by the intercepting drains) during a winter high-flow event, 20–23 Jan 2005

	Entire watershed K1	Entire watershed K5	Tile-syst. drain. K1	Tile-syst. drain. K5	ID (K2)	ID (K6)
Area, ha	3.3	8.8	1.0	1.0	2.3	7.8
P—precipitation, m ³	917.4	2432.5	278.0	278.0	639.4	2154.5
Q—total runoff volume, m ³	112.0	158.4	97.1	117.3	14.9	41.1
Total runoff proportion in the entire watershed, %	100.0	100.0	86.7	74.1	13.3	25.9
Fast runoff component volume, m ³	89.4	37.3	87.6	7.4	1.8	29.9
Fast runoff proportion in the total runoff volume, %	79.8	23.5	90.2	6.3	12.1	72.7
Total runoff coefficient (P/Q), %	12.2	6.5	34.9	42.2	2.3	1.9
Precipitation, mm	27.8	27.6	27.8	27.8	27.8	27.6

Table V. Runoff characteristics for the entire watersheds of K1 and K5, for the tile drainage systems and for the upslope sub-watersheds (collected by the intercepting drains) during a summer high-flow event, 8–13 July 2005

	Entire watershed K1	Entire watershed K5	Tile-syst. drain. K1	Tile-syst. drain. K5	ID (K2)	ID (K6)
Area, ha	3.3	8.8	1.0	1.0	2.3	7.8
P—precipitation, m ³	2092.2	5547.5	634.0	634.0	1458.2	4913.5
Q—total runoff volume, m ³	152.3	265.9	73.3	225.8	79.0	40.1
Total runoff proportion in the entire watershed, %	100.0	100.0	48.1	84.9	51.9	15.1
Fast runoff component volume, m ³	64.3	110.6	61.6	91.5	2.7	19.1
Fast runoff proportion in the total runoff volume, %	42.2	41.6	84.0	40.5	3.4	47.6
Total runoff coefficient (P/Q), %	7.3	4.8	11.6	35.6	5.4	0.8
Precipitation, mm	63.4	63.0	63.4	63.4	63.4	63.0

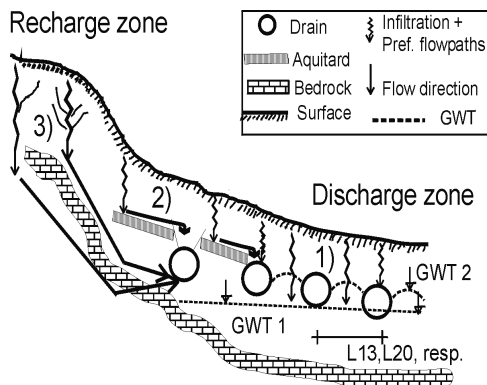


Figure 5. Tile drainage runoff formation hypothesis; 1) Feed of drains by infiltration of precipitation directly into the drained locality (L_{13} , L_{20} = spacing of drains in m; GWT 1, GWT 2 = ground water table level before the event, after the event, respectively); 2) Feed of drains by subsurface slope flow (depth of the intercepting drain 1.5–2.0 m); 3) Feed of drains by intercepted springs

in such sites (Schilling and Helmers, 2008). The crystalline bedrock is known to contain conductive faults (Karous and Chalupník 2006, 2007). The fact that the ascending spring P51 displayed a pattern of discharge and temperature variations similar to that of the tile-drainage systems in Dehtáře and on other sites during both summer and winter events which was similarly reported about spring discharge—temperature pattern by Bundschuh (1993) and suggests that hypothesis 3 is the most probable one.

Drainage water temperature monitoring was proven a useful tool in obtaining information about drainage hydrology. It must be continuous to record short-term

temperature variations. A drawback of this method is that it provides mostly qualitative data, which is hardly quantifiable. Use of a precipitation sampler, which is able to continuously monitor precipitation temperature, would be valuable. The knowledge about components of fast runoff generation in recharge zones at some distance from the drainage system can be generalized to similar catchments (drainage built in slopes and crystalline rocks as substrate) and has practical usage in water conservation with respect to nutrient leaching from catchments.

CONCLUSIONS

The measurement of tile-drainage water temperature and discharge rate in hilly agricultural landscapes underlain by acid crystalline and similar rocks showed the following:

1. Seasonal variation in tile-drainage water temperature is approximately sinusoidal and not long delayed behind air temperature. Therefore, the tile-drainage water undergoes only shallow hydrogeologic circulation.
2. Tile-drainage runoff shows sudden changes in temperature during high-flow events, and discharge increases soon after commencement of precipitation. Hence, the component of tile-drainage runoff which is responsible for the discharge peaks is a fast (or direct) runoff, with retention time in the subsurface space that ranges from tens of minutes to several hours.
3. The fast runoff component probably originates in the recharge zone of the watershed, lying upslope of the

tile drainage system, and travels via deep preferential flow paths (faults and fissures in the bedrock) to hidden emergences of ascending springs in the discharge zone of the watershed, where it is intercepted by the tile drainage.

4. The continuous monitoring of drainage water temperature should provide useful qualitative information about runoff composition.

ACKNOWLEDGEMENTS

This contribution was supported by the Research Programmes of the Ministry of Agriculture of the Czech Republic, No. MZE 0002704902, by the Project No. QH 82095 of the National Agency for Agricultural Research of the Czech Republic, and by the Project No. MSM 6046070901 of the Ministry of Education, Youth and Physical Culture of the Czech Republic.

The authors wish to thank Mr. David Šádek and Mrs. Hana Libichová for technical works and The Lucidus Consultancy, Kathleen Hills & Alan Pike for language corrections.

REFERENCES

- Adam B, Vašků Z. 1970. Hydopedologic classification of the causes of waterlogging (In Czech with English abstract.) *Collection of the Institute of Scientific and Technical Information for Agriculture. Land Amelioration* **2**: 127–136.
- Anderson MG, Burt TP. 1990. *Process studies in hillslope hydrology*. Wiley, 539.
- Beasley RS. 1976. Contribution of subsurface flow from the upper slopes of forested watershed to channel flow. *Soil Science Society of America Journal* **40**: 955–957.
- Benetin J. 1958. *Water movement in soil* (In Slovak). Slovak Academy of Sciences, Bratislava.
- Borin M, Morari F, Bonaiti G, Paasch M, Skaggs RW. 2000. Analysis of DRAINMOD performances with different detail of soil input data in the Veneto Region of Italy. *Agricultural Water Management* **42**: 259–272.
- Branger F, Tournebize J, Carlier N, Kao C, Braud I, Vauclin M. 2009. A Simplified modelling approach for pesticide transport in a tile drainage field: The PESTDRAIN model. *Agricultural water management* **96**: 415–428.
- Bruthans J. 2006. Utilization of natural tracers (^{18}O ; ^3H ; freons; SF₆) and other methods for assessment of water retention and flow characteristics in the karst regions of the Czech Republic (In Czech). PhD thesis, Faculty of Science, Charles University, Prague. p. 207.
- Bundschuh J. 1993. Modelling annual variations of spring and groundwater temperatures associated with shallow aquifer systems. *Journal of Hydrology* **142**: 427–444.
- Buzek F, Bystřický V, Kadlecová R, Kvítek T, Ondr P, Šanda M, Zajíček A, Žlábek P. 2009. Application of two-component model of drainage discharge to nitrate contamination. *Journal of Contaminant Hydrology* **106**: 99–117.
- Buzek F, Hanzlik J, Hruby M, Tryzna P. 1991. Evaluation of the runoff components on the slope of an open-cast mine by means of environmental isotopes ^{18}O and T. *Journal of Hydrology* **127**: 23–36.
- Christophersen NC, Neal C, Hooper RP, Vogt RD, Andersen S. 1990. Modelling streamwater chemistry as a mixture of soil water endmembers a step towards second-generation Acidification models. *Journal of Hydrology* **116**: 307–320.
- Císlarová M. 2003. Preferential flow in a vadose zone and formation of runoff hydrograph (In Czech). In *Soil Hydrology in a Small Catchment*. Conference Proceedings. Institute of Hydrodynamics, Academy of Sciences of the Czech Republic. Praha. pp. 103–109.
- Constanz J. 1998. Interaction between stream temperature, streamflow, and groundwater exchanges in alpine streams. *Water Resources Research* **34**: 1609–1615.
- Crowther J, Pitty AF. 1982. Water temperature variability as an indicator of shallow-depth groundwater behaviour in limestone areas in west Malaysia. *Journal of Hydrology* **57**: 137–146.
- Doležal F, Císlarová M, Vogel T, Dohnal M, Dušek J, Kvítek T, Vopravil J, Zavadil J, Vacek J, Březina K, Vetišková D. 2006. *Estimation of the effect of preferential flow on the leaching of nitrate from the soils of Bohemian and Moravian highlands*. Methodology. (In Czech). Research Institute for Soil and Water Conservation. Prague. p. 90.
- Doležal F, Kulhavý Z, Kvítek T, Soukup M, Tipl M. 2003. Methods of runoff separation applied to small stream and tile drainage runoff. In *Interdisciplinary approaches in small catchment hydrology: Monitoring and research*. Holko L, Miklánek P. (eds): IHP-VI Technical Documents in Hydrology No. 67. Paris: UNESCO: 2003; 131–136.
- Doležal F, Kuráž V, Poruba M, Soukup M. 1997. Guelph permeameter measurements of the topsoil and upper subsoil hydraulic conductivity for characterising the structural state of arable lands. *International Agrophysics* **11**: 159–171.
- Doležal F, Kvítek T. 2004. The role of recharge zones, discharge zones, springs and tile drainage systems in peneplains of Central European highlands with regard to water quality generation processes. *Physics and Chemistry of the Earth. Parts A/B/C* **29**: 775–785. DOI:10.1016/j.pce.2004.05.005.
- Doležal F, Kvítek T, Soukup M, Kulhavý Z, Tipl M. 2004. Czech highlands and peneplains and their hydrological role, with special regard to the Bohemo-Moravian Highland. In *Studies in Mountain Hydrology*. Herrmann A, Schröder U. (eds) IHP/HWRP—Berichte, Heft 2. Deutscher Nationalkomitee für IHP/HWRP: Koblenz; pp. 41–57.
- Dunne T, Black RD. 1970. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resources Research* **6**: 478–490.
- Gärdenäs AI, Šimůnek J, Jarvis N, van Genuchten MTh. 2006. Two-dimensional modelling of preferential water flow and pesticide transport from a tile-drained field. *Journal of Hydrology* **329**: 647–660.
- Genthon P, Bataille A, Fromant A, D'Hulst D, Bourges F. 2005. Temperature as a marker for karstic waters hydrodynamics. Inferences from 1 year recording at La Peyrière cave (Ariège, France). *Journal of Hydrology* **311**: 157–171.
- Gerke HH, Köhne JM. 2004. Dual permeability modeling of preferential bromide leaching from a tile drained glacial till agricultural field. *Journal of Hydrology* **289**: 239–257.
- Haken D, Kvítek T. 1982. Dynamics of the water regime of drained meadow soil (In Czech). *Scientific works of the Research Institute of Soil Improvement, Prague* **1**: 23–35.
- Helwig TG, Chandra A, Madramootoo CHA, Dodds GT. 2002. Modelling nitrate losses in drainage water using DRAINMOD 5-0. *Agricultural Water Management* **56**: 153–168.
- Heppell CM, Champan AS. 2005. Analysis of a two-component hydrograph separation model to predict herbicide runoff in drained soil. *Agricultural Water Management* **79**: 177–207. DOI:10.1016/j.agwat.2005.02.008.
- Herrmann A, Stichler W. 1980. Groundwater-runoff relationships. *Catena* **7**: 251–263.
- Hewlett JD, Nutter WL. 1970. The varying recharge area of streamflow from upland basins. In *Symposium on Interdisciplinary Aspects of Watershed Management, Proceedings*. Bozeman: Montana State University; pp. 65–83.
- Hirt U, Hamman T, Meyer BC. 2005. Mesoscale estimation of nitrogen discharge via drainage systems. *Limnologica—Ecology nad Management of Inland Waters* **35**: 206–219.
- Hofmann BS, Brouder SM, Turco RF. 2004. Tile spacing impacts on Zea mays L. yield and drainage water nitrate load. *Ecological engineering* **23**: 251–267.
- Honisch M, Hellmeier C, Weiss K. 2002. Response of surface and subsurface water quality to land use changes. *Geoderma* **105**: 277–298.
- Horton RE. 1940. An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Science Society of America Proceedings* **5**: 399–417.
- Hynie O. 1961. *Hydrogeology of CSSR, part I. Simple waters* (In Czech). Czechoslovak Academy of Sciences, Prague.
- James ER, Manga M, Rose TP, Hudson GB. 2000. The use of temperature and the isotopes of O, H, C, and noble gases to determine the pattern and spatial extent of groundwater flow. *Journal of Hydrology* **237**: 100–112.
- Karous M, Chalupník T. 2006. Geophysical research of soil characteristics in a non-saturated zone at the Dehtáře locality. Praha. (In Czech).

- Karous M, Chalupník T. 2007. Geophysical research of soil characteristics in a non-saturated zone at the Dehtáře locality phase 2. Praha. (In Czech).
- Kettner R. 1954. General Geology, III External geological forces, Earth surface and geological activity of water (In Czech). Academia. Prague.
- Keys WS, Brown RF. 1978. Use of temperature logs to trace movement of injected water. *Ground Water* **16**: 32–48.
- Kirkby MJ. 1978. *Hillslope Hydrology*. John Wiley & Sons: New York. USA.
- Kulhavý Z, Doležal F, Fučík P, Kulhavý F, Kvítek T, Muzikář R, Soukup M, Švihla V. 2007. Management of agricultural drainage systems in the Czech Republic. *Irrigation and Drainage* **56**: 141–149. DOI 10.1002/ird.339.
- Kvítek T. 1985. Water regime and meadow ground-bearing capacity after its drainage (In Czech). PhD thesis. Czech University of Agriculture, Prague.
- Kvítek T, Kulhavý Z, Ficek R. 2009. Pressure infiltrometer for estimation of the field-saturated hydraulic conductivity. *Czech patent no. 300463*. Date issued: April 16, 2009.
- Lacas JL. 1976. Introduction à la méthodologie d'étude et d'utilisation des champs hydrothermiques des aquifères karstiques d'après l'exemple du site de l'exurgence de la source du Lez (In French). Hérault, France. C.E.R.H. Mem. X, Montpellier.
- Lesaffre B, Zimmer D. 1988. Subsurface drainage peak flows in shallow soil. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* **114**: 387–406.
- Maloszewski P, Zuber A. 1996. Lumped parameter models for the interpretation of environmental tracer data. In *Manual on Mathematical Models in Isotope Hydrology*: p. 9–58. IAEA-TECDOC-910. International Atomic Energy Agency. Wien.
- McDonnell JJ, Freer J, Hooper R, Kendall C, Burns D, Beven K, Peters J. 1996. New method developed for studying flow on hillslopes. *EOS Transactions American Geophysical Union* **77**: 465–465.
- Megahan WF, Clayton JL. 1983. Tracing subsurface flow on roadcuts on steep, forested slopes. *Soil Science Society of America Journal* **47**: 1063–1067.
- Milanović PT. 2001. *Geological engineering in karst*. Zebra Publishing. Belgrade.
- Mosley MP. 1979. Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. *Water Resources Research* **15**: 795–806.
- Nicholson HH. 1942. *The principles of field drainage*. Cambridge University Press: Cambridge.
- Parkinson RJ, Reid I. 1986. Effect of local ground slope on the performance of tile drains in a clay soil. *Journal of Agricultural Engineering Research* **34**: 123–132.
- Parkinson RJ, Twomlow SJ, Reid I. 1988. The hydrological response of a silty clay loam following drainagetreatment. *Agricultural Water Management* **14**: 125–136.
- Pelikán V, Běluša L, Doležal V, Hickl J, Klein F, Loupanec M. 1988. *Hydrogeology measurements (In Czech)*. SNTL/ALFA: Prague.
- Peters DL, Buttle JM, Taylor CH, LaZerte BD. 1995. Runoff production in a forested shallow soil, Canadian Shield basin. *Water Resources Research* **31**: 1291–1304.
- Reynolds WD, Elrick DE. 1990. Pondered infiltration from a single ring: I. Analysis of steady flow. *Soil Science Society of America Journal* **54**: 1233–1241.
- Šanda, M. 1999. Subsurface runoff generation on a slope. Ph.D. Thesis. Czech Technical University in Prague. Prague.
- Šanda M, Císlerová M. 2000. Observations of subsurface hillslope flow processes in the Jizera Mountains region, Czech Republic. *IHP-V Technical Documents in Hydrology* **37**: 219–226.
- Shanley JB, Peters NE. 1988. Preliminary observations of streamflow generation during storms in a forested piedmont watershed using temperature as a tracer. *Journal of Contaminant Hydrology* **3**: 349–365.
- Schilling KE, Helmers M. 2008. Tile drainage as karst: Conduit flow and diffuse flow in a tile-drained watershed. *Journal of Hydrology* **349**: 191–301.
- Soil Survey Staff. 2006. Keys to Soil Taxonomy, 10th ed. USDA-Natural Resources Conservation Service. Available at http://soils.usda.gov/technical/classification/tax_keys/ (verified 14 Oct. 2008). Washington, DC.
- Soilmoisture equipment corp. Model 2800K1 Guelph Permeameter—Operating Instructions. 2006. Available at <http://www.soilmoisture.com/PDF%20Files/82800k1.pdf> (verified 4 Nov. 2008). Santa Barbara, USA.
- Stillman JS, Hawas NW, Govindaraju RS, Suresh P, Rao PC. 2006. Semi-analytical model for transient flow to a subsurface tile drain. *Journal of Hydrology* **317**: 49–62.
- Stone M, Krishnappan BG. 2002. The effect of irrigation on tile sediment transport in a headwater stream. *Water Research* **36**: 3439–3448.
- Tesař M, Šír M, Lichner L'. 2003. Runoff formation in a small catchment. In: *Interdisciplinary approaches in small catchment hydrology: Monitoring and research*. Holko L, Miklánek P (eds), IHP-VI Technical Documents in Hydrology 67. Paris: UNESCO. 7–12.
- Tesař M, Šír M, Pražák J, Lichner L'. 2004. Instability driven flow and runoff formation in a small catchment. *Geologica Acta* **2**: 147–156.
- Tiemeyer B, Moussa R, Lennartz B, Voltz M. 2007. MHYDAS-DRAIN: A spatially distributed model for small, artificially drained lowland catchments. *Ecological Modelling* **299**: 2–20.
- Tsukamoto Y, Ohta T. 1988. Runoff process on a steep forested slope. *Journal of Hydrology* **102**: 165–178.
- Uhlenbrook S, Hoeg S. 2003. Quantifying uncertainties in tracer-based hydrograph separations: a case study for two-, three- and five-component hydrograph separations in a mountainous catchment. *Hydrological Processes* **17**: 431–453. DOI: 10.1002/hyp.1134.
- Vogel T, Císlerová M, Šanda M. 2003. Modeling formation of runoff in soil with preferential pathways. *Acta Hydrologica Slovaca* **4**: 307–312.
- Westhoff MC, Savenije HHG, Luxemburg WMJ, Stelling GS, van de Giesen NC, Selker JS, Pfister L, Uhlenbrook S. 2007. A distributed stream temperature model using high resolution temperature observations. *Hydrological Earth System Science* **11**: 1469–1480.
- Wilson GV, Jardine PM, Luxmoore RJ, Jones JR. 1990. Hydrology of a forested hillslope during storm events. *Geoderma* **46**: 119–138.
- World reference base for soil resources 2006. 2006. *World soil resources reports 103*. Food and agriculture organization of the United Nations. Rome.
- Žák K, Hladíková J, Buzek F, Kadlecová R, Ložek V, Cílek V, Kadlec J, Žigová A, Bruthans J, Šastný M. 2001. Karstic spring and calcareous tufa accumulation of Holocene age in Svatý Jan pod Skalou (Bohemian Karst). *Czech Geological Survey Special Papers* **13**: 135. Prague.
- Zehe E, Flühler H. 2001. Preferential transport of isotoproturan at a plot scale and a field scale tile-drained site. *Journal of Hydrology* **247**: 100–115.

Hodnocení kvality podzemní vody po kejdivání a mulčování trvalého travního porostu

Renata Duffková, Antonín Zajíček

Klíčová slova

travní porost – ochranná funkce – kejdivání – mulč – lyzimetrie – dusík – fosfor

Souhrn

Ochranná funkce trvalých travních porostů (TTP) byla testována pomocí aplikace kejdy skotu v dávkách 60 (K1), 120 (K2), 180 (K3) a 240 (K4) kg N.ha⁻¹.rok⁻¹ a mulčováním třikrát ročně na 3 lokalitách vybavených drenážními lyzimetry, které představovaly různé svahové zóny povodí (krystalinikum, Českomoravská vrchovina). Infiltrační zóna (M) byla tvořena mělkou, vysoce propustnou půdou, transportní (H2) a akumulací zóna (H1) hlubokou půdou s odlišným zrnitostním složením a střední infiltrační schopností.

Jediná z variant, která vykazovala zvýšené koncentrace a odnosy dusíkatých látek v podzemních (lyzimetrických) vodách, byla K4, ale i zde celkové odnosy půdního minerálního a organického dusíku byly velmi nízké, nepřesahující 1,5 kg N.ha⁻¹.rok⁻¹ (M). Kejdivání ani mulčování nemělo vliv na koncentraci a odnos fosforu. Voda do lyzimetrů pronikla pouze při jarním tání a po výrazných srážkách, v nejvyšším množství na propustné M. Se snižujícím se průsakem vody do lyzimetrů se koncentrace amonných iontů a dusičnanů (vegetační období) zvyšovaly, naopak koncentrace organického dusíku a dusičnanů (jarní tání) se snižovaly. Koncentrace fosforu se sice se zvyšujícím odtokem snižovaly v rámci lokalit, avšak byly nejvyšší v nejnižších letech.

Úvod

Trvalé travní porosty mají v důsledku svého morfologického utváření vynikající mimoprodukční funkci pro ochranu půdy a vody [1]. Tím, že významně omezují proplavování aplikovaných živin do povrchových i podzemních vod, jsou vysoce ceněnou kulturou v ochranných pásmech vodních zdrojů (OPVZ), tj. v územích zodpovědných za tvorbu množství a jakosti povrchových a podzemních vod sloužících pro pitné účely a dále ve zranitelných oblastech dusičnany (ZOD). V ZOD byla stanovena závazná pravidla zemědělského hospodaření s ohledem na ochranu vod před znečištěním dusičnany ze zemědělských zdrojů (Akční program a Zásady správné zemědělské praxe pro ochranu vod před znečištěním dusičnany), která vycházejí z Nitrátové směrnice a jejího prováděcího předpisu (nařízení vlády č. 103/2003 Sb., o stanovení zranitelných oblastí a o používání a skladování hnojiv a statkových hnojiv, střídání plodin a provádění protierozních opatření v těchto oblastech). Významné riziko znečištění podzemní i povrchové vody představuje hnojivo s rychle uvolnitelným dusíkem – kejda (směs částečně zkvašených tuhých a tekutých výkalů hospodářských zvířat a zbytků krmiv s různým podílem technologické vody), jejíž aplikační zásady obsahuje i Akční program. Nejvyšší riziko vyplavení je při aplikaci kejdy na podzim, kdy nevyužitá živina zůstává v půdě a odnos v průběhu větších srážko-odtokových událostí či jarního tání může být až 20 kg N.ha⁻¹ [2]. Proto na TTP a orné půdě je v ZOD podle klimatických regionů zcela zakázáno kejdivat od 5. 11. nebo 15. 11. do 31. 1. nebo 28. 2. Na orné půdě je zakázáno či omezeno kejdivání v období od 15. 6. do začátku období zákazu.

V OPVZ dosud nejsou striktně určena pravidla užití dusíkatých hnojiv, čili omezení jejich užívání existuje pouze v případě, že OPVZ se nachází v ZOD.

K vyplavení živin dochází, když je vodní bilance pozitivní, tj. srážky jsou vyšší než evapotranspirace [3] a dochází k němu snadněji z minerálních hnojiv s dusičnanovou nebo amonnou formou dusíku než z organických hnojiv (např. kejdy), kde probíhá pomalejší mineralizace organického dusíku a imobilizace amonného iontu. V případě užití kejdy je ztráta dusíkatých látek volatilizací větší než vyplavením z půdního profilu [4]. Snižování procentického vyplavení

dusíku a zvýšení efektivity využití dusíku lze dosáhnout nejen omezením celkové dávky aplikovaného hnojiva, ale také jejím dělením na 2–3 dílčí dávky, čímž dojde ke snížení ztrát cca o 30 % [5]. Dávky do 200 kg N.ha⁻¹.rok⁻¹ jsou považovány za bezpečné z hlediska ochrany podzemní vody [6]. Z hlediska typu půdy jsou dusičnany účinněji sorbovány ve strukturních půdách s dobře vyvinutými kapilárními póry, tj. v méně propustných půdách [7]. Z hlediska fosforu je kejda skotu uvažována jako hnojivo bohaté na fosfor, avšak s nízkým exportem do povrchových vod [8].

Cílem příspěvku bylo především zhodnotit, jaký dopad bude mít dávka aplikované kejdy skotu na vyplavování různých forem půdního dusíku a celkového fosforu v závislosti na půdním typu, čerpání živin porostem a průběhu srážek v jednotlivých ročnících. Nové poznatky by mohly být využity při revizi Akčního programu a jako podklady pro rozhodovací procesy o hospodaření v OPVZ pro podniky Povodí.

Materiál a metoda

Experiment byl založen na třech různých travních lokalitách odpovídajících svahovým oblastem povodí (infiltrační, transportní a akumulací oblast), a to v katastrálním území Vadčice na Pelhřimovsku na Českomoravské vrchovině (krystalinikum, povodí Želivky, cca 500 m n. m.). Lokalita infiltrační oblasti (M) byla založena na mělké půdě (ranker kambický, BPEJ 73716) s vysokou infiltrační schopností a propustností. Lokalita akumulací (H1) a transportní oblasti (H2) se střední infiltrační schopností byly na půdách hlubokých s rozdílným zrnitostním složením (H1 koluvizem modální, bonitačně odpovídá fluvizem modální, hlavní půdní jednotka 56, H2 kambizem modální, BPEJ 72941). Dlouhodobý úhrn srážek za období 1951–2000 pro stanici ČHMÚ Pelhřimov činí 660 mm a ve vegetačním období 425 mm. Průměrná teplota vzduchu (Přibyslav, 1951–2000) je 6,7 °C, ve vegetačním období 12,8 °C.

Na každé ze tří lokalit bylo celkem 21 obdélníkových parcel o velikosti 15 m² (3 x 5 m), které byly ve třech opakováních využívány od r. 2007 sedmi různými způsoby:

1. varianta M3x: třísečná + mulč,
2. varianta S3x: třísečný porost bez jakéhokoliv hnojení,
3. varianta N: nesečený porost – lada,
4. varianta K1: kejdivaná, 60 kg N.ha⁻¹, třísečná
5. varianta K2: kejdivaná, 120 kg N.ha⁻¹, třísečná,
6. varianta K3: kejdivaná, 180 kg N.ha⁻¹, třísečná,
7. varianta K4: kejdivaná, 240 kg N.ha⁻¹, třísečná.

Aplikace kejdy byla prováděna konvemi, a to:

na K1 v 1. dekádě IV.,

na K2 – 60 kg v 1. dekádě IV., 60 kg po 2. seči na konci 7.,

na K3 – 60 kg v 1. dekádě IV., 60 kg po 2. seči, 60 kg na konci vegetačního období po 3. seči,

na K4 120 kg v 1. dekádě IV., 60 kg po 2. seči, 60 kg po 3. seči.

Všechny parcely byly osazeny lyzimetry o ploše 0,25 m² (rozměry 1,0 x 0,25 m), které byly vytvořeny z pozinkovaného plechu a pokryté vrstvou plastu. Byly naplněny šterkem, obaleny geotextilií a umístěny po jednom na každé parcele bočně do neporušeného půdního profilu v hloubce 0,6 (H1 a H2) nebo 0,3 m (M). Voda protéká půdním profilem do lyzimetrů byla shromažďována do kanystrů o objemu 15 l napojených hadičkou na lyzimet. Voda z kanystrů byla vysávána pomocí čerpadla a poté měřen její objem.

Vzorky vody z lyzimetrů byly v letech 2007–2010 odebírány v lednu až září ve čtrnáctidenních intervalech nebo podle potřeby (po významnějších srážkách, tání sněhu) a byly podrobeny rozboru v laboratoři. Pro účely příspěvku byly vybrány následující parametry: obsah amonného dusíku (N-NH₄⁺, mg.l⁻¹), dusičnanového dusíku (N-NO₃⁻, mg.l⁻¹), organického dusíku (Norg, mg.l⁻¹) a celkového fosforu (P-PO₄⁻, mg.l⁻¹).

Amonné ionty [9], dusičnany [10] a fosforečnany [11] byly stanoveny fotometricky průtokovou analýzou na přístroji Skalar. Celkový fosfor byl převeden na fosforečnany UV digescí a organický dusík na amonné ionty mineralizací dle Kjeldahla.

Z koncentrací látek a odpovídajícího objemu vody byl vypočítán odnos látky v kg.ha⁻¹.

Pro porovnání jednotlivých lokalit, let a variant byla použita vícefaktorová analýza rozptylu (ANOVA), která byla aplikována na pořadí daného parametru v testované skupině (tzv. rank transformation). Testované skupiny představovaly 1) celé období (I.–IX., X.–XII. proteklo zanedbatelné, tj. nehodnotitelné množství vody), 2) období tání sněhu, 3) vegetační období (IV.–IX.). Tento typ ANOVY je více robustní vůči narušení předpokladů ANOVY (normální rozdělení dat, konstantní variance a vyváženost dat) a odlehlym hodnotám.



Graficky jsou výsledky prezentovány pomocí Box-plotů (krabicových diagramů). „Krabice“ jsou ohraničeny shora a zdola čarami, které odpovídají hornímu (75 %), resp. dolnímu (25 %) kvartilu. Podélná čára a křížek uvnitř grafu představují medián a aritmetický průměr. Z grafu vycházejí na obě strany úsečky představující minimum a maximum. Křížky mimo graf označují odlehle hodnoty. Hodnocení průměru výsledků (z lokalit, let a variant) bylo vztaženo na mediány.

Tab. 1. Roční úhrn srážek a průměrný odtok ze tří lokalit v jednotlivých letech sledování, Vadčice (avg. – aritmetický průměr, med. – medián)

	Srážky	H1 avg.	H2 avg.	M avg.	H1 med.	H2 med.	M med.
Rok	mm/rok	mm/rok	mm/rok	mm/rok	mm/rok	mm/rok	mm/rok
2007	703,00	6,79	4,06	14,35	5,44	2,16	8,68
2008	521,00	5,25	3,26	8,70	5,25	1,41	5,76
2009	659,00	9,92	9,89	11,37	4,32	5,44	5,48
2010	818,00	13,24	7,04	31,21	10,32	2,66	26,22

Výsledky

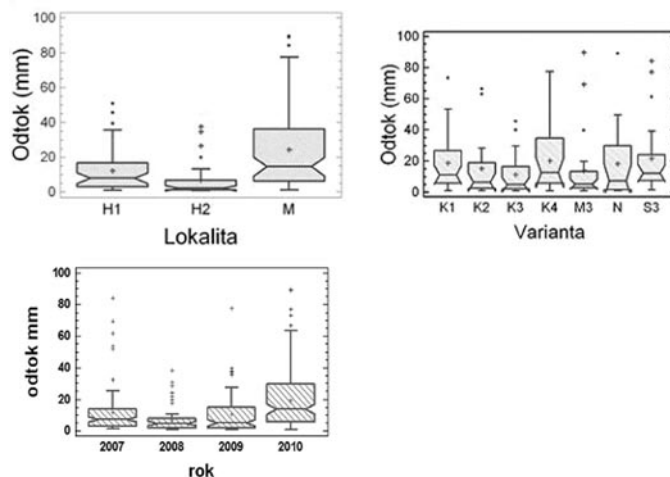
Statistickým zhodnocením bylo zjištěno, že koncentrace a odnos látek nevyužitých porostem do podzemní (lyzimetrické) vody nebyly ovlivněny pouze jejich přísunem v hnojivech, ale také průběhem počasí v jednotlivých letech, půdním typem a čerpáním živin porostem.

Hodnocení průměrného množství vody odteklé do lyzimetrů (mm.rok⁻¹)

Odtok vody a srážky v jednotlivých letech a lokalitách experimentu jsou zobrazeny v **tab. 1**. Nejvíce vody do lyzimetrů prosákló v infiltrační oblasti (lokalita M), kde byl zjištěn průměrný roční odtok 16,6 mm, následovala oblast akumulací (lokalita H1) s průměrným ročním odtokem 8,0 mm. Nejnižší odtok byl zjištěn v transportní oblasti (lokalita H2), kde byl průměrný odtok pouze 2,2 mm.rok⁻¹. Tento fakt byl způsoben jihovýchodní expozicí lokality a tím vyšší evapotranspirací ve srovnání s lokalitami H1 a M (**obr. 1**). V období tání sněhu ovšem fenomén evapotranspirace odpadl a voda infiltrovala do lyzimetrů na základě zrnitostního složení půd. To znamená, že průsak na lokalitě M (7,7 mm) byl větší než na H2 (6,4 mm) a H1 (4,8 mm). Nejvyšší průsak měla varianta S3, K1, K4 (**Obr. 1**). Množství prosáklé vody mělo vliv na koncentrace sledovaných látek, kdy se snižujícím se průsakem rostly koncentrace N-NO₃ (ve vegetačním období), N-NH₄ a P-PO₄ (ne úplně jednoznačně) a klesaly koncentrace N_{org}. Je tedy možno konstatovat, že i velikost evapotranspirace měla vliv na koncentrace sledovaných látek v lyzimetrických vodách.

Hodnocení průměrné koncentrace (mg.l⁻¹) a odnosu (kg.ha⁻¹.rok⁻¹) amonického dusíku

Velikost koncentrací N-NH₄ byla závislá na velikosti odtoku jak z hlediska jednotlivých lokalit, kdy nejvyšší koncentrace byly změřeny na lokalitě H2 (transportní oblast) s nejnižším odtokem, tak z hlediska jednotlivých let sledování, kdy v nejvlhčím roce 2010 byly koncentrace N-NH₄ nejnižší (**obr. 2**). V průběhu pokusu však jednoznačně neplatilo, že se zvyšujícím se úhrnem srážek striktně klesá koncentrace. Průměrný roční odnos byl v závislosti na velikosti odtoku z jednotlivých lokalit

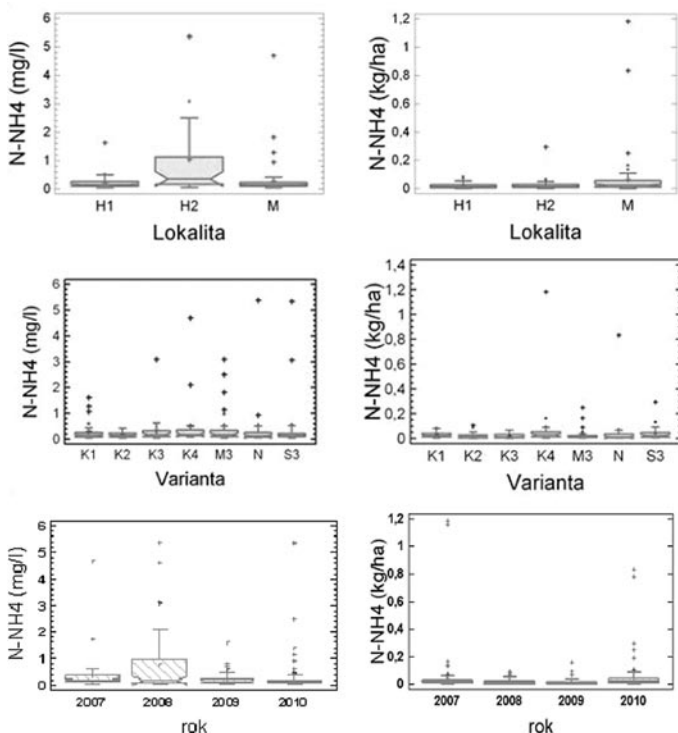


Obr. 1. Boxploty průměrného množství lyzimetrické vody jednotlivých lokalit, variant a let, Vadčice 2007–2010

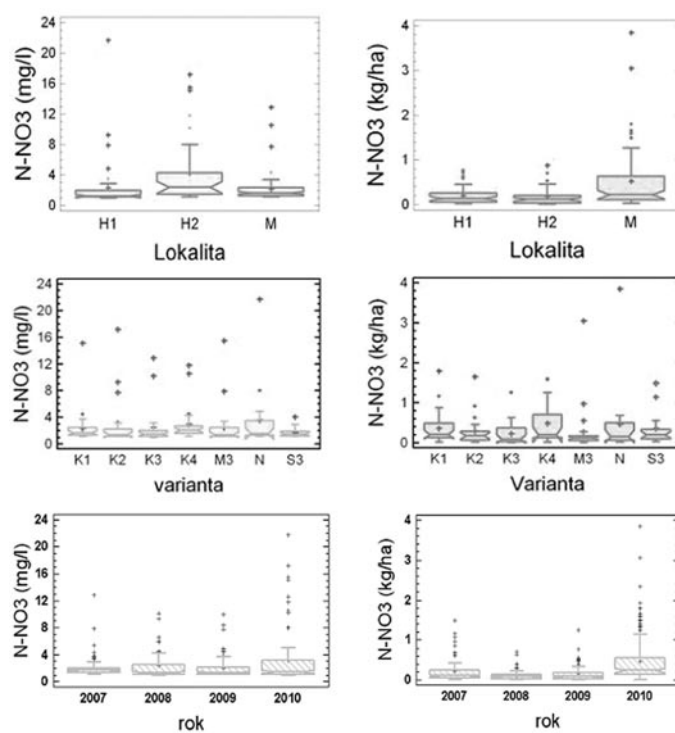
(nejvyšší na nejvíce propustné lokalitě M, **obr. 2**) i let sledování, kdy zejména v průběhu jarních tání vlhčích let (2007, 2009 a 2010) byl odnos vyšší než v nejsušším roce 2008 (**obr. 2**). Z hlediska variant byl odnos nejvyšší na nejvíce hnojené variantě K4 (**obr. 2**).

Hodnocení průměrné koncentrace (mg.l⁻¹) a odnosu (kg.ha⁻¹.rok⁻¹) dusičnanového dusíku

Koncentrace dusičnanů se se zvyšujícím odtokem během jarního tání zvyšovaly a během vegetačního období snižovaly. Nejvyšší průměrné koncentrace N-NO₃ proto byly opět na lokalitě H2 (transportní oblast) v důsledku nejnižších průsaků vody do lyzimetrů ve vegetačním období (**obr. 3**). Na lokalitě M s nejvyšším průsakem však byly průměrné koncentrace vyšší než na H1 (**obr. 3**). To souviselo s nižším



Obr. 2. Boxploty průměrných koncentrací a odnosů N-NH₄ jednotlivých lokalit, variant a let, Vadčice 2007–2010



Obr. 3. Boxploty průměrných koncentrací a odnosů N-NO₃ jednotlivých lokalit, variant a let, Vadčice 2007–2010



odběrem dusíku porostem v důsledku nižšího výnosu suché hmoty a s nižší retencí dusičnanů v půdních kapilárních pórech [7]. Během tání sněhu rozdíly v koncentracích mezi lokalitami neexistovaly a velikost odnosu závisela na propustnosti půdního typu. Průměrný odnos dusičnanů za rok byl opět nejvyšší na lokalitě M (obr. 3).

Z hlediska jednotlivých let sledování koncentrace dusičnanů nevykázaly průkazné rozdíly (obr. 3). Odnosy z jednotlivých let odpovídaly úhrnu srážek, tzn. stoupaly se zvyšujícím se úhrnem srážek (nejnižší v letech 2008 a 2009, vyšší ve vlhkých letech 2007 a 2010, obr. 3).

Z hlediska variant byly koncentrace i odnosy dusičnanů nejvyšší na nejvíce hnojené variantě K4 (obr. 3).

Hodnocení průměrné koncentrace (mg.l⁻¹) a odnosů (kg.ha^{-1.rok⁻¹) organického dusíku}

Koncentrace organického dusíku rostly se zvyšujícím se průsakem a byly včetně odnosu nejvyšší na lokalitě M (obr. 4) a zároveň v nejlhčím roce (2010, obr. 4).

Odnosy byly nejvyšší na K4 a K1 v důsledku nejvyššího množství odtokové vody do lyzimetrů těchto variant (obr. 4).

Hodnocení průměrné koncentrace (mg.l⁻¹) a odnosů (kg.ha^{-1.rok⁻¹) celkového fosforu}

Koncentrace fosforu na jednotlivých lokalitách se snižovala (řadila) se vzrůstajícím průsakem (H2 > H1, M, obr. 5). Odnos byl v přímé souvislosti s průsakem (nejvyšší na M a nejnižší na H2).

Odnosy i koncentrace v jednotlivých letech souvisely s odtokem. V roce s nejnižším odtokem (2008) je nejnižší koncentrace i odnos, naopak je tomu v roce s nejvyšším odtokem (2010, obr. 5).

Odnosy z jednotlivých variant byly bez průkazných rozdílů (obr. 5).

Diskuse a závěr

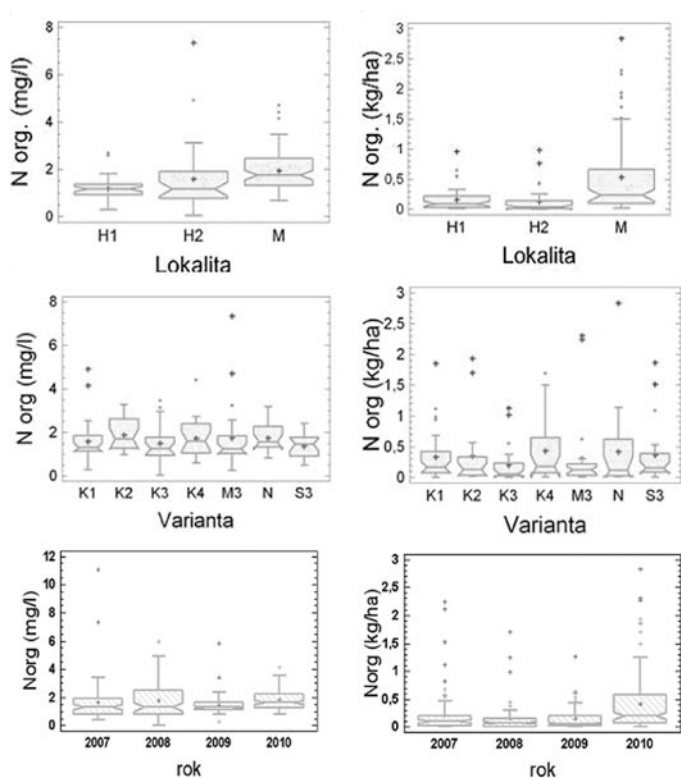
Výsledky prokázaly velmi nízké vyplavování látek po kejdivání TTP. Jsou v souladu s domácí [12] i zahraniční literaturou [13, 14], kde je uvedeno, že aplikace minerálních hnojiv a/nebo kejdy skotu na TTP do maximální dávky 350 kg N.ha⁻¹ neprokázala překročení limitu dusičnanů pro pitnou vodu (50 mg.l⁻¹) v podzemní vodě.

Kejdivání TTP tedy představuje možnost bezrizikového využití kejdy z hlediska kvality podzemní vody po celou dobu vegetace (od počátku dubna do konce září) ve všech hydrogeologických zónách povodí. To znamená, že toto využití kejdy podporuje vyprázdnění jímek s kejdou v kritickém období před nástupem zimy (ačkoliv z hlediska výnosů je doporučováno aplikovat největší dávku na jaře [4]), kdy může aplikace kejdy na ornou půdu představovat rizikový zásah z hlediska znečištění podzemní i povrchové vody. Zároveň použití kejdy na TTP může vyřešit s nejmenším rizikem havarijní situaci spočívající v nutnosti vyprázdnit jímku i v období zákazu aplikace kejdy. V žádném případě však nesmí být porušeny Zásady správné zemědělské praxe pro ochranu vody před znečištěním dusičnany.

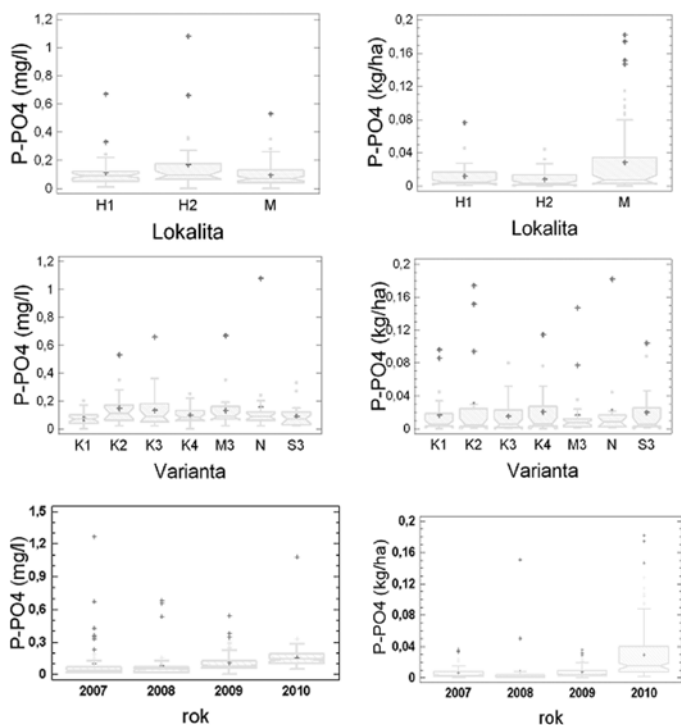
Poděkování: Práce vznikla za finanční podpory Výzkumného záměru ministerstva zemědělství ČR 0002704902-03-01.

Literatura

- [1] Rychnovská, M., Balátová-Tuláčková, E., Úlehlová, B., Pelikán, J. (1985). Ekologie lučních porostů, Academia Praha. 292 s.
- [2] Pandey, S. P., Cameron K. C., Dakers, A. J. (1992). Nitrogen leaching losses from pig slurry applied to a shallow soil. *Bioresource Technology* 41 (3), 251-258.
- [3] Lehmann, J., Schroth, G. (2003). Nutrient leaching. In: Schroth, G., Sinclair, F.L. (eds.) *Trees, crops and soil fertility – Concepts and Research methods*. CAB International, Wallingford, UK, 151 – 166.
- [4] Matsunaka, T., Sawamoto, T., Ishimura, H., Takakura, K., Takekawa, A. (2006). Efficient use of digested cattle slurry from biogas plant with respect to nitrogen recycling in grassland. *International Congress Series* 1293, 242–252.
- [5] Cameron, K.C., Di, H.J. (2004). Nitrogen leaching losses from different forms and rates of farm effluent applied to a Templeton soil in Canterbury, New Zealand. *New Zealand Journal of Agricultural Research* 47, 429 – 437.
- [6] Fiala, J. (2002). Současné systémy obhospodařování travních porostů – (1.část), Úroda 6, 9-11.
- [7] Scholefield, D., Stone, A.C. (1995). Nutrient losses in runoff water following application of different fertilisers to grassland cut for silage. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 55, 181-191.
- [8] Butler, D.M., Franklin, D.H., Cabrera, M.L., Risse, L.M., Radcliffe D.E., West, L.T., Gaskin, J.W. (2010). Assessment of the Georgia Phosphorus Index on farm at the field scale for grassland management. *Journal of soil and water conservation* 65 (3), 200-210.
- [9] ČSN EN ISO 11732 (1998). Stanovení amoniakálního dusíku průtokovou analýzou



Obr. 4. Boxploty průměrných koncentrací a odnosů N_{org} jednotlivých lokalit, variant a let, Vadčice 2007–2010



Obr. 5. Boxploty průměrných koncentrací a odnosů P-PO₄ jednotlivých lokalit, variant a let, Vadčice 2007–2010

(CFA a FIA) a spektrofotometrickou detekcí.

- [10] ČSN EN ISO 13395 (1997). Stanovení dusitanového a dusičnanového dusíku a sumy obou průtokovou analýzou (CFA a FIA) se spektrofotometrickou detekcí.
- [11] ČSN EN ISO 15681-2 (2005). Jakost vod – Stanovení orthofosforečnanů a celkového fosforu průtokovou analýzou (FIA a CFA) – část 2: Metoda kontinuální průtokové analýzy (CFA).
- [12] Havelka, F., Šonka, J. (1990). Effectiveness of the retention function of meadow swards. *Rostlinná výroba* 36 (5), 471 – 480.
- [13] Saarijärvi, K., Virkajärvi, P., Heinonen-Tanski, H., Taipalinen, I. (2004). N and P leaching and microbial contamination from intensively managed pasture and cut sward on sandy soil in Finland. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 104, 621-630.

[14] Wachendorf, M., Buchter, M., Trott, H., Taube, F. (2004). Performance and environmental effects of forage production on sandy soils. II. Impact of defoliation system and nitrogen input on nitrate leaching losses. *Grass and Forage Science* 59 (1), 56 – 68.

Ing. Renata Duffková, Ph.D. (autor pro korespondenci)
Mgr. Antonín Zajíček
Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i.
Žabovřeská 250
156 27 Praha 5 – Zbraslav
tel.: 257 027 279
e-mail: duffkova.renata@vumop.cz

Evaluation of groundwater quality under perennial grassland after slurry application and mulching (Duffková, R.; Zajíček, A.)

Key words

grassland – protective function – application of slurry – mulching – lysimeters – nitrogen – phosphorus

Protective function of perennial grassland was tested by slurry application and mulching on three experimental fields in Bohemomoravian highlands (crystalline rocks) placed in different slope

zones, which were equipped with drainage lysimeters. Recharge (infiltration) area (M) was characterised by shallow and permeable soil, transient (H2) and discharge (H1) areas had deeper soils with different grain size distribution and intermediate infiltration rate. Slurry was applied three times a year in the different amounts of 60 (K1), 120 (K2), 180 (K3) and 240 (K4) kg N·ha⁻¹·year⁻¹.

The only variant which shown increased nitrogen concentration and loss was K4 (240 kg N·ha⁻¹·year⁻¹), nevertheless the total organic and anorganic nitrogen losses were under 1,5 kg N·ha⁻¹·year⁻¹ (M). Both, slurry application and mulching did not show any effect on phosphorus concentration and loss. Water in lysimeters appeared only after snowmelt and heavy rainfall events, the biggest amount was measured in most permeable shallow soil (M). While concentrations of ammonium, nitrate and phosphorus increased with increasing runoff, organic nitrogen concentration decreased.

Slurry application on perennial grassland was revealed as possible slurry usage without any hazard of soil and water contamination during whole vegetation season in all slope zones within the catchment.

Tento článek byl recenzován a je otevřen k diskusi do 31. srpna 2011. Rozsah diskusního příspěvku je omezen na 2 normostrany A4, a to včetně tabulek a obrázků. Příspěvky pošlete na e-mail stransky@vodnihospodarstvi.cz.

Aplikace vytěžených sedimentů na zemědělskou půdu – poznatky o využití limitních hodnot rizikových látek

Radim Vácha, Jarmila Čechmánková, Jan Skála, Pavel Čermák

Klíčová slova

vytěžené sedimenty – rizikové prvky – perzistentní organické polutanty – limitní hodnoty

Souhrn

Byl odebrán soubor 30 vzorků vytěžených sedimentů. Vzorky sedimentů byly rozděleny do čtyř skupin, na sedimenty polních, návesních a lesních nádrží a sedimenty říční. Vzorky byly odebrány ze dna vypuštěných nádrží a z dlouhodobě ložených sedimentů na hromadách. Ve vzorcích byly stanoveny základní charakteristiky (pH, KVK, obsah výměnných forem Al, obsah a kvalita organické hmoty), obsahy potenciálně rizikových prvků a perzistentních organických polutantů a porovnány mezi jednotlivými skupinami sedimentů. Bylo provedeno srovnání obsahů rizikových látek s limitními obsahy ve vyhlášce č. 257/2009 Sb. Byla potvrzena možnost využití mobilních forem rizikových prvků pro rozlišení antropogenní a geogenní zátěže v sedimentech. Z perzistentních organických polutantů je nejvíce problematická skupina polycyklických aromatických uhlovodíků. Zátěž sedimentů je určena primárně zdroji kontaminace.

Úvod

Bezriziková aplikace vytěžených sedimentů na zemědělskou půdu je jedním z optimálních způsobů nakládání s nimi. Limitování obsahů nežádoucích látek v sedimentech je vzhledem k jejich časté zátěži rizikovými látkami nutností (Hilschnerová et al., 2007). Až do roku 2009 nebyla aplikace sedimentů na zemědělskou půdu v ČR řízena speciálním legislativním předpisem. V roce 2009 vešla v České republice v platnost společná vyhláška MZe a MŽP č. 257/2009 Sb., která stanoví limitní obsahy rizikových látek v sedimentu a v půdě, na kterou má být sediment použit. Obdobný princip využívá také vyhláška o použití upravených kalů ČOV na zemědělské půdě (vyhláška MŽP č. 382/2001 Sb.). Vyhláška stanoví kromě maximálně

připustných obsahů potenciálně rizikových prvků a perzistentních organických polutantů další ukazatele (Čermák, 2010), jakými jsou minimální obsah živin, obsah skeletu, aplikační dávky sedimentu, mikrobiologické ukazatele a testy ekotoxicity (využívané pouze v odůvodněných případech) a zásady aplikace vytěžených sedimentů na zemědělskou půdu. Filozofie tvorby limitních hodnot rizikových látek pro potřeby vyhlášky č. 257/2009 Sb. je popsána v komentáři autorů Vácha et al. (2010). Předložený příspěvek shrnuje poznatky projektu, zaměřeného na ověření relevance již legislativně závazných limitních hodnot rizikových prvků a perzistentních organických polutantů v sedimentech.

Metodika

Projekt se soustředí na dvě problémové oblasti, ověření „nastavení“ limitních hodnot perzistentních organických polutantů (POP) v sedimentech a půdě po jejich aplikaci a sledování mobilních obsahů rizikových prvků v sedimentech a půdě po jejich aplikaci. Rozsah sledovaných skupin POP v půdě a sedimentu není identický, zatímco v sedimentu je sledováno 5 skupin látek (BTEX, PAU, PCB₇, DDT, uhlovodíky C₁₀-C₄₀), **tabulka 1**, v půdě jsou to pouze dvě (PAU, PCB₇), **tabulka 2**.

Je tak zohledněn požadavek maximálně možného zjednodušení legislativy, kdy do sledování v půdě jsou zahrnuty pouze nejrizikovější skupiny látek, zatímco v sedimentu se jedná o látky, jejichž přítomnost je reálné v daném prostředí očekávat.

Vyhláška č. 257/2009 Sb. udává pouze celkové (pseudototální) obsahy (výluh lučavkou královskou) rizikových prvků (RP). Cílem projektu MZe ČR a NAZV QH 82083 „Možnosti a limity využití rybníčních a říčních sedimentů v zemědělství“, koordinovaného Výzkumným ústavem meliorací a ochrany půdy, v.v.i. a řešeného dále Masarykovou univerzi-

Tabulka 1. Vyhláška č. 257/2009 Sb., o používání sedimentů na zemědělské půdě, mezní koncentrace POP v sedimentu

Sledovaná látka	Obsah (mg/kg)
PAU	6
PCB ₇	0,2
BTEX	0,4
C ₁₀ -C ₄₀	300
Suma DDT	0,1

Tabulka 2. Vyhláška č. 257/2009 Sb., o používání sedimentů na zemědělské půdě, mezní koncentrace POP v půdě

Sledovaná látka	Obsah (mg/kg)	
	Běžné půdy	Lehké půdy
PAU	1,0	1,0
PCB ₇	0,02	0,02



Vliv využití půdy ve zdrojové oblasti na velikost drenážního odtoku

Antonín Zajíček, Tomáš Kvítek, Renata Duffková, Pavel Tachecí

Klíčová slova

drenážní odtok – aktuální evapotranspirace – využití půdy – zdrojová oblast

Souhrn

Na malém, zemědělsky využívaném povodí Dehtáře (Českomoravská vrchovina) byl zkoumán vliv využití půdy ve zdrojové oblasti na velikost drenážního odtoku. Pomocí analýzy dvojné součtové čáry a empirických čar překročení drenážních odtoků a jejich porovnáním s hodnotami aktuální (E_a) a referenční evapotranspirace (E_r) bylo zjištěno, že některé plodiny významně ovlivňují velikost podpovrchového (drenážního) odtoku prostřednictvím rozdílných hodnot E_a. Jetel luční ve zdrojové oblasti měl hodnoty E_a o 26 % vyšší než obiloviny, což představuje až 80 mm vody, která nemohla v průběhu vegetační sezóny infiltrovat do půdy. Tento porost dokonce vykazoval vyšší hodnoty E_a než vodou dobře zásobený trvalý travní porost v oblasti výtokové. Naopak trvalý travní porost ve zdrojové oblasti neměl na velikost drenážního odtoku žádný prokazatelný vliv.

1. Úvod

Výzkum vlivu změny využití půdy na odtok má dlouhou tradici ve světě i v České republice, např. v oblasti Jeseníků již od roku 1927. Většina těchto výzkumů je zaměřena na změnu povrchového odtoku, zejména po odlesnění, jako např. práce [1, 2, 3] v oblasti Beskyd a v Jižerských horách.

Způsob využití půdy však má vliv nejen na povrchový odtok, ale také na velikost zásoby vody v půdě, její doplňování a velikost podpovrchového odtoku [4]. Tato skutečnost je důležitá pro velké množství malých odvodněných povodí situovaných v úpatních podmínkách vrchovin a hornatin České republiky, kde drenážní (mělký podpovrchový) odtok je často jediným odtokem z těchto povodí, a zároveň také představuje podstatný příspěvek k povrchovému odtoku z povodí IV. řádu [5]. Drenáže samy o sobě modifikují odtok z povodí, když představují přímé spojení mezi zdrojovou a výtokovou oblastí. Proto existuje předpoklad, že změny využití půdy se na drenážním odtoku velmi rychle projeví. Způsob využití půdy může ovlivnit

podpovrchový odtok přímo vlastnostmi jeho rostlinného pokryvu [6] nebo mechanicky, kdy například intenzivní agrotechnika zhoršuje půdní strukturu utužením a tvořením povrchové krusty, což vede k rychlému a náhlému zvýšení povrchového odtoku na úkor infiltrace vody do půdy [7]. Vlastní rostlinný povrch potom především pomocí intercepce a evapotranspirace ovlivňuje velikost infiltrace vody do půdy. Zejména evapotranspirace je významnou složkou vodní bilance povodí. Změnou evapotranspirace po změně rostlinného pokryvu je možné nejen ovlivnit rychlost a velikost povrchového odtoku [8], ale také množství vody, která by mohla infiltrovat do půdy a stát se součástí odtoku podpovrchového (drenážního). Velikost aktuální evapotranspirace (E_a) je jeden z nejdůležitějších indikátorů využití vody v povodí. Obecným problémem využívání dat o evapotranspiraci při hodnocení vodní bilance území je správné určení velikosti E_a [9]. E_a se tradičně počítá z potenciální (případně referenční) evapotranspirace pomocí plodinových koeficientů [10], problémem těchto výpočtů je však skutečnost, že E_a konkrétní plodiny může mít v různých půdních podmínkách, resp. geomorfologických zónách povodí výrazně rozdílné hodnoty [11].

Cílem této práce bylo zjistit případnou změnu velikosti drenážního odtoku po změně využití půdy ve zdrojové oblasti a zhodnotit vliv evapotranspirace různých plodin v různých geomorfologických zónách.

2. Materiál a metody

Výzkum změny odtoku vlivem změny využití půdy probíhal na experimentálním povodí Dehtáře, které se nachází na Českomoravské vrchovině mezi městy Humpolec a Pelhřimov. Povodí leží v nadmořské výšce od 497,0 do 549,8 m a má plochu 57,9 ha. Pokryto je převážně zemědělskou půdou s malým zastoupením lesa. Zemědělská půda je většinou využita jako orná, cca 30 % povodí jako trvalý travní porost (**obr. 1**). Srážkový úhrn se pohybuje ve vegetačním období od 350 do 450 mm, v zimních měsících od 250 do 300 mm, průměrný roční úhrn je 666 mm. Substrátem jsou částečně migmatizované pararyly v různém stádiu rozpadu. Kvarterní sedimenty jsou zastoupeny svahovými písky a hlínami, které dosahují mocnosti 1–2 m. Půdní složení je značně variabilní, ve výtokové oblasti se vyskytují kambizemě oglejené, pseudogleje, gleje i náznaky organozemí. Ve zdrojové oblasti je půdní povrch více homogenní, převažují kambizemě modální, rankerové a arenické. Poblíž rozvodnice jsou půdy mělké s vyšším obsahem písku a často kamenité, ve středních partiích svahů převažují půdy písčitolhinité a v dolní části povodí, zejména v jeho ose, se vyskytují půdy hlubší a těžší, často zajielené. Druhý půdní horizont ve výtokové oblasti ležící v hloubce 40–60 cm (tj. mezi povrchem a drény) působí jako izolátor, který zpomaluje, až znemožňuje vertikální pohyb vody půdou. Pro území jsou charakteristické mělké zvodně vázané na kvartérní propustné uloženiny. Ve středních částech svahů byly zjištěny sezónní vzestupné pramenné vývěry, jež představují významné lokální a liniové zdroje zamokření. Permanentní vodoteč se v povodí nenachází. Odvodňovací systémy byly vybudovány v roce 1977 jako plošná systematická drenáž s rozchody sběrných drénů 13 a 20 m. Hloubka uložení sběrných drénů je 1,0 m, svodných 1,1 m; záchytné drény jsou uloženy v hloubce 1,1–1,8 m se šterkovým obšysem.

Na povodí byl realizován poloprovozní experiment se změnou využití půdy v části zdrojové oblasti a sledováním vlivu této změny na drenážní odtok. Přehledná mapa povodí je zobrazena na **obr. 1** a schéma se zakreslením sledovaných objektů na **obr. 2**. Pro vyhodnocení vlivu využití půdy ve zdrojové oblasti na velikost drenážního odtoku byla využita data z dlouhodobého sledování odtoků na plošné systematické drenáži K1 (plocha 1 ha, zdrojová oblast 1,4 ha), k ní patřícímu záchytnému drénu K2 a plošné systematické drenáži K5 (plocha 1 ha, zdrojová oblast 7 ha). Půda drenážního souřadu K1 je využívána trvalým travním porostem (TTP) a v jeho zdrojové oblasti probíhá od hydrologického roku 2007 experiment, který spočívá ve změně využití půdy z orné na TTP. Půda drenážního souřadu K5 i jeho zdrojové oblasti je využívána jako orná dle pravidelného osevního postupu včetně zařazení jetele lučního. Analýza vlivu využití půdy ve zdrojové oblasti drenážního systému na jeho odtok byla prováděna metodou dvojné součtové čáry [12]. Jako referenční, neovlivněný zatravněním, byl vybrán profil K5. Průběh odtoků na všech sledovaných profilech byl vyhodnocen analýzou empirických čar překročení denních průtoků dle vzorce $p = (m-0,5)/n$, kde m je pořadí středního denního průtoku v řadě seřazené od největšího průtoku k nejmenšímu, N je celkový počet členů řady a p je odhad pravděpodobnosti překročení středního denního průtoku, který je m -tý v pořadí.

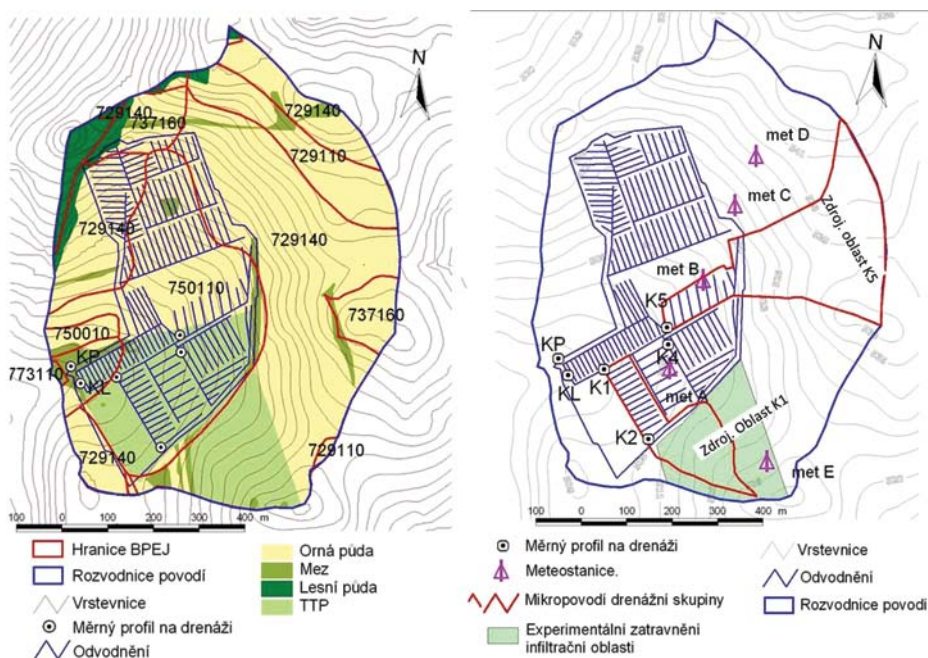
Meteorologická data nutná pro výpočet hodnot aktuální evapotranspirace (E_{Ta}) byla měřena na pěti meteorologických stanicích rozmístěných v různých geomorfologických zónách a na různých půdách sledovaného povodí. Stanice A (kambizem oglejená) odpovídá výtokové oblasti drenážní skupiny K1, stanice B (kambizem oglejená) výtokové oblasti drenážní skupiny K5. Stanice C (kambizem arenická) a D (kambizem modální) odpovídají zdrojové oblasti drenážní skupiny K5 a stanice E (kambizem arenická) leží ve zdrojové oblasti drenážní skupiny K1. Umístění stanic je zobrazeno v **obr. 2** a informace o využití půdy v jejich okolí v **tab. 1**. Hodnoty aktuální evapotranspirace byly z měřených hodnot získány metodou energetické bilance a Bowenova poměru [13], hodnoty referenční evapotranspirace byly vypočteny dle metodiky FAO pomocí Penman-Monteithovy kombinační rovnice pro výpočet potenciální evapotranspirace [10]. Srážkový úhrn byl měřen pomocí automatického člunkového srážkoměru umístěného přibližně ve středu pokusné lokality (na **obr. 2** je označen jako profil K4). Vzhledem k malé velikosti povodí byly takto získané hodnoty vztaheny na celou lokalitu.

3. Výsledky

3.1. Velikost drenážního odtoku

Pro velikost drenážního odtoku ve svahových podmínkách krystalinika Českomoravské vrchoviny je charakteristická velká variabilita, zejména v průběhu hydrologického roku (**obr. 3**). Na sledovaných měrných profilech se průtok pohybuje od 0,01 l.s⁻¹ koncem léta nebo při malých srážkových úhrnech na podzim až po maximální naplnění drenážních trubek v průběhu jarního tání (cca 20 l.s⁻¹).

Velikost odtoku jednotlivých drenážních souřadů je závislá na velikosti jejich zdrojové oblasti, proto v absolutních číslech má výrazně vyšší odtok souřad K5 (průměrně 50,4 m³/den), jehož zdrojová oblast má plochu 7 ha oproti K1 (průměrně 15,2 m³/den), jeho zdrojová oblast je pouze 1,4 ha. Pokud tyto odtoky vztáhneme na plochu, oba sledované souřady mají obdobný průměrný denní specifický odtok 6,3 m³/ha/ den.

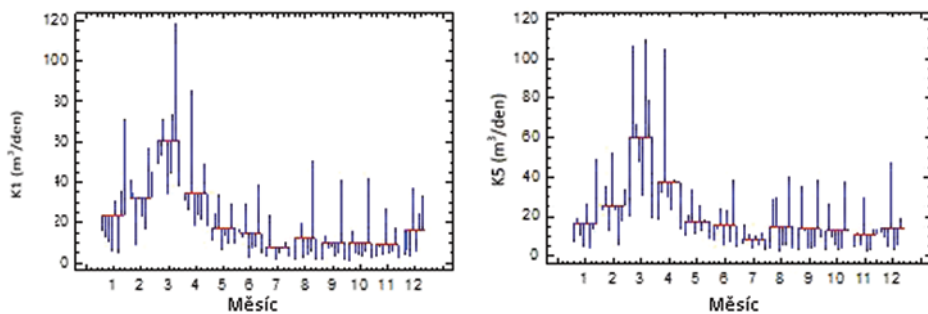


Obr. 1 (vlevo). Přehledná mapa experimentálního povodí Dehtáře

Obr. 2 (vpravo). Přehled sledovaných objektů na povodí Dehtáře

Tab. 1. Využití půdy pod meteorologickými stanicemi v jednotlivých sezónách monitoringu

Rok / Stanice	A	B	C	D	E
2004	TTP	pšenice oz.	pšenice oz.	pšenice oz.	pšenice oz.
2005	TTP	ječmen j.	ječmen j.	ječmen j.	kukuřice
2006	TTP	řepka	řepka	řepka	ječmen j. + TTP
2007	TTP	pšenice oz.	pšenice oz.	pšenice oz.	TTP
2008	TTP	kukuřice	brambory	brambory	TTP
2009	TTP	ječmen j. + jetel	ječmen j. + jetel	ječmen j. + jetel	TTP
2010	TTP	jetel	jetel	jetel	TTP
2011	TTP	pšenice oz.	pšenice oz.	pšenice oz.	TTP
2012	TTP	ječmen j.	ječmen j.	ječmen j.	TTP



Obr. 3. Průběh drenážních odtoků v jednotlivých měsících a letech sledování

Z výsledků sledování hydrologických charakteristik uvedených v **tab. 2** vyplývá, že velikost odtoku ani odtokového koeficientu za konkrétní hydrologický rok není v přímé závislosti na srážkovém úhrnu. Výjimečný byl pouze hydrologický rok 2010, kdy mimořádně vysoké srážky v průběhu vegetační sezóny způsobily mimořádně vysoké odtoky v letních měsících. Zde ovšem podstatnou část odtoku představovala jeho rychlá složka (nová voda) s velmi krátkou dobou zdržení v povodí oproti pro tuto oblast udávaným 4–5 měsícům [14]. Z dat uvedených v **tabulce 2** je také možno pozorovat měnící se poměr mezi velikostí odtoků na profilech K1 a K5 v jednotlivých hydrologických rocích, kdy v hydrologických letech 2005–2008 je výrazně vyšší odtok na drenážní skupině K5, zatímco v letech 2004, 2009–2011 je tomu naopak. Tato skutečnost je přehledně zobrazena na **obr. 4**.

Z přehledu využití půdy ve zdrojových oblastech sledovaných drenážních skupin (**tab. 2**) byla vybrána dvě období, ve kterých bylo možno porovnávat vliv rozdílného využívání půdy (různých plodin) zdrojové oblasti na velikost drenážního odtoku. Jedná se o období 2007–2011 na drenážním souřadu K1, jehož zdrojová lokalita byla

experimentálně zatravněna, a dále o období 2009–2011 na drenážním souřadu K5, kde velikost odtoku byla ovlivněna pěstováním jetele lučního v jeho zdrojové oblasti. Režim drenážních odtoků na profilech K1 a K2 a jeho případná změna po zatravnění jejich zdrojové oblasti byly analyzovány pomocí čar překročení denních odtoků zkonstruovaných pro období 2004–2006 a 2007–2011. Výsledky jsou prezentovány na **obr. 5**.

Z jejich analýzy je zřejmé, že měrné profily K1 a K2 mají velmi podobný režim odtoku, systematická drenáž K1 vykazuje vyšší odtoky v období vysokých a extrémních průtoků a naopak záchytný drén K2 má vyšší průtoky v období nízkých průtoků. Příčinou tohoto jevu je způsob napájení drénů a jejich postavení ve svahu. V suchých obdobích hladina podzemní vody často zaklesává pod hloubku uložení sběrných drénů a profilem K1 protéká pouze voda ze záchytného drénu K2 (zachycuje hypodermický odtok ze svahu), navíc část vody se cestou mezi profily K2 a K1 ze svodného drénu při nízkých průtocích ztrácí do puklin, popř. do suché půdy okolo drénu. Naopak v období velkých průtoků je plošná drenáž napájena jednak zvýšenou hladinou pozemní vody a též srážkovou vodou, která se rychle dostává do drénů z podchycených pramenných vývěřů. To vše tvoří zvýšený odtok nad rámec dotace ze záchytného drénu, který stále sbírá převážně hypodermický odtok (hladina podzemní vody v místě uložení tohoto drénu jen výjimečně vystoupí do výšky jeho uložení).

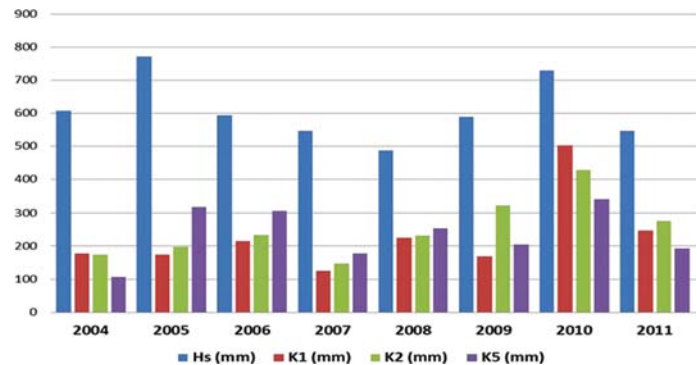
Po zatravnění zdrojové oblasti zůstaly na plošné drenáži K1 nízké odtoky do 46 % čáry překročení na podobné úrovni jako před zatravněním, došlo pouze k mírnému zvýšení v oblasti velmi malých odtoků mezi 81–96 % čáry překročení. Střední a vyšší odtoky (do 10 % čáry překročení) se po zatravnění zdrojové oblasti mírně zvýšily, jedná se zejména o odtoky v mimovegetační sezóně, kdy celoroční pokryv zadržuje vodu a umožňuje její infiltraci. Naopak v oblasti vysokých průtoků (mezi 10–0,4 % čáry překročení) došlo k poměrně výraznému snížení drenážních odtoků. Z hlediska období se jedná převážně o odtoky v období tání sněhu a také o odtoky ve vegetační sezóně. V oblasti extrémních odtoků došlo po zatravnění zdrojové oblasti k výraznému zvýšení drenážních odtoků, ale tyto odtoky jsou způsobeny mimořádně vysokými odtoky v hydrologicky odlišném roce 2010.

Odtok na záchytném drénu K2 měl obdobný vývoj jako na K1, pouze ke zvýšení v oblasti středních odtoků došlo až okolo 37 % čáry překročení, toto zvýšení je méně výrazné a k opětovnému snížení denních odtoků došlo už okolo 20 % čáry překročení. Extrémní rok 2010 se projevil v oblasti velmi vysokých odtoků také na tomto záchytném drénu.

Dále bylo provedeno porovnání odtoku drenážních systémů v období, kdy došlo k pěstování jetele lučního ve zdrojové oblasti profilu K5. Tato analýza byla provedena čarami překročení pro období 2004–2008 a 2009–2011 a byly porovnávány odtoky na profilech K5 a K1 (TTP ve zdrojové oblasti). Výsledky jsou zobrazeny na **obr. 6**. Období do roku 2008 se na drenážní skupině K5 vyznačovalo značně vysokými hodnotami odtoku v oblasti extrémních odtoků (do 1 % čáry překročení) a také vysoké a střední odtoky do 70 % čáry překročení byly poměrně

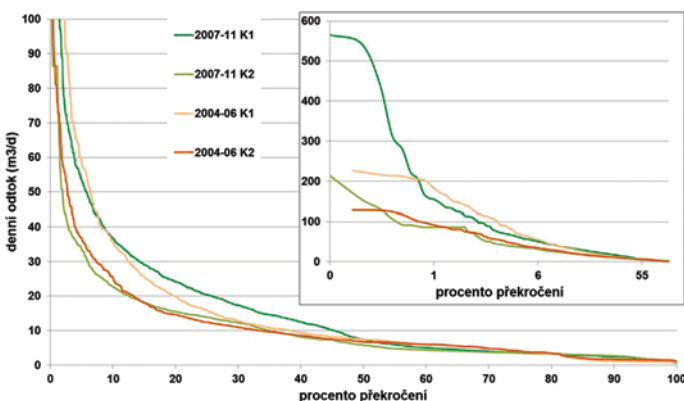
Tab. 2. Přehled velikosti srážek a odtoku ze sledovaných drenážních souřadů a využití půdy v jejich zdrojových oblastech

Hydrol. rok	Srážky (mm)	Odtok (mm)			Koeficient odtoku			Land use ve zdroj. oblasti	
	Hs	K1	K2	K5	K1	K2	K5	K1 + K2	K5
2004	608,3	178,3	174,4	106,9	0,29	0,29	0,18	pšenice oz.	pšenice oz.
2005	771,1	174,2	198,1	319,1	0,23	0,26	0,41	kukuřice	ječmen j.
2006	594,4	215,1	234,5	307,2	0,36	0,39	0,52	ječmen j. + TTP	řepka
2007	545,9	125	147,6	178,7	0,23	0,27	0,33	TTP	pšenice oz.
2008	487,3	225,2	232,8	254,5	0,46	0,48	0,52	TTP	brambory
2009	589,6	169,9	323,5	205,7	0,29	0,55	0,35	TTP	ječmen j. + jetel
2010	729,7	503	429	342,1	0,69	0,59	0,47	TTP	jetel
2011	546,2	247,9	276,2	193,2	0,45	0,51	0,35	TTP	pšenice oz.
2012	504,3	104	203,8	104,2	0,21	0,4	0,21	TTP	ječmen j..

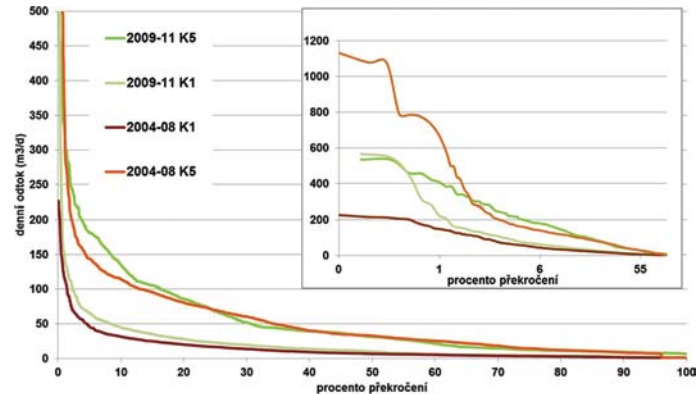


Obr. 4. Úhrny srážek a odtoku ze sledovaných drenážních souřadů

vysoké, zejména ve srovnání s plošnou systematickou drenáží K1. V období 2009–2011 došlo k výraznému snížení extrémních průtoků (do 1 % čáry překročení), dále došlo k mírnému snížení středních odtoků (46–80 % čáry překročení), zatímco nízké odtoky zůstaly prakticky beze změny. Naopak došlo ke zvýšení odtoků v oblasti velkých odtoků (1–10 % čáry překročení), kam se pravděpodobně přesunuly některé extrémní hodnoty. Tento trend vývoje je dosti odlišný od vývoje odtoku na sledovaných měrných profilech K1 a K2 a časově se kryje s obdobím, kdy zdrojová oblast systematické drenáže K5 byla pokryta porostem jetele lučního. Z porovnání poměru velikosti drenážního odtoku na souřadecích K1 a K5 (**obr. 4**) i z analýzy empirických čar překročení (**obr. 6**) vyplývá, že v období hydrologických let 2004 a 2009–2011 došlo k relativnímu poklesu odtoku na K5 vzhledem k odtoku na K1. Tento pokles byl testován pomocí dvojné součtové čáry, ve které byla jako neovlivněná řada zvolena součtová čára odtoku na měrném profilu K1, jako testovaná řada součtová čára odtoku na profilu K5. Výsledky jsou prezentovány v **obr. 7**. Součtová čára odtoku na profilu K5 byla rozdělena na čtyři období podle využití půdy v jeho zdrojové oblasti. Období O1 a O4 představují hydrologické období následující po porostu jetele lučního, kdy odtok přestává být jetelem ovlivněn (2004, 2011). Období O2 je základní srovnávací období, ve kterém se ve zdrojové oblasti střídaly různé obiloviny, brambory



Obr. 5. Porovnání empirických čar překročení denních odtoků na drenážním souřadu K1 a záchytném drénu K2 v obdobích 2004–2006 a 2007–2011



Obr. 6. Porovnání empirických čar překročení denních odtoků na drenážních souřadecích K5 a K1 v obdobích 2004–2008 a 2009–2011

a řepka. Období O3 přestavuje hydrologické roky 2009 a 2010, kdy půdní pokryv zdrojové oblasti představoval jetel luční. Z porovnání čar lineárních trendů období O2 a O3 je patrné, že na drenážní skupině K5 došlo v letech 2009 a 2010 k relativnímu zmenšení odtoku v porovnání s drenážní skupinou K1. Obdobné snížení odtoku na K5 bylo nalezeno i při porovnání s odtokem na záchytném drénu K2. V průběhu hydrologického roku 2011 se odtok na K5 začíná opět zvyšovat, nicméně je stále menší než na K1 a K2. Tento vývoj vykazuje podobnost s vývojem odtoků v hydrologickém roce 2004, který též navazoval na jetelový pokryv celého povodí v roce předchozím. Pozorovaná změna odtoku nemá za příčinu změnu srážkového režimu, neboť roční úhrny se nijak výrazně nezměnily (tab. 2).

3.2. Velikost evapotranspirace

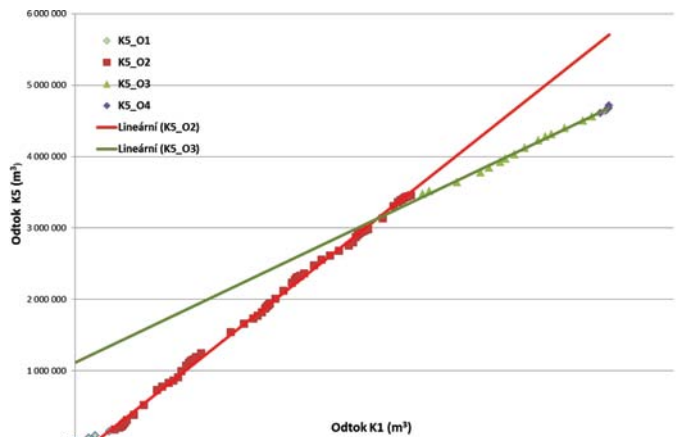
Hodnoty ETa, odtoku a srážek ve vegetačním období (květen až září) sledovaných sezón jsou uvedeny v tab. 3. Ve zdrojové oblasti byl v roce 2011 zjištěn přibližně 13% rozdíl ve velikosti ETa mezi TTP a obilovinami, což v této konkrétní sezóně představuje 53 mm vody, která se nemůže zúčastnit drenážního odtoku. Tento rozdíl vysvětluje mírné snížení úhrnů drenážních odtoků ve vegetační sezóně na měrných profilech, jejichž zdrojová oblast je zatravněna. Podstatnější je zjištění, že porost jetele lučního ve zdrojové oblasti vykazoval velmi vysoké hodnoty evapotranspirace, které byly až o 23 % vyšší než ETa TTP v této zóně, což přestavovalo rozdíl až 80 mm vody, která se nemohla účastnit odtoku. Hodnoty ETa zjištěné na stanicích C a D byly dokonce na úrovni evapotranspirace vodou dobře zásobeného travního porostu ve výtokové oblasti, což je dobře patrné z obr. 8. Zvýšená evapotranspirace porostu jetele lučního v hydrologických rocích 2009 a 2010 časově odpovídá relativnímu zmenšení odtoku na drenážním souřadu K5. Je tedy velmi pravděpodobné, že zařazení jetele lučního do osevního postupu ve zdrojové oblasti drenážního souřadu K5 vedlo k vysokému relativnímu snížení drenážních odtoků oproti souřadu K1 a záchytnému drénu K2, v jejichž zdrojové oblasti se nachází TTP.

Hodnoty aktuální evapotranspirace ve zdrojové a výtokové oblasti byly dále porovnány s hodnotami evapotranspirace referenční. Tyto výsledky, uvedené v tab. 5, poskytují především informace o vlivu půdních podmínek geomorfologických zón na velikost evapotranspirace stejné plodiny pěstované v různých místech povodí.

Z porovnání stanic A a E (roky 2009–2012) vyplývá, že travní porost ve zdrojové oblasti vykazuje pouze cca 82 % evapotranspirace TTP ve výtokové oblasti. Dále obiloviny a TTP ve výtokové oblasti (porovnání stanic B a A v letech 2004–2008) mají hodnoty ETa podobné, obilí vykazuje 97 % ETa travního porostu. Obilniny ve zdrojové oblasti mají jen asi 85 % hodnot ETa TTP ve výtokové oblasti (porovnání stanic A/C a A/D v letech 2004–11) a zároveň 88 % evapotranspirace ve srovnání s TTP ve zdrojové oblasti (srovnání E/C a E/D v roce 2011). Porost jetele lučního v letech 2009 a 2010 ve zdrojové oblasti vykázal cca 102 % ETa travního porostu v oblasti výtokové (A/C a A/D) a dokonce 129 % ETa v porovnání s TTP ve zdrojové oblasti (E/C a E/D). Hodnota referenční ET pro pšenici ozimou dosahuje 76–112 % referenční ET pro TTP v závislosti na svahové zóně. Referenční ET pro travní porost odpovídá ETa dobře vodou zásobenému porostu ve výtokové oblasti (stanice A) a ETa pšenice ozimé ve výtokové oblasti má hodnotu přibližně 97 % referenční ET pro pšenici ozimou.

4. Diskuse a závěry

Velikost odtoku drenážních systémů vybudovaných v obdobných geografických podmínkách závisí především na velikosti jejich zdrojové oblasti. Analýzou empirických čar překročení a dvojné čáry překročení bylo prokázáno, že změnou využití půdy ve zdrojové oblasti (zatravněním nebo změnou osevního postupu) lze ovlivnit velikost drenážního, resp. mělkého podpovrchového odtoku z malého zemědělského povodí (podobně také [9]), ačkoli v měřítku většího



Obr. 7. Výsledky analýzy dvojné součtové čáry odtoků na K5 v závislosti na K1

Tab. 3. Porovnání velikosti srážkových úhrnů, odtoků a ETa sledovaných drenážních souřadů a meteostanic v části vegetačních sezón (květen až září) jednotlivých roků monitoringu

Rok	Srážky Hs (mm)	Odtok			ETa			
		K1 (mm)	K2 (mm)	K5 (mm)	A (mm)	C (mm)	D (mm)	E (mm)
2004	335	36	46	33	428	344	375	n
2005	575	64	85	104	394	336	338	n
2006	379	72	93	101	493	409	413	n
2007	360	22	32	27	n	355	402	n
2008	301	35	54	70	513	383	488	n
2009	345	36	56	38	471	397	490	411
2010	557	170	181	148	438	397	385	352
2011	370	23	49	31	517	332	337	387
2012	299	15	44	21	420	n	n	355

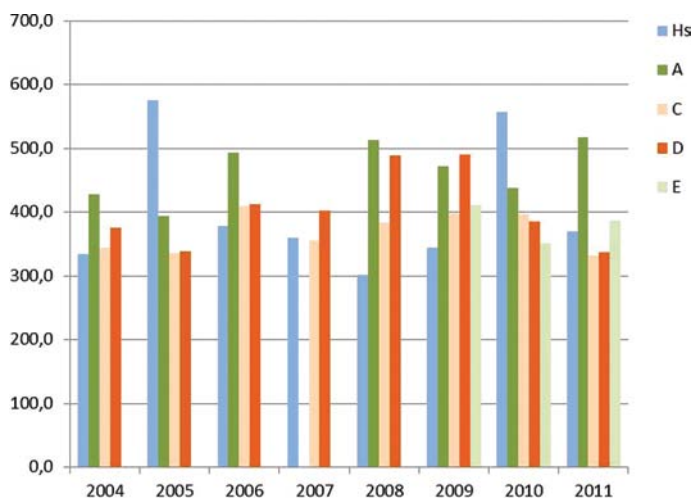
Tab. 4. Porovnání hodnot aktuální (ETa) a referenční (ETr) evapotranspirace pro jednotlivé meteostanice a porost TTP a pšenice ozimé v jednotlivých částech vegetačních sezón sledovaného období

Rok	Počet dní	ETa A (mm)	ETa B (mm)	ETa C (mm)	ETa D (mm)	ETa E (mm)	Hs (mm)	ETr. TTP (mm)	ETr. Pšov. (mm)
2004	81	248	268	217	256	n	164	226	252
2005	132	373	363	315	311	n	420	395	399
2006	110	406	396	372	379	n	299	410	436
2007	n	n	n	n	n	n	190	n	n
2008	128	490	423	368	457	n	268	459	421
2009	106	343	n	276	352	291	297	345	355
2010	96	288	n	307	293	233	227	285	320
2011	115	414	n	278	287	322	298	384	361
2012	129	343	n	n	n	288	278	386	293

povodí může být vliv využití půdy zastíněn jinými faktory [1] a jeho změna se na odtoku nemusí vůbec projevit. Tuto změnu je však obtížné kvantifikovat vzhledem k proměnlivým přírodním podmínkám, zejména rozložením srážek v průběhu sezóny.

Změnu ve velikosti drenážního odtoku lze dát do souvislosti s rozdílnými hodnotami evapotranspirace různých zemědělských plodin zastoupených v povodí. Podobné výsledky jsou uvedeny též v práci [15], podle níž obecně plodiny s vysokými hodnotami ETa dokáží drenážní odtok prokazatelně snižovat snížením infiltrace a zásoby vody v půdě. Relativní porovnání dvou drenážních souřadů na stejném povodí prokázalo, že porost jetele lučního způsobí zmenšení drenážního odtoku. Přímým srovnáním hodnot ETa různých plodin ve stejné svahové oblasti v sezónách 2009, 2010 bylo zjištěno, že jeteloviny ve zdrojové oblasti mají až o 26 % vyšší ETa než obiloviny, čímž snižují množství vody, která se může účastnit odtoku, v tomto konkrétním případě až o 80 mm za rok. Naopak okopaniny a obiloviny nižší evapotranspirací hypodermický odtok zvyšují.

Z výsledků měření dále vyplývá, že velikost evapotranspirace různých plodin se významně liší nejen ve stejné geomorfologické zóně, ale



Obr. 8. Srážkové úhrny a ETa na různých meteorologických stanicích ve vegetačním období jednotlivých sezón monitoringu

v případě vlhkého roku může rozdíl ETa mezi plodinami setřít rozdíly mezi zdrojovou a výtokovou oblastí, např. v roce 2010 vykázal porost jetele lučního ve zdrojové oblasti vyšší ETa než vodou dostatečně zásobovaný TTP v oblasti výtokové. Toto zjištění potvrzuje též dřívější výsledky [11]. Trvalý travní porost ve zdrojové oblasti neměl na rozdíl od odtoku povrchového [16, 17] prokazatelný vliv na velikost drenážního odtoku. Stejně tak hodnoty jeho ETa se podle přímého srovnání významně neliší od hodnot ETa obilovin v této svahové oblasti.

Výše uvedené výsledky lze shrnout do těchto závěrů:

- Změnou využití půdy lze (pomocí velikosti evapotranspirace) kontrolovat velikost nejen povrchového, ale též podpovrchového odtoku z povodí.
- Pěstování určitých plodin ve zdrojové oblasti má přímý vliv na velikost drenážního odtoku, a tedy i na možné nastolení hydrologického sucha v malých povodích.
- Výsledky měření evapotranspirace, které lze zevšeobecnit pro podmínky krystalinika České republiky, mohou také přispět ke zpřesnění pokladů pro hydrologické modely, kdy bude možno pomocí porovnání aktuální a referenční evapotranspirace získat přesnější plodinové koeficienty pro různé plodiny pěstované v různých geomorfologických zónách povodí.

Poděkování: Tento příspěvek vznikl za finanční podpory etapy Výzkumného záměru MZE. ČR VUMOP 0002704902-03-01 „Tvorba jakosti půdních, průsakových a drenážních vod“. Autoři děkují paní Haně Libichové a panu Davidu Šádkovi za technické a administrativní práce.

Literatura

- [1] Holko, L.; Kostka, Z. 2008. Impact of Landuse on Runoff in Mountain Catchments of Different Scales. *Soil & Water Res.*, 3: 113–120.
- [2] Pavelková Chmelová, R.; Šarapatka, B.; Dumbrovský, M.; Pavka, P. 2007. Runoff Processes and Land Use Changes in the Upper Reaches of the Krupá river Catchment during the Last 70 Years. *Soil & Water Res.*, 2: 77–84.
- [3] Tachecí, P., 2002. „Hydrologický režim malého horského povodí a odhad účinků změny porostu“. Disertační práce. ČVUT FSv, Praha
- [4] Zhang, L., Dawes, W. R., Walker, G. R. 2001. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resources Research*, 37: 701–708.
- [5] Doležal, F.; Kulhavý, Z.; Soukup, M.; Kodešová, R. 2001. Hydrology of tile drainage runoff. *Physics and Chemistry of the Earth*, 26 (7–8): 623–627.
- [6] Calder I. R. 2003. Assessing the water use of short vegetation and forests: Development of the Hydrological Land Use Change (HYLUC) Model. *Water Resources Research*, 39: 1318. doi:10.1029/2003WR002040.
- [7] Sullivan, A.; Ternan, J. L.; Williams, A. G. 2004. Land use change and hydrological response in the Camel catchment, Cornwall. *Applied Geography*, 24: 119–137.
- [8] Thanapakpawin, P.; Richey, J.; Thomas, D.; Rodda, S.; Campbell, B.; Logsdon, M. 2005. *Journal of Hydrology*, 334: 215–230.
- [9] Mutiga, J. K., Su, Z., Woldai, T. 2009. Using satellite remote sensing to assess evapotranspiration: Case study of the upper Ewaso Ng'iro North Basin, Kenya. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 12S:100–108.
- [10] Allen, R. G.; Pereira, L. S.; Raes, D.; Smith, M. 1998. Crop evapotranspiration, guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage

- Paper 56, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.
- [11] Duffková, R.; Zajíček, A.; Nováková, E. 2011. Actual Evapotranspiration from Partially Tile-drained Fields as Influenced by Soil Properties, Terrain and Crop. *Soil & Water Res.*, 6 (3): 131–146.
 - [12] Serrano, S. E. 1997. Hydrology for Engineers, Geologists and Environmental Professionals. HydroScience Inc., Lexington.
 - [13] Monteith J. L. (1973): Principles of Environmental Physics. Edward Arnold Limited, London.
 - [14] Kvítek, T. (ed.) et al. 2012. Modelování vlivu využívání půdy v geomorfologických zónách na odtok vody a koncentraci dusičnanů. *Metodika*. DHI, a.s., VÚMOP, v. v. i, ZF JČU, Praha, 89s.
 - [15] Qi, Z.; Helmers, M. J.; Kaleita, A. L. 2011. Soil water dynamics under various agricultural land covers on a subsurface drained field in north-central Iowa, USA. *Agricultural Water Management*, 98: 665–674
 - [16] Kovář, P.; Vaššová D. 2010. Impact of Arable Land to Grassland Conversion on the Vegetation-period Water Balance of a Small Agricultural Catchment (Němčický Stream). *Soil & Water Res.*, 5 (4): 128–138.
 - [17] Mrkvička, J. 1998. Pastvinářství. Česká zemědělská univerzita Praha, 1998, 81 s., ISBN 80-213-0403-0.

Mgr. Antonín Zajíček^{1,2)} (autor pro korespondenci)

prof. Ing. Tomáš Kvítek, CSc.³⁾

Ing. Renata Duffková, Ph.D.¹⁾

Ing. Pavel Tachecí, Ph.D.⁴⁾

¹⁾ Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v. v. i.

Žabovřeská 250

156 27 Praha 5 – Zbraslav

tel. 604 444 971

e-mail: zajicek.antonin@vumop.cz,

²⁾ Fakulta životního prostředí

Česká zemědělská univerzita v Praze

Kamýcká 129

165 21 Praha 6 – Suchbátka

³⁾ Zemědělská fakulta

Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích

Studentská 13

370 05 České Budějovice

⁴⁾ DHI, a. s.

Na vrších 1490/5

100 00 Praha 10 – Vršovice

The effect of land use in the infiltration area on the drainage runoff quantity (Zajíček, A.; Kvítek, T.; Duffková, R.; Tachecí, P.)

Key words

drainage runoff – actual evapotranspiration – land use – recharge area

The drainage runoff and actual evapotranspiration (ETa) of different crops in different geomorphological areas were measured in the small agricultural catchment Dehtáře (Bohemo-Moravian highland, Czech Republic). The aim was to evaluate if land use in recharge area is an important factor for drainage discharge rates and course within the year. By doing a double-mass analysis of runoff and by analyzing of the flow duration curves, it was found that some crops have the ability to influence drainage runoff by their ETa. Red clover in the recharge area showed higher ETa than cereals by 26 %, which decreased the amount of water that could infiltrate to the soil by 80 mm. Red clover's ETa values in the recharge area were similar to, or even higher than, ETa values of perennial grassland in the discharge area with sufficient water storage during the whole vegetation period. On the contrary, the root crops increased drainage runoff due to their low ETa values. The perennial grassland placed in the recharge area did not affect tile drainage discharge and its ETa values were similar to those of grain in the same geomorphological area.

Tento článek byl recenzován a je otevřen k diskusi do 31. října 2013. Rozsah diskusního příspěvku je omezen na 2 normostrany A4, a to včetně tabulek a obrázků. Příspěvky pošlete na e-mail stransky@vodnihospodarstvi.cz.

Vliv cíleného zatravnění infiltrační oblasti na koncentrace dusičnanů v drenážních vodách

Antonín Zajíček, Tomáš Kvítek

Vliv zatravnění – cíleného do infiltrační oblasti – na koncentrace dusičnanů v drenážních vodách byl zkoumán na malém, zemědělsky využívaném odvodněném povodí Dehtáře (Českomoravská vrchovina). Na povodí probíhal v letech 2003–2011 poloprovozní pokus spočívající v zatravnění části infiltrační oblasti drenážních systémů (podchycené pramenné vývěry) umístěných ve svažitých polohách. Podpovrchové vody z nenasyčené zóny jsou často jedinými zdroji pitné vody pro zásobování malých obcí, a proto výzkumné poznatky z drenážních systémů lze velmi dobře aplikovat i na tyto zdroje. Výsledky jednoznačně potvrdily pozitivní vliv zatravnění na jakost mělkých podpovrchových vod, kdy na drenážní skupině, jejíž infiltrační oblast byla celá zatravněna, došlo k poklesu mediánu koncentrací dusičnanů o 32 %.

Úvod

Drenážní systémy poskytují cenné informace o pohybu látek půdním profilem, bez zkruslení povrchovým odtokem (Lennartz, 1999). Z hlediska zkoumání vzniku a cest podpovrchového odtoku (mělké podzemní vody) mohou informovat o případném ohrožení místních ma-

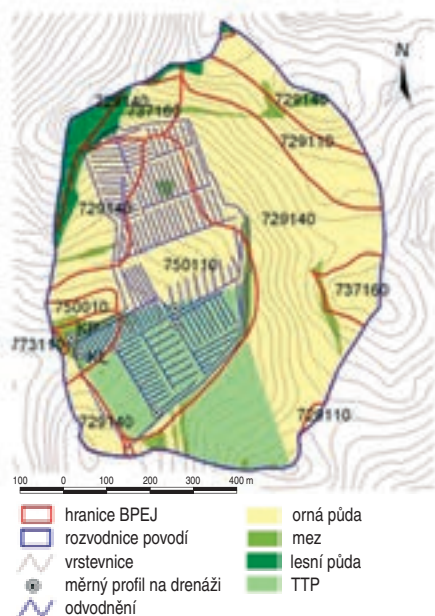
lých zdrojů pitné vody plošným zemědělským znečištěním.

Jakost podzemních i povrchových vod je silně vázána na způsob využití půdy v daném území i dávkách aplikovaných živin zemědělci. Correl a Dixon (1980) zjistili, že variabilitu koncentrací dusičnanů lze vysvětlit z 89 % daty

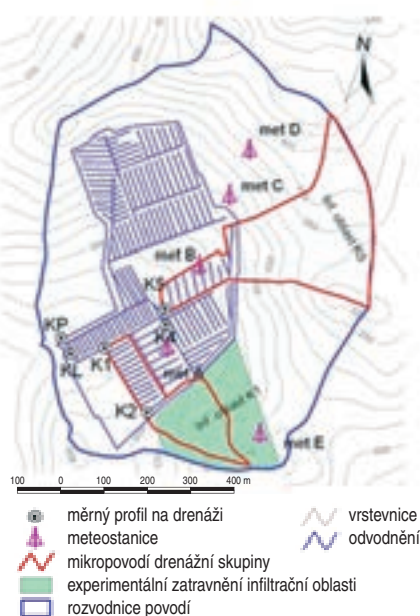
o land use. Nejtěsnější vztah byl shledán pro procento zornění povodí v daném povodí (rowcrops). Thornton a Dise (1998) v centrální Anglii pomocí vícenásobné regrese našli průkazný vztah mezi procentem zemědělské půdy a koncentracemi nitrátů. Pro Českou republiku uvádí Kvítek [1999], že koncentrace dusičnanů jsou ovlivněny mnohem více mírou zornění povodí než momentálním hnojením. Lexa a kol. [2006] určili v povodí VN Švihov na Želivce pomocí vícenásobné faktorové analýzy jako nejvýznamnější z hlediska vyplavování dusičnanů podíl orné půdy. Fučík a kol. [2008] tuto závislost prokázali na tocích třech různých měřitek (desítky ha, stovky až tisíce ha a stovka až tisíce km²), k podobným výsledkům dospěli též Kvítek et al. [2009] porovnáním vývoje využití půdy a koncentrací dusičnanů v okresech Pelhřimov a Český Krumlov.

Významným opatřením pro snižování koncentrací dusičnanů a obsahu dusíku je zatravnění. Trvalý travní porost (TTP) se vyznačuje vysokou spotřebou půdního dusíku a také si v porovnání s polními plodinami tuto schopnost udržuje po delší část roku [Whitehead, 1995]. Travinné porosty pokrývají půdu celoročně, mají vysokou zásobu aktivní podzemní fytohmoty zejména v hustém kořenovém systému a současně i podzemní biomasy, která je schopna imobilizovat značnou část N v organické hmotě. Minerální formy N v půdě pod TTP existují jen v omezených koncentracích a nitrifikace je zde snižena. Po aplikaci hnojiva je N rychle imobilizován v organické půdní hmotě a tím v podstatné míře využit pro výživu travin. Dobře zapojený porost s aktivním kořenovým systémem lze tedy označit za hlavní faktor při omezování vyplavování nitrátů z půdy [Růžek a Klír, 1995]. Správně ošetřovaný TTP má tedy jednoznačně pozitivní vliv na vyplavování N z povodí [Šantrůček et al., 2001].

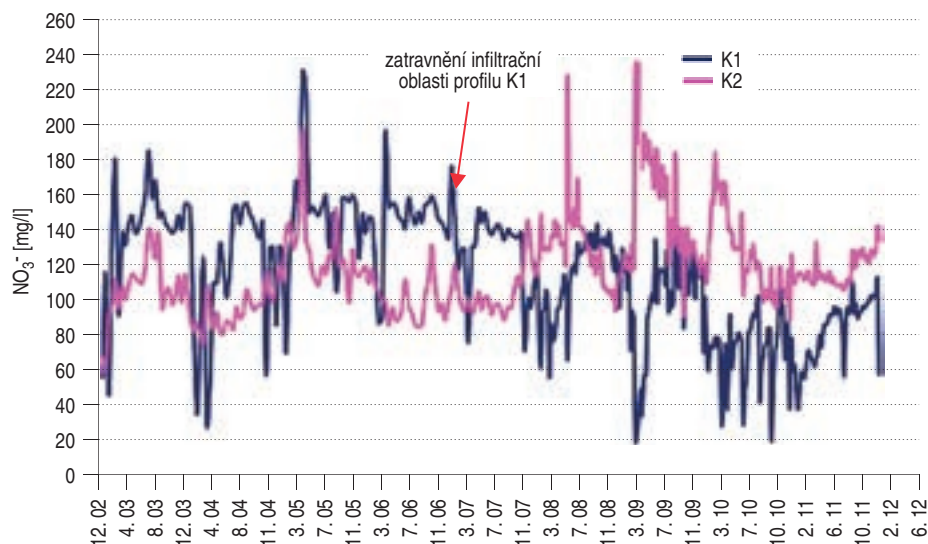
Při zkoumání vlivu využití půdy v povodí na jakost drenážních vod je třeba brát do úvahy způsob tvorby odtoku drenážních systémů vybudovaných ve svahu, jehož podstatná část nevzniká přímo nad odvodněnou lokalitou, ale v tzv. infiltračních oblastech, které mohou být od vlastního odvodnění dosti vzdálené [Doležal a Kvítek, 2004; Zajíček et al., 2011]. Infiltrační oblasti se obecně vyskytují v nejvyšších polohách povodí při rozvodnici, kde jsou také mělké a kamenité půdy s malou retencí pro vodu a velkou hodnotou nasycené hydraulické vodivosti, převážně vyšší než 1 m/den. Využití půdy v těchto oblastech je rozhodující pro jakost mělkých podzemních vod odtékajících z povodí [Fučík et al., 2010], a proto právě sem by měla být směřována ochranná opatření, včetně zatravnění.



Obr. 1: Přehledná mapa experimentálního povodí Dehtáře



Obr. 2: Přehled sledovaných objektů na povodí Dehtáře



Obr. 3: Vývoj koncentrací NO₃⁻ v drenážních vodách na měrných profilech K1 a K5

Materiál a metody

Výzkum probíhal na experimentálním povodí Dehtáře, které se nachází na Českomoravské vrchovině poblíž města Pelhřimov. Povodí leží v nadmořské výšce od 497,0 do 549,8 m a má plochu 57,9 ha. Pokryto je převážně zemědělskou půdou s malým zastoupením lesa. Zemědělská půda je většinou využita jako orná, nejnižší část povodí jako trvalý travní porost (obr. 5). Srážkový úhrn se pohybuje ve vegetačním období od 350 do 450 mm, v zimních měsících od 250 do 300 mm, průměrný roční úhrn je 666 mm. Substrátem jsou částečně migmatizované pararuly v různém stadiu rozpadu. Kvarterní sedimenty jsou zastoupeny svahovými písky a hlínami, které dosahují mocnosti 1–2 m. Půdní složení je značně variabilní, v akumulaci oblasti se vyskytují kambizemě oglejené, pseudogleje, gleje i náznaky organozemí. V infiltrační oblasti je půdní pokryv více homogenní, převažují kambizemě modální, rankerové a arenické. Poblíž rozvodnice jsou půdy mělké s vyšším obsahem písku a často kamenité, ve středních partiích svahů převažují půdy písčito-hlinité a v dolní části povodí, zejména v jeho ose se vyskytují půdy, hlubší a těžší, často zajielené. Druhý půdní horizont v akumulaci oblasti ležící v hloubce 40–60 cm (tj. mezi povrchem a drény) působí jako izolátor, který zpomaluje, až znemožňuje vertikální pohyb vody půdou. Pro území jsou charakteristické mělké zvodně, vázané na kvartérní propustné uloženiny. Ve středních částech svahů byly zjištěny sezónní vzestupné pramenné vývěry, projevující se jako významné lokální a liniové zdroje zamokření. Permanentní vodoteč se v povodí nenachází. Odvodňovací systémy byly vybudovány v roce 1977, jako plošná systematická drenáž s rozchody sběrných drénů 13 a 20 m. Hloubka uložení sběrných drénů je 1,0 m, svodných 1,1 m; záchytné drény jsou uloženy v hloubce 1,1–1,8 m se šterkovým obsypem.

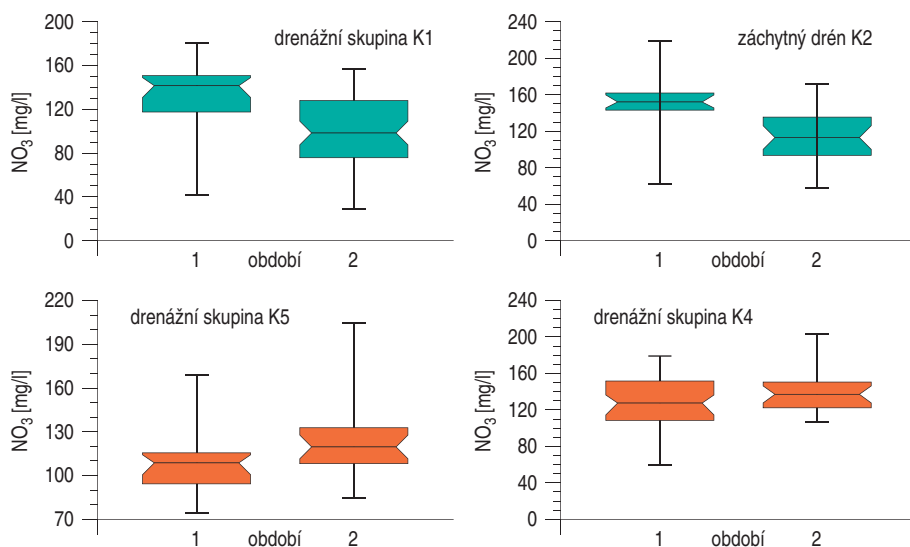
Na povodí byl realizován poloprovozní experiment se změnou využití půdy v infiltrační oblasti a se sledováním vlivu této změny na koncentraci dusičnanů v drenážních vodách. Bylo sledováno pět měrných profilů v plošné drenáži i záchytných drénech s rozdílným využitím půdy v infiltrační i výtokové oblasti. Jako zásadní pro tuto analýzu byly vybrány měrné profily K1, K2 a K5. Profil K1 náleží ke stejnojmenné drenážní skupině o ploše 1 ha, k ní přiléhá záchytný drén K2, akumulaci oblast těchto drénů dlouhodobě zatravněna. V rámci poloprovozního experimentu byla od hydrologického roku 2007 zatravněna také jejich infiltrační oblast. Naproti tomu akumulaci i infiltrační oblast měrného profilu K5 (drenážní skupina o ploše 1 ha) je využívána jako orná půda. Pro porovnání výsledků byla použita také data z profilu K4, který patří k plošné drenáži, jejíž akumulaci oblast je pokryta TTP a infiltrační oblast ornou půdou (stejně jako skupina K1 před experimentem), a také z profilu KL, což je závěrový profil všech drenážních skupin jižní části povodí. Sledované profily jsou zobrazeny na obr. 2 a jejich přehled s využitím půdy je uveden v tabulce 1.

Pro statistické vyhodnocení byly koncentrace monitorované za původního stavu využití půdy označeny jako období 1 a výsledky změřené v průběhu experimentu jako období 2. Drenážní průtoky byly sledovány kontinuálně s desetiminutovým ukládáním průměrných hodnot. Vzorky drenážních vod byly odebírány ručně v intervalu jednoho popř. dvou týdnů. Vzhledem k faktu, že koncentrace dusičnanů jsou extrémně závislé na velikosti průtoku a za účelem vyrovnání nestejných intervalů odběrů byly zjištěné koncentrace přepočítány na tzv. průtokově vážené měsíční koncentrace dle vzorce:

$$C_{fw} = \frac{\sum (C_i * Q_i)}{\sum Q_i},$$

kde: C_{fw} je průtokem vážená koncentrace, C_i je koncentrace během i -tého odběru, Q_i průtok koncentrace během i -tého odběru.

Data byla následně vyhodnocena metodou popisné statistiky a dekompozice časových řad ve statistickém softwaru Statgraphics.



Obr. 4: Boxplot grafy průtokově vážených koncentrací NO_3^- na sledovaných měrných profilech před (období 1) a po zatravnění infiltrační oblasti K1 (období 2)

Výsledky a diskuse

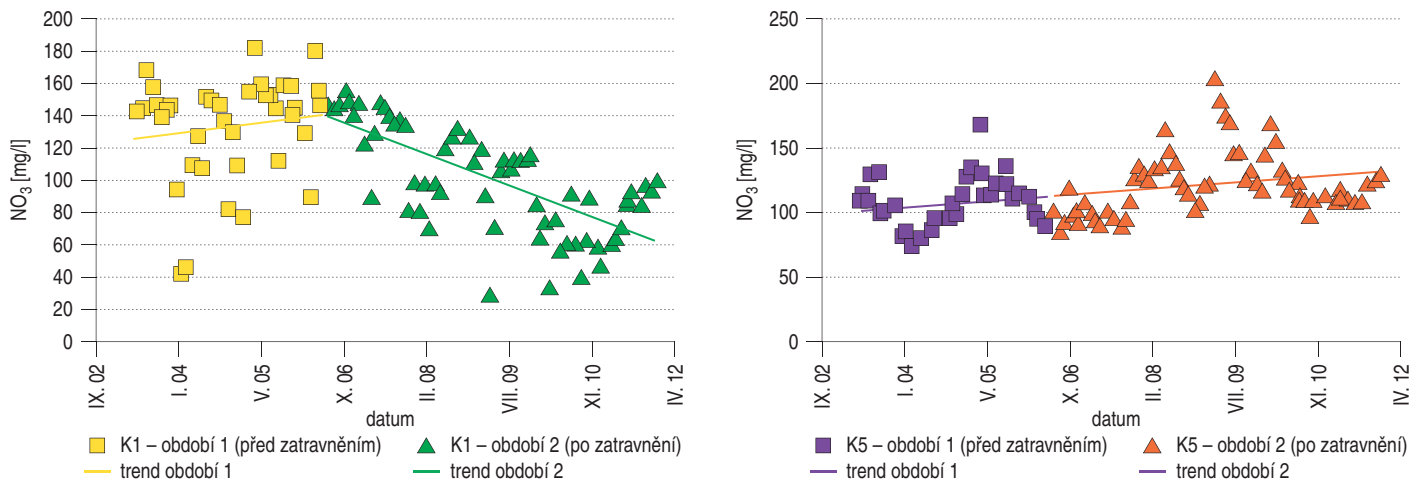
Dlouhodobý vývoj koncentrací dusičnanů v drenážních vodách na měrných profilech K1 a K5 je znázorněn v obr. 3. V grafu je dokumentována značná variabilita koncentrací v průběhu jedné sezóny i při porovnání sezón mezi sebou. Na sledovaných měrných profilech byly zjištěny koncentrace v rozmezí od 18 do 253 mg/l.

Příčinou sezónní variability koncentrací je kromě měnící se zásoby dusíku v půdě také velmi silné ovlivnění koncentrací velikostí průtoku, kdy nejvyšší koncentrace bývají měřeny koncem léta či začátkem podzimu, tedy v období převažujícího základního odtoku s malými průtoky. Naopak v průběhu jarního tání a také v průběhu významných srážko-odtokových událostí dochází spolu s vysokými průtoky způsobenými rychlou složkou odtoku k výraznému ředění koncentrací dusičnanů s výjimkou některých epizod na profilech s ornou půdou v infiltrační oblasti navazujících na aplikaci hnojiv, kdy naopak může docházet ke zvýšenému vyplavování dusičnanů z půdy bez vegetačního pokryvu. Rozdíly v koncentracích mezi jednotlivými sezónami jsou způsobeny kromě rozdílu v odtoku také různými rostlinami v osevním postupu spojenými s různými dávkami hnojiv. Toto se projevilo zejména v roce 2004, kdy koncentrace dusičnanů na všech sledovaných profilech výrazně poklesly v důsledku osetí povodí jetelem lučním v roce předchozím.

Přes velké kolísání změřených koncentrací NO_3^- je možno z jejich průběhu (obr. 3) vypočítat, že přibližně rok po zatravnění infiltrační oblasti K1 došlo ke změně vývoje jejich hodnot, ve vztahu k profilu K5. Do konce hydrologického roku 2007 byly koncentrace změřené na K1 téměř vždy vyšší než na K5. Od hydrologického roku 2008 došlo k otočení trendu a koncentrace na K1 jsou naopak téměř vždy nižší než na K5.

Výsledky statistické analýzy pro obě porovnávaná období (2004 až 2006 a 2007 až 2011) jsou graficky zobrazeny v obr. 4, číselně vyjádření je uvedeno v tabulce 2. Z výsledků analýzy vyplývá, že před zatravněním infiltrační oblasti skupiny K1 byly výrazně vyšší absolutní i průtokově vážené koncentrace dusičnanů měřené na profilech, které ležely pod trvalým travním porostem (K1 a K4), než na profilu drenážní skupiny pod ornou půdou (K5), jak je dobře patrné z tabulky 2, období 1. Koncentrace dusičnanů víceméně trvale překračovaly 100 mg/l. Po provedení zatravnění infiltrační oblasti došlo ve vývoji koncentrací dusičnanů na profilech K1 a K2 postupně k několika změnám. Nejdříve došlo ke snížení koncentrací v průběhu významných srážko-odtokových epizod, tj. zvýšilo se ředění relativně čistou srážkovou vodou. Tím se také ještě zvětšil rozptyl koncentrací. Statistické vyhodnocení potom prokázalo jednoznačný pokles koncentrací dusičnanového iontu jak na plošné drenáži K1, tak na záchytném drénu K2 (obr. 4, tabulka 2). Tento pokles se projevil ve všech statistických ukazatelích. V období 2 (po zatravnění) byla nižší maxima, minima, průměr i první a třetí kvartil dosahovaných koncentrací. K výraznému poklesu došlo v hodnotách mediánu a to z hodnoty 143 mg/l na K1 a 151 mg/l na K2 spadl na 97 mg/l na K1 a 113 mg/l na K2, což představuje přibližně 30% snížení.

Vzhledem ke skutečnosti, že soubor koncentrací dusičnanů nemá normální rozdělení, byla statistická průkaznost zjištěných změn testová-



Obr. 5: Vývoj koncentrací NO_3^- měrných profílech K1 a K5 a jeho lineární trendy před a po zatravnění infiltrační oblasti drenážní skupiny K1

Tabulka 1: Přehled monitorovaných profilů s využitím půdy v jejich infiltrační a akumulaci oblasti

Měrný profil	Typ drenáže	Land use v období 1		Land use v období 2	
		Drenážní systém	Infiltrační oblast	Drenážní systém	Infiltrační oblast
K1	plošná	TTP	orná p.	TTP	TTP
K2	záchytný drén	záchytný drén	orná p.	záchytný drén	TTP
K4	plošná	TTP	orná p.	TTP	orná p.
K5	plošná	orná p.	orná p.	TTP	orná p.
KL	závěrový profil	TTP + orná p.	orná p.	TTP + orná p.	TTP + orná p.

Tabulka 2: Výsledky porovnání průtokově vážených koncentrací NO_3^- (mg/l) na sledovaných měrných profílech před (období 1) a po zatravnění infiltrační oblasti K1 (období 2)

Profil	Období 1				Období 2			
	Průměr	Median	Minimum	Maximum	Průměr	Median	Minimum	Maximum
K1	132,7	143,4	40,6	181,5	99,5	97,4	29,2	155,9
K2	152,5	151,5	62,9	219,0	113,0	112,9	56,7	170,5
K5	107,9	108,0	74,0	168,6	122,7	119,7	84,7	203,8
K4	125,3	126,6	58,6	178,2	139,4	136,2	105,6	202,9
KL	109,4	107,3	39,7	168,5	98,6	96,0	36,1	147,9

Tabulka 3: Výsledky Kruskall-Wallisova testu vlivu zatravnění infiltrační oblasti drenážních systémů na koncentrace dusičnanů v drenážním odtoku

Profil	Land use v inf. oblasti při experimentu	Změna mediánu konc. NO_3^- (%)	Výsledek testu	Hodnota p
K1	TTP	-32,1	průkazné	0,001
K2	TTP	-25,7	průkazné	0,001
K5	orná	10,8	průkazné.	0,002
K4	orná	10,8	průkazné.	0,028
KL	orná + TTP	-10,5	neprůkazné	0,065

na Kruskall-Wallisovým testem (tabulka 3). Jako závislá proměnná byl dosazen medián hodnot koncentrací a jako ovlivňující faktor bylo zvoleno zatravnění infiltrační oblasti. Pro hladinu významnosti 5 % byl vliv faktoru zatravnění infiltrační oblasti na snížení mediánu koncentrací dusičnanů na profílech K1 a K2 statisticky průkazný. Ke snížení (ač statisticky neprůkaznému) koncentrací došlo i v případě závěrového profilu KL, přestože zatravněno bylo pouze cca 20 % jeho infiltrační oblasti. Naopak na profílech s ornou půdou v infiltrační oblasti došlo ke statisticky průkaznému zvýšení mediánu koncentrací v období 2.

Průměrné koncentrace dusičnanů v drenážních vodách zůstávají i přes tento pokles dlouhodobě velmi vysoké. Příčinou je, že v odběrech převažují vzorky odebrané v období základního odtoku, jejichž koncentrace zůstanou ještě po dlouhou dobu od zatravnění vysoké, vzhledem k dlouhé době zdržení této části odtoku v povodí (podzemní voda, sva-

hový odtok). Významnější než absolutní snížení hodnot koncentrací dusičnanů je skutečnost, že došlo k trvalému otočení trendu jejich vývoje na profílech se zatravněnou infiltrační oblastí. Z grafů (obr. 5) je patrné, že před zatravněním infiltrační oblasti lineární trend vývoje koncentrací vzrůstal na všech profílech. Po zatravnění infiltrační oblasti došlo k obrácení tohoto trendu a od hydrologického roku 2008 koncentrace dusičnanů mírně, leč trvale klesají.

Experimentálně zjištěné výsledky potvrdily pozitivní vliv cíleného zatravnění na jakost vod, kdy koncentrace dusičnanů prokazatelně poklesly přes skutečnost, že TTP byl hnojen roční dávkou přibližně 120 kg N/ha/rok, tedy obdobnou dávkou jako orná půda. Zjištěné změny koncentrací dusičnanů po zatravnění infiltrační oblasti jsou v souladu se statistickým zhodnocením, které provedli Fučík et al., [2008], jimiž zjištěný pokles hodnot C90 koncentrací NO_3^- v průměru o 6,4 mg/l na každých

10 % zatravněné plochy infiltrační oblasti je ve stejném řádu jako výše uvedené výsledky experimentu. Poměrně nízká dynamika změny koncentrací souvisí s dobou zdržení základního odtoku v povodí, protože většina vzorků byla odebrána v době, kdy v odtoku převažoval a která se může pohybovat v řádech měsíců až let [Bůžek et al., 2009]. Výsledky zároveň prokázaly důležitost infiltračních oblastí pro tvorbu jakosti mělkých podzemních vod [Fučík et al., 2010, Zajíček et al., 2011]. Správně vymezená infiltrační oblast [Janglová et al., 2003, Kvítek et al., 2008] tak představuje efektivní a relativně nenákladný způsob jak ovlivnit jakost mělkých podzemních vod resp. jakost místních zdrojů pitné vody pro zásobování malých obcí.

Závěry

Zatravnění lokalit přímo nad vybudovaným drenážním systémem (ve výtokové oblasti) nemělo žádný vliv na koncentrace dusičnanů v drenážních vodách. Experiment však prokázal rozhodující vliv využití půdy v infiltrační oblasti na jakost drenážních vod. Drenážní skupina, jejíž infiltrační oblast byla celá zatravněna, vykázala pokles mediánu koncentrací dusičnanů o 32 % a z hlediska závěrového profilu drenážního systému došlo po zatravnění přibližně 10 % infiltrační oblasti k poklesu o cca 11 %, přičemž všechny sledované profily s TTP v infiltrační oblasti vykazují trvale klesající trend průběhu koncentrací NO_3^- v drenážních vodách. Získané poznatky lze také uplatnit při řešení jakosti vody místních zdrojů pitné vody zásobujících malé obce.

Poděkování

Tento příspěvek vznikl za finanční podpory etapy Výzkumného záměru MZe VUMOP 0002704902-03-01 „Tvorba jakosti půdních, průsakových a drenážních vod“.

Autoři děkují paní Haně Libichové a panu Davidu Šádkovi za technické a administrativní práce.

Literatura

- Bužek F, Bystřický V, Kadlecová R, Kvítek T, Ondr P, Šanda M, Zajíček A, Žlábek P. Application of two-component model of drainage discharge to nitrate contamination. *Journal of Contaminant Hydrology* 2009;106:99–117.
- Correl DL, Dixon, D. Relationship of nitrogen discharge to land use on Rhode river watersheds. *Agro-Ecosystems* 1980;6:147–159.
- Doležal F, Kvítek T. The role of recharge zones, discharge zones, springs and tile drainage systems in peninsulars of Central European highlands with regard

to water quality generation processes. *Phys. Chem. Earth. Parts A/B/C* 2004; 29:775–785.

- Fučík P, Kvítek T, Lexa M, Novák P, Bílková A. Assessing the Stream Water Quality Dynamics in Connection with Land Use in Agricultural Catchments of Different Scales. *Soil & Water Res.* 2008;3:98–112.
- Fučík P, Bystřický V, Doležal F, Lechner P, Kvítek T, Váchal J, Žlábek P. Posuzování vlivu odvodňovacích systémů a ochranných opatření na jakost vody v zemědělsky obhospodařovaných povodích drobných vodních toků. *Metodika, VUMOP v. v. i.*, Praha, 2010;90 s.
- Janglová R, Kvítek T, Novák P. Categorization of soil infiltration capacity based on GIS processing of soil survey data. *Soil and Water* 2003;2,61–81.
- Kvítek T, Fučík P, Kaplická M, Novák P, Novotný I, Žížala D. Identifikace kritických zdrojových lokalit plošného zemědělského znečištění – standardizovaný podklad pro projektování komplexních pozemkových úprav. *Metodika, VUMOP, v. v. i.* Praha, 2008;34 s.
- Kvítek T. Vývoj koncentrací dusičnanů a analýza stability zemědělských povodí vodárenské nádrže Švihov. *Rostlinná výroba*, 1999;45(3):107–111.
- Kvítek T, Žlábek P, Bystřický V, Fučík P, Lexa M, Gergel J, Novák P, Ondr P. Changes of nitrate concentrations in surface waters influenced by land use in the crystalline complex of the Czech Republic. *Physics and Chemistry of the Earth* 2009;34(8–9):541–551.
- Lennartz B, Michaelsen J., Wichtmann W, Widmoser PB. Time variance analysis of preferential solute movement at a tile-drained field site. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1999;63:39–47.
- Lexa M. Vyhodnocení koncentrací dusičnanů v drobných tocích povodí Želivky a analýza povodí těchto toků. Kandidátská disertační práce, PfF UK Praha, 2006;175 s.
- Růžek P, Klír J. Hnojení dusíkem se zřetelem na ochranu životního prostředí. *Úroda*, 1995;10:26–27.
- Šantrůček J, Svobodová M, Truneček J. Vyplavování dusíku pod pícními porosty. *Úroda*, 2001;6:29.
- Thornton GJP, Dise NB. The influence of catchment characteristics, agricultural activities and atmospheric deposition on the chemistry of small streams in the English Lake District. *The Science of the Total Environment* 1998;216:63–75.
- Whitehead DC. *Grassland Nitrogen*. CAB International, Wallingford, UK, 1995.
- Zajíček A, Kvítek T, Kaplická M, Doležal F, Kulhavý Z, Bystřický V, Žlábek P. Drainage water temperature as a basis for verifying drainage runoff composition on slopes. *Hydrological processes* 2011;25:3204–3215.

Mgr. Antonín Zajíček^{1,2}, prof. Ing. Tomáš Kvítek, CSc.³

¹Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v. v. i.

²Fakulta životního prostředí, Česká zemědělská univerzita v Praze

³Zemědělská fakulta, Jihočeská univerzita v Českých Budějovicích

e-mail: zajicek.antonin@vumop.cz, kvitek00@zf.jcu.cz



Vyplavení dusíku a fosforu z malých zemědělských odvodňovacích povodí s aplikací různých hnojiv

Renata Duffková, Antonín Zajíček, Petr Fučík

Abstrakt

Zemědělské drenážní systémy mohou významně přispívat ke znečištění podzemních i povrchových vod živinami. Na dvou lokalitách (Českomoravská vrchovina) byly v drenážních vodách v hydrologickém roce 2013 sledovány koncentrace a odnosy dusičnanového dusíku (N-NO_3) a dvou forem fosforu (P-PO_4 , celkový P) po aplikaci různých typů hnojiv (kejda, digestát, močůvka, minerální hnojiva), a to jak za běžných průtoků, tak i během významných srážko-odtokových epizod (SOE). Průtokově vážené koncentrace (FWC) N-NO_3 (vč. SOE) byly 12–28 mg/l (orná půda OP) a 7–15 mg/l (trvalý travní porost TTP); odnosy N-NO_3 46–136 kg/ha, resp. 11–24 kg/ha. FWC P-PO_4 se pohybovaly mezi 0,004–0,102 mg/l (OP) a 0,026–0,043 mg/l (TTP); FWC celkového P mezi 0,053–0,216 mg/l, resp. 0,080–0,133 mg/l. Roční odnosy celkového P byly 113–629 g/ha (OP) a 111–241 g/ha (TTP). Vyplavení N-NO_3 bylo diferencováno využíváním pozemků (TTP vs. OP). Zvýšené vyplavení P, mírně překračující eutrofizační limit (0,035 mg/l P-PO_4 , 0,10 mg/l celkový P), bylo zjištěno při běžných průtocích pouze v souvislosti s aplikací kejdy na OP a digestátu s močůvkou na TTP. Během SOE, trvajících v létě 1–2 dny, v zimě 2–3 dny, byly limity překročeny výrazněji, a to v souvislosti jak s organickým, tak minerálním hnojením. Podíl SOE na celkovém odnosu P byl významný, ale jeho dostupnost pro řasy a sinice není v tekoucích vodách kontinuální. Nízké eutrofizační riziko obou lokalit bylo možné vysvětlit sorpcí P v hlubších půdních vrstvách.

Klíčová slova

drenážní systémy – hnojení – dusík – fosfor – eutrofizace

Úvod

Vyplavení a odnos dusíku (N) v dusičnanové formě (N-NO_3) a fosforu (P) v rozpuštěné formě z plošných zemědělských zdrojů znečištění zvyšuje eutrofizaci vod. Limitujícím prvkem eutrofizace je P. Vysoký eutrofizační potenciál a riziko vyplavení představují půdy silně saturované P a náchylné k urychlenému, zejména tzv. saturačnímu, povrchovému a podpovrchovému odtoku vody a erozi. Lokality s těmito vlastnostmi bývají označovány jako tzv. kritické zdrojové lokality (Critical Source nebo Hydrologically Sensitive Areas), což jsou vedle ploch s výskytem povrchového odtoku dále půdy mělké, promyvné a/nebo odvodněné či s výskytem makropórů. Hydrologická a hydrochemická role těchto enkláv se projevuje zejména v souvislosti s významnou srážko-odtokovou epizodou (SOE) [1, 2, 3, 4, 5, 6]. Za limitní hranici pro eutrofizaci považují [7] 0,035 mg/l a [8] uvádějí 0,1 mg/l biodostupného, tj. rozpuštěného reaktivního P (RRP). Limitní hodnotu roční průtokově vážené koncentrace (Flow-weighted concentration, FWC) pro celkový P uvádějí [9] 0,1 mg/l. Princip vyplavení N a P z půd se liší tím, že RRP ve formě ortofosforečnanů má velkou sorpční afinitu k půdní matici, naopak N-NO_3 je mobilní a není sorpcí retardován. Vyplavení RRP je tudíž zvyšováno zpravidla s odtokem vody, naopak vyplavení N-NO_3 se – z hlediska koncentrací – s rostoucím odtokem spíše snižuje [10]. Saturace půd P, která podmiňuje zpětnou desorpci RRP do půdního roztoku, a tudíž zvyšuje riziko vyplavení, souvisí s půdními fyzikálně-chemickými vlastnostmi a biogeochemickými procesy. Avšak i z půd s nízkou sorpční kapacitou pro P (např. písčité půdy) může být vyplaveno méně celkového P než např. z těžkých hlinito-jílovitých odvodňovacích půd s výskytem makropórů [5, 6]. Drenážní odtok z těchto půd a rovněž povrchový odtok (eroze) během SOE jsou zdrojem převážně partikulárního P (PP) vázaného na půdní koloidy [11], naopak v podpovrchovém odtoku z půdní matrice, který

je podchycen drenážními systémy, převažuje RRP [5].

O stupni nasycení půd P, resp. o riziku vyplavení N a P, rozhoduje rovněž druh, dávka, způsob a doba aplikace hnojiv [3, 12] ve vazbě na výše uvedené faktory – rizika [10], v souvislosti s průběhem počasí (vlhkost půdy, resp. nasycenost povodí). Zejména přísun P v organické, vysoce mobilní formě (např. hnůj, kejda, digestát) blokuje srážení P a adsorpční místa pro P [5, 9, 13]. Vysoká přístupnost N v digestátech (tj. vysoký obsah amonných iontů) vytváří v období před zvýšeným příjmem živin porostem značné riziko vyplavení N do podzemních vod. Rovněž se předpokládá, že vyplavení P z digestátu vzhledem k jeho organickému původu bude zvýšené [14].

Cílem příspěvku bylo zhodnotit vliv hnojení organickými (kejda skotu, digestát, močůvka) a minerálními hnojivy na eutrofizační riziko prostřednictvím koncentrací a odnosů N-NO_3 , reaktivního a celkového P v drenážních vodách z malých zemědělských povodí za různých hydrologických situací.

Materiál a metody

Experimentální lokalita Košetice se nachází JZ od obce Košetice, cca 15 km na S od Pelhřimova. Jedná se o pozemek s ornou písčito-hlinitou až hlinitou půdou (34,50 ha), s nadmořskou výškou 500–525 m a průměrnou sklonitostí 2,5°. V roce 1963 zde byla vybudována stavba drenážního odvodnění, dosud funkční, s dvěma drenážními skupinami, které jsou vyústěny do recipientu vzdáleného 70–100 m J od pozemku. Na pozemku převažuje kambizem modální, v terénních vlhkých depresích kambizem oglejená a pseudoglej modální. V JZ části pozemku je koluvizem modální, která vznikla akumulací erozních smyčů z vyšší části pozemku. Pozemek má v různých částech nízkou, vyhovující a dobrou zásobu přístupného P. Pole bylo rozděleno na dvě pokusné části, a sice na základě vymezení mikropovodí dvou hlavních drenážních skupin zaústěných do dvou šachtic (KOS1, KOS2). V roce 2012 byla na obou částech pěstována kukuřice, brambory a ječmen jarní. Před výsevem kukuřice byla na KOS1 aplikována kejda skotu a rychle rozpustné minerální hnojivo Polidap (123 kg N a 45 kg P/ha) a na ječmen Polidap (27 kg N a 30 kg P/ha). Na KOS2 bylo ke kukuřici a ječmeni dáno stejné množství N a P v DAM390 a v minerálním hnojivu Fosmag s pozvolným uvolňováním P. Brambory byly v obou variantách hnojeny shodně (60 kg N a 26 kg P/ha v NP 20–20). V roce 2013 byl pěstován ječmen jarní a kukuřice na siláž. Na KOS1 byl před výsevem ječmene aplikován Polidap podle potřeby hnojení P (9–45 kg N a 10–50 kg P/ha) a před výsevem kukuřice kejda a Polidap (158 kg N a 40 kg P/ha). Na KOS2 byl aplikován DAM390 a hnojivo s pomalým uvolňováním P (Dolophos), u kterého bylo předpokládáno nižší riziko průniku P do podzemních vod. Dávka u ječmene byla 33 kg N a 30–40 kg P/ha podle potřeby hnojení P a u kukuřice stejně jako na KOS1. Během července byla kukuřice přihnojena na obou mikropovodích 57 kg N/ha v DAM390.

Experimentální povodí Dehtáře se nachází poblíž Pelhřimova, má plochu 57,9 ha a nadmořskou výšku 497 až 550 m. V blízkosti zdrojovnice (zdrojová oblast) jsou půdy mělké s vyšším obsahem písku, často kamenité, ve středních partiích svahů převažují půdy písčito-hlinité a v dolní části povodí (výtoková oblast), zejména v jeho ose se vyskytují půdy hlubší a těžší, často zajižené. Půdní typy ve výtokové oblasti jsou kambizem oglejené, pseudogleje, gleje i náznaky organozemí. Ve zdrojové oblasti převažují kambizem modální, rankerové a arenické. Zemědělská půda, která tvoří převážnou část povodí, je většinou využita jako orná (OP), výtoková oblast povodí a část zdrojové oblasti v jižní části povodí jako trvalý travní porost (TTP). Drenážní systém byl postaven v roce 1977 jako soustava 2 drenážních skupin s několika souřady plošné drenáže, nad kterými byly vybudovány záchytné drény zachycující svahovou vodu a vodu z pramenných vývěrů. Podrobný popis povodí a drenážního systému je uveden v [1, 15, 16, 17, 18]. Pro účely této práce bylo sledováno několik měrných profilů na drenáži s rozdílným hnojením a využitím půdy. Byly to závěrové profily drenážních skupin KL (TTP ve výtokové, OP a TTP ve zdrojové oblasti) a KP (OP). Dále byla sledována mikropovodí drenážních souřadů K1 (TTP) a K5 (OP) a záchytný drén K2 zachycující svahovou vodu z TTP nad souřadem K1, se kterým je spojen. Obsah přístupného P v drnové vrstvě 0–20(25) cm travního porostu ve zdrojové oblasti (K1, K2 a částečně KL) byl 70–170 mg/kg, tj. v kategorii dobrý až velmi vysoký. Na jaře 2013 zde byl aplikován digestát z prasečí kejdy a výpalků z lihovaru v dávce 100 kg N a 27 kg P/ha a během vegetačního období příležitostně močůvka. Travní porost ve výtokové oblasti nebyl hnojen. Na ornou půdu byl v srpnu 2012 před výsevem řepky ozimé aplikován hnůj (186 kg N a 50 kg P/ha), na jaře 2013 minerální hnojiva (121 kg N/ha, bez P).

Na všech sledovaných profilech obou pokusných lokalit byly v drenážních šachticích automaticky měřeny průtoky ultrazvukovou sondou. Drenážní odtok byl hodnocen dle odtokových koeficientů (podíl drenážního odtoku ze srážek) a byl rozdělen na 3 složky metodami digitálních filtrů Grayson a Nathan-McMahon separujícími základní odtok (Qbase) a početními metodami MGPM a GROUND [19, 20] separujícími přímý odtok (Qdirect). Středně rychlá složka (Qinter) byla získána odečtením základního odtoku od výsledků separace MGPM a GROUND. V rámci pravidelného monitoringu byly vzorky drenážní vody odebírána ve 14denních intervalech. V průběhu významných SOE byly na profilech KOS1, KOS2, KL a KP vzorky odebírány automaticky pomocí vzorkovačů ISCO. Ve vzorcích vody byly určeny koncentrace dusičnanů, reaktivního P ve formě ortofosforečnanů (P-PO₄), celkového P (Pcelk), vše v mg/l. Dusičnany [21] a ortofosforečnany [22] byly stanoveny fotometricky průtokovou analýzou na přístroji Skalar. Celkový P byl převeden na fosforečnany UV digescí. Průměrné koncentrace byly váženy průtokem (FWC) a odnos látek z povodí byl získán vynásobením průměrného denního průtoku příslušnou koncentrací živiny. Z půdních vzorků z Košetice a z Dehtář z TTP (zdrojová oblast) byl stanoven obsah přístupného P (Mehlich III) a tzv. stupeň nasycení fosforem (Degree of phosphorus saturation, DPS), a to jako podíl P vázaného na amorfní formy Fe a Al na základě extrakce kyselým fosforečnanem draselným obsahujícím 75 mg P/l po dobu 18 hodin [23]. Z úbytku P bylo vypočteno množství sorbovaného P v půdě.

Výsledky

Drenážní odtok

Charakteristiky drenážního odtoku jednotlivých mikropovodí se výrazně lišily (tab. 1). Hodnoty okamžitého průtoku se pohybovaly od 0,001 v období základního odtoku koncem léta po 20–30 l/s v průběhu významných letních SOE. Na lokalitě Košetice byla na KOS1 zjištěna mimořádně vysoká hodnota odtokového koeficientu (77 %) ve srovnání s běžnou hodnotou pro drenážní systémy v dané oblasti na KOS2 (28 %) a rovněž i specifický odtok. SOE měly vysoký podíl na celkovém odtoku na obou skupinách (KOS1 34 %, 7 SOE/13 dnů; KOS2 36 %, 8 SOE/10 dnů). V Dehtářích se odtokový koeficient pohyboval v rozpětí 8–42 % a specifický odtok 0,015–0,076 l/s/ha. Na závěrovém profilu KP byl zjištěn odtokový koeficient i specifický odtok nejvyšší (tab. 1);

na KL byly naopak obě tyto charakteristiky mimořádně nízké. Podíl SOE na celkovém ročním odtoku byl na závěrových profilech v Dehtářích nižší než v Košetících (KL 7 SOE/12 dnů a 13 % z celkového odtoku, KP 5 SOE/10 dnů a 10 % celkového odtoku).

Na koncentrace a odnos nutričních složek má vliv kromě objemu drenážního odtoku také zastoupení jeho složek (tab. 1). Základní odtok se na celkovém odtoku nejvíce podílel na konci vegetačního období a na podzim, kdy (mimo SOE) v odtoku jednoznačně převažoval. Přímý odtok se vyskytoval v proměnlivém podílu po celý rok. Největší podíl měl v průběhu SOE, a to jak za letních přívalových dešťů, tak i při rychlých oblevách v průběhu ledna a února. V průběhu těchto SOE dosahoval podíl rychlé složky až 95 % denního odtoku. Střední složka se uplatnila zejména na konci zimních SOE spojených s táním sněhu a částečně i na konci největších letních SOE. Naopak na podzim se v drenážním odtoku téměř nevyskytovala. Rozdíly v zastoupení jednotlivých složek odtoku byly zjištěny nejen mezi sledovanými lokalitami, ale i v rámci jejich mikropovodí. Na KOS1 byl výrazně vyšší podíl základního odtoku a nižší podíl přímého odtoku než na KOS2. Na lokalitě Dehtáře byl zaznamenán výrazně nižší podíl přímého odtoku a vyšší podíl střední složky na K5 oproti K1 a zachytnému drénu K2. Obdobný rozdíl byl zaznamenán též mezi skupinami KL a KP (tab. 1).

Koncentrace a odnos dusičnanového dusíku (N-NO₃)

Hodnoty FWC N-NO₃ a statistických charakteristik odnosu N-NO₃ jsou uvedeny v tab. 2. V Košetících byly zjištěny koncentrace N-NO₃ 7,0–36,6 mg/l, přičemž FWC na kejdovaném mikropovodí KOS1 byla vyšší než na KOS2 hnojeném minerálními hnojivými. Během pravidelných odběrů se koncentrace se zvyšujícím se průtokem mírně zvyšovaly, hodnoty korelačního koeficientu r se pohybovaly mezi 0,4–0,5. Během vegetačního období koncentrace N-NO₃ dosahovaly na obou mikropovodích vyšších hodnot než v období mimovegetačního

Tab. 1. Charakteristiky drenážních odtoků všech sledovaných profilů v HR 2013

Profil	Hs (mm)	Velikost mikropovodí (ha)	Koeficient odtoku (%)	Specifický odtok (l/s/ha)	Medián odtoku (m ³ /den/ha)	Q base (%)	Q inter (%)	Q direct (%)
KOS1	791,2	3,9	77	0,190	4,3	39,3	29,5	31,2
KOS2	791,2	5,0	28	0,071	2,9	31,8	27,6	40,6
K1	578,8	3,3	24	0,043	2,3	41,7	31,8	26,5
K2	578,8	2,3	35	0,065	4,1	43,4	30,1	26,5
K5	578,8	8,6	35	0,065	2,7	39,2	45,2	15,6
KL	578,8	29,6	8	0,015	0,9	44,9	35,0	20,1
KP	578,8	28,3	42	0,076	4,1	38,0	45,0	17,0

Tab. 2. Koncentrace (FWC) a odnos N-NO₃ ze všech sledovaných profilů v HR 2013

Období	Profil	Landuse	Hnojení	Koncentrace N-NO ₃ (mg/l)		Odnos N-NO ₃			
				FWC* pravidelný odběr	FWC SOE	denní (g/ha)			celkem (kg/ha)
						maximum	průměr	medián	suma
HR 2013	KOS1	OP	kejda	22,1	17,7	4442,7	373,7	90,2	136,0
	KOS2	OP	minerální	19,4	27,9	10538,5	126,1	42,5	46,0
	K1	TTP	digestát/močůvka	7,3	n	270,6	30,3	21,4	11,1
	K2	TTP	digestát/močůvka	14,3	n	594,2	66,7	59,1	24,4
	K5	OP	minerální	24,9	n	953,7	145,0	61,2	52,9
	KL	TTP+OP	min./dig./moč.	9,8	4,0	36,1	14,7	13,6	5,4
	KP	OP	minerální	20,8	10,5	629,3	126,3	68,8	46,1
Vegetační (1.4.-30.9.)	KOS1	OP	kejda	25,1	16,9	4442,7	294,3	82,6	53,6
	KOS2	OP	minerální	21,4	28,4	10538,5	172,0	37,6	31,5
	K1	TTP	digestát/močůvka	8,1	n	270,6	28,0	19,5	5,1
	K2	TTP	digestát/močůvka	15,1	n	358,7	67,6	61,7	12,4
	K5	OP	minerální	23,0	n	381,0	83,7	63,7	15,2
	KL	TTP+OP	min./dig./moč.	11,1	3,5	36,1	14,3	14,1	2,6
	KP	OP	minerální	19,3	9,2	558,3	100,4	72,9	18,3
Mimovegetační	KOS1	OP	kejda	23,1	21,4	3285,2	453,0	179,9	82,4
	KOS2	OP	minerální	15,7	12,3	1025,8	80,0	54,2	14,5
	K1	TTP	digestát/močůvka	6,7	n	219,9	32,8	33,3	6,0
	K2	TTP	digestát/močůvka	13,9	n	594,2	65,9	34,3	12,0
	K5	OP	minerální	25,8	n	953,7	207,4	53,7	37,8
	KL	TTP+OP	min./dig./moč.	8,7	5,5	33,0	15,2	11,9	2,8
	KP	OP	minerální	22,1	14,0	629,3	152,7	52,9	27,8

ním a opět byly vyšší na KOS1. V průběhu SOE byly v obou obdobích naopak podstatně vyšší FWC na KOS2, a to častým zvyšováním koncentrací N-NO₃ s rostoucím průtokem. Nicméně byly zaznamenány i SOE s opačným průběhem koncentrací. Průměrný denní i celkový roční odnos N-NO₃ byl výrazně vyšší z KOS1 (tab. 2). Větší podíl na odnosu N-NO₃ z KOS1 byl v mimovegetačním období, na KOS2 ve vegetačním období. Na celkovém odnosu N-NO₃ se SOE podílely z 18 % na KOS1, resp. z 32 % na KOS2.

Na lokalitě Dehtáře se koncentrace N-NO₃ pohybovaly mezi 1,5–30,4 mg/l. Hodnoty FWC byly na zatravněných mikropovodích hnojených digestátem a močůvkou nižší ve srovnání s ornou půdou a byly vyšší ve vegetačním období. Naopak na profilech s ornou

půdou byly FWC vyšší v období mimovegetačním (tab. 2). Během pravidelných odběrů koncentrace N-NO₃ obecně klesaly s rostoucím průtokem, s užití vazbou na profilech sledujících vodu z TTP. Během letních SOE docházelo na KL k silnému ředění koncentrací N-NO₃, a v průběhu zimních SOE nebyla pozorována žádná závislost. Na drenážní skupině KP naopak docházelo v průběhu zimních SOE k ředění a v průběhu letních SOE nebyla vazba mezi průtokem a koncentrací N-NO₃. Také odnos N-NO₃ byl podstatně vyšší z orné půdy než z TTP. Větší podíl vyplaveného N-NO₃ byl na všech sledovaných profilech v mimovegetačním období. Podíl SOE na celkovém odnosu N-NO₃ byl na Dehtářích nižší než v Košetčicích; na KL dosáhl 3,6 % (7 SOE/12 dní) a na KP 5,6 % (5 SOE/10 dnů).

Tab. 3. Koncentrace (FWC) a odnos P-PO₄ ze všech sledovaných profilů v HR 2013

Období	Profil	Landuse	Hnojení	Koncentrace P-PO ₄ (mg/l)		Odnos P- PO ₄			
				FWC pravidelný odběr	FWC SOE	denní (g/ha)			celkem (g/ha)
						maximum	průměr	medián	suma
HR 2013	KOS1	OP	kejda	0,023	0,090	19,350	0,463	0,071	168,9
	KOS2	OP	minerální	0,020	0,044	12,414	0,146	0,018	53,2
	K1	TTP	digestát/močůvka	0,015	n	1,114	0,081	0,037	29,4
	K2	TTP	digestát/močůvka	0,036	n	28,814	0,388	0,090	141,5
	K5	OP	minerální	0,016	n	0,896	0,115	0,043	42,0
	KL	TTP+OP	min./dig./moč.	0,011	0,023	0,307	0,027	0,015	9,9
	KP	OP	minerální	0,016	0,031	1,425	0,144	0,067	52,5
Vegetační (1.4.-30.9)	KOS1	OP	kejda	0,037	0,102	19,350	0,480	0,070	80,0
	KOS2	OP	minerální	0,004	0,044	12,414	0,160	0,003	29,1
	K1	TTP	digestát/močůvka	0,011	n	1,114	0,056	0,036	10,2
	K2	TTP	digestát/močůvka	0,019	n	2,162	0,136	0,093	24,9
	K5	OP	minerální	0,010	n	0,314	0,060	0,043	10,9
	KL	TTP+OP	min./dig./moč.	0,006	0,021	0,293	0,020	0,015	3,7
	KP	OP	minerální	0,010	0,029	1,305	0,105	0,068	19,2
Mimovegetační	KOS1	OP	kejda	0,021	0,036	4,663	0,440	0,100	88,9
	KOS2	OP	minerální	0,022	0,045	2,359	0,130	0,070	24,1
	K1	TTP	digestát/močůvka	0,018	n	0,733	0,106	0,048	19,2
	K2	TTP	digestát/močůvka	0,043	n	28,814	0,640	0,049	116,5
	K5	OP	minerální	0,019	n	0,896	0,171	0,044	31,1
	KL	TTP+OP	min./dig./moč.	0,017	0,028	0,307	0,034	0,016	6,2
	KP	OP	minerální	0,021	0,036	1,425	0,183	0,055	33,3

Tab. 4. Koncentrace (FWC) a odnos Pcelk ze všech sledovaných profilů v HR 2013

Období	Profil	Landuse	Hnojení	Koncentrace Pcelk (mg/l)		Odnos Pcelk			
				FWC pravidelný odběr	FWC SOE	denní (g/ha)			celkem (g/ha)
						maximum	průměr	medián	suma
HR 2013	KOS1	OP	kejda	0,089	0,194	40,98	1,72	0,33	629,4
	KOS2	OP	minerální	0,066	0,133	25,96	0,43	0,13	156,2
	K1	TTP	digestát/močůvka	0,086	n	3,81	0,30	0,10	111,1
	K2	TTP	digestát/močůvka	0,097	n	40,18	0,66	0,21	241,4
	K5	OP	minerální	0,058	n	2,89	0,31	0,07	112,9
	KL	TTP+OP	min./dig./moč.	0,073	0,114	1,22	0,09	0,03	32,1
	KP	OP	minerální	0,068	0,090	4,16	0,41	0,16	150,8
Vegetační (1.4.-30.9)	KOS1	OP	kejda	0,075	0,216	40,98	1,48	0,24	270,9
	KOS2	OP	minerální	0,053	0,133	25,96	0,45	0,08	83,0
	K1	TTP	digestát/močůvka	0,112	n	3,71	0,25	0,08	46,6
	K2	TTP	digestát/močůvka	0,080	n	6,48	0,40	0,22	72,7
	K5	OP	minerální	0,059	n	0,68	0,13	0,06	23,5
	KL	TTP+OP	min./dig./moč.	0,070	0,123	1,22	0,07	0,03	12,4
	KP	OP	minerální	0,072	0,088	3,92	0,29	0,12	53,6
Mimovegetační	KOS1	OP	kejda	0,104	0,102	24,07	1,97	0,48	358,5
	KOS2	OP	minerální	0,076	0,128	4,50	0,40	0,24	73,2
	K1	TTP	digestát/močůvka	0,081	n	3,81	0,35	0,19	64,5
	K2	TTP	digestát/močůvka	0,133	n	40,18	0,93	0,11	168,8
	K5	OP	minerální	0,070	n	2,89	0,49	0,11	89,4
	KL	TTP+OP	min./dig./moč.	0,091	0,088	1,16	0,11	0,06	19,7
	KP	OP	minerální	0,077	0,097	4,16	0,53	0,27	97,2

Koncentrace a odnos rozpuštěného reaktivního fosforu (P-PO₄)

Hodnoty FWC P-PO₄ a statistických charakteristik odnosu P-PO₄ jsou uvedeny v **tab. 3**. Koncentrace P-PO₄ se v drenážních vodách lokality Košetice pohybovaly mezi 0,001–0,196 mg/l. Na KOS1 se P-PO₄ mírně snižovaly s rostoucím průtokem a na KOS2 mírně rostly. Hodnoty FWC z pravidelných odběrů byly na obou mikropovodích relativně nízké a bez rizika eutrofizace (**tab. 3**). Všechny charakteristiky odnosu byly výrazně vyšší na KOS1. Nebyl pozorován velký rozdíl mezi odnosem P-PO₄ ve vegetačním a mimovegetačním období. V průběhu SOE došlo převážně k nárůstu koncentrací P-PO₄. SOE měly významný podíl na ročním odnosu P-PO₄ (KOS1 47 %, KOS2 36 %). Největší podíl na celkovém odnosu P-PO₄ měla mimořádná třídní SOE na začátku června (KOS1 22 %). Podíl P-PO₄ na odnosu celkového P byl na obou profilech 1/5 až 1/3 (vyšší ve vegetačním období). V drenážních vodách lokality Dehtáře se koncentrace P-PO₄ pohybovaly mezi 0,001–0,251 mg/l. Koncentrace z pravidelných odběrů obecně mírně rostly s rostoucím průtokem, vztah byl nejtěsnější na zorněném mikropovodí K5 ($r=0,50$). Naopak na K2 byly koncentrace P-PO₄ na velikosti průtoku nezávislé. Hodnoty FWC byly na všech sledovaných mikropovodích obdobně nízké, s výjimkou zatrávněného K2 s aplikací digestátu, kde byly oproti ostatním profilům hodnoty vyšší a v mimovegetačním období překročily hranici ohrožení eutrofizací (0,043 mg/l). V průběhu SOE většinou docházelo ke zvyšování koncentrací P-PO₄ s rostoucím průtokem ($r=0,46–0,90$), s výjimkou jedné letní SOE, kdy se koncentrace P-PO₄ neměnily na žádném profilu. Na ročním odnosu se SOE na Dehtářích podílely nižším podílem než v Košetících (KL 14 %, KP 12 %). Podíl P-PO₄ na celkovém odnosu P se na Dehtářích pohyboval mezi 27–37 %, na K2 to však bylo 58 % (v mimovegetačním období 69 %).

Koncentrace a odnos celkového fosforu (Pcelk)

Hodnoty FWC Pcelk a statistických charakteristik odnosu P jsou uvedeny v **tab. 4**. Během pravidelných odběrů byly obsahy Pcelk na lokalitě Košetice v rozmezí 0,016–0,166 na KOS1 a 0,002–0,036 mg/l na KOS2. Na KOS1 nebyla zjištěna vazba mezi koncentracemi a průtokem, na KOS2 docházelo k mírnému růstu koncentrací s rostoucím průtokem. V průběhu SOE měly koncentrace Pcelk přibližně dvojnásobné hodnoty v porovnání s pravidelnými odběry (**tab. 4**). Vztah mezi průtokem a koncentracemi Pcelk byl nejednoznačný, vyskytly se SOE s růstem i poklesem koncentrací s rostoucím průtokem. Celková ztráta Pcelk na KOS1 byla vyšší než na KOS2 (**tab. 4**). Velký podíl na roční ztrátě celkového P měly SOE (KOS1 26 %, KOS2 38 %). Značnou část odnosu z KOS2 představoval odnos v průběhu pouhých dvou SOE: při oblevě v lednu 2013 a v červnu 2013. Na lokalitě Dehtáře se koncentrace Pcelk pohybovaly v rozmezí 0,016–0,378 mg/l. Během pravidelných odběrů koncentrace Pcelk mírně rostly se zvyšujícím se průtokem na všech sledovaných profilech (nejsilnější vazba na KL $r=0,79$ a K5 $r=0,50$). V průběhu SOE se koncentrace většinou zvyšovaly, ale vyskytly se SOE s opačným průběhem a bez vztahu mezi koncentrací a průtokem. Hodnoty FWC byly velmi podobné, nicméně nejvyšší byly na zatrávněných a digestátem hnojených profilech K1 a K2 (**tab. 4**). V mimovegetačním období byly koncentrace Pcelk vyšší než ve vegetačním, přičemž na K2 překročily hodnotu 0,1 mg/l (**tab. 4**). V průběhu SOE byly koncentrace vyšší než během pravidelných odběrů, nicméně podíl SOE na celkovém odtoku byl relativně nízký (KL 19 %, KP 8 %).

Diskuse

Velikost základního odtoku a podíl jednotlivých složek byly v souladu s výsledky [17, 24]. Velmi nízký odtok z KL byl pravděpodobně ovlivněn špatným stavem systému odvodnění na hranici své životnosti (37 let). Relativně malý podíl SOE na odnosu sledovaných nutrientů z povodí Dehtáře byl způsoben nízkým podílem přímé složky odtoku.

Organický N je pro rostliny zpřístupňován postupnou mineralizací organické hmoty. Aplikovaná kejda a digestát měly 50, resp. 45 % N v organické formě, a tak lze předpokládat nižší okamžitou dostupnost a postupné uvolňování živin ve srovnání s minerálním hnojivem. Při hodnocení vyplavování živin je nutné vzít v úvahu dynamiku půdní vlhkosti v návaznosti na rozdělení a intenzitu srážek, land use, terénní a půdní podmínky a předchozí i současný management daného území [9]. Během vlhkého období následující po delším období sucha je N-NO₃ vyplavován ve velké míře (efekt koncentrace), pokud srážky přetrvávají delší dobu, vyplavení dusičnanů klesá tak, jak jsou z půdy vyčerpávány (efekt ředění). Během sušší periody se

N-NO₃ v půdě kumuluje [25]. Tento mechanismus dokládá spojení hydrologických a biogeochemických půdních procesů. Vyšší celkový odtok i podíl základního odtoku v Košetících na KOS1 bylo možné vysvětlit výraznou hydrologickou konektivitou území [25], která vysvětlila výrazně vyšší FWC N-NO₃ během pravidelných odběrů a zároveň i celkový odnos N-NO₃ ve srovnání s KOS2. Naopak nižší hydrologická konektivita na KOS2 odpovídala nižším FWC během pravidelných odběrů, kdy základní odtok byl zřejmě tvořen hlubší podzemní vodou. Vyšší FWC i odnosy během SOE na KOS2 měly souvislost s vyšším podílem rychle složky odtoku, která podporovala koncentrování N-NO₃ s odtokem [26].

Vzhledem k tomu, že morfologické a fyziologické charakteristiky travních druhů účinně omezují vyplavení živin do vod [27, 28], byly dle předpokladu FWC i celkové odnosy N-NO₃ na Dehtářích výrazně vyšší z orné půdy (K5, KP), a to zejména v mimovegetačním období.

Organický fosfor je převážně mobilní, minimálně vázaný půdními koloidy, a tudíž se předpokládá jeho vyšší vyplavení ve srovnání s minerálními hnojivy [29]. Tím lze vysvětlit zvýšení FWC obou forem P po aplikaci kejdy na KOS1 v Košetících [9], kdy výše uvedené eutrofizační limity pro RRP (0,035 mg/l), resp. celkový P (0,10 mg/l) byly v pravidelných odběrech nepatrně překročeny ve vegetačním období, resp. mimovegetačním období. Zvýšené riziko vyplavení P bylo indikováno i v nejnižší části kejdovaného pozemku na základě přístupného P v půdě, který překročil ve vrstvě 0–30 cm eutrofizační limit (90 mg/kg) [30], a vysokého DPS (29 %). Při vysokém obsahu P v půdě zjistila práce [9] pro drenážovanou hlinitou půdu s kukuřicí, s obdobnou sklonitostí a dávkou kejdy, vyšší koncentrace obou forem P (0,23–0,95, resp. 0,55–1,76 mg/l). Zcela jiná situace byla během SOE, kdy eutrofizační limity obou forem P byly více či méně překročeny na obou sledovaných mikropovodích, a to ve shodě se studií na odvodněných hlinitojílovitých půdách jižního Švédska [6], která zjistila vyšší RRP během zvýšených vodních stavů po aplikaci drůbeží kejdy. Na posouzení eutrofizačního rizika má výrazný vliv rovněž roční období [8, 31] a druh vodního útvaru povrchových vod (tekoucí vs. stojatá voda). Nejvyšší riziko eutrofizace vod v souvislosti s nároky řas a sinic na živiny je na jaře a v létě. V tekoucích vodách je období eutrofizačního rizika plně synchronizováno s kontinuální dostupností P zdrojů, naopak ve stojatých vodách o eutrofizaci rozhoduje celková roční zátěž P (velký vliv SOE) [31]. Celkově lze zhodnotit eutrofizační riziko v Košetících jako nízké, a to i v souvislosti s velmi nízkým DPS ve vrstvě 30–60 cm (12 %), dokládajícím možnost účinné půdní sorpce P aplikovaného hnojivem. Na Dehtářích se mírně zvýšené riziko eutrofizace během pravidelných odběrů po aplikaci digestátu na TTP projevilo na K2 (obě formy P, mimovegetační období) a K1 (Pcelk, vegetační období). Koncentrace P na K2 nemohla být prokazatelně snižována ředěním podzemní vodou [9]. Zvýšené FWC i odnosy v mimovegetačním období byly způsobeny absencí čerpání P porostem a vyplavováním z odumřelé organické hmoty [32]. Riziko vyplavení P bylo indikováno v půdní vrstvě 0–20 cm promyvné kambizemě arenické s vysokým obsahem přístupného P (> 90 mg/kg) a DPS 29 %; to však bylo eliminováno ve vrstvě 15–35 cm s dostatečnou kapacitou pro sorpci P (DPS 13 %) [33]. Aplikace hnoje související s profily KP a K5 neprokázala žádné eutrofizační riziko, zřejmě z důvodu vazby P na půdní koloidy a 5letého odstupu od předchozí dávky hnoje. Zároveň však je třeba uvažovat možný podíl neznečištěné podzemní vody v odtoku z těchto profilů, ležících v dolní části povodí. Z hlediska vyplavení P během SOE bylo na Dehtářích zaznamenáno mírně zvýšené eutrofizační riziko ve vegetačním období na KL. Vyšší FWC obou forem P během SOE na obou lokalitách vypovídaly nejen o vyplavení organického P a RRP z půdního roztoku, ale zřejmě i o tzv. vnitropůdní erozi z makropórů, která je zdrojem PP v drenážních vodách [10, 11]. Další autoři [34] zjistili, že i PP může být zdrojem biodostupného P, neboť 34–55 % PP bylo rozpuštěno změnou redox podmínek v sedimentech. Rovněž riziko eutrofizace v Dehtářích je možno hodnotit jako nízké, neboť během vegetačního období byl pouze nepatrně překročen eutrofizační limit pro celkový obsah P.

Závěr

Vyplavení živin z drenážních vod závisí na propojení hydrologických a biogeochemických půdních procesů. Vyplavení N-NO₃ nebylo diferencováno typem hnojiva (organické vs. minerální), ale využíváním pozemků (TTP vs. OP). Naopak vyplavení P záviselo na typu hnojiva, zvýšené bylo po aplikaci hnojiv organických. Celkově nízké eutrofizační riziko bylo spojeno s účinnou sorpční kapacitou

pro P v hlubších půdních vrstvách. Podíl SOE na celkovém odnosu P byl významný, ale jeho dostupnost pro řasy a sinice není v tekoucích vodách kontinuální.

Poděkování: Tento příspěvek vznikl s podporou TAČR projektu č. TA02020337.

Literatura

- [1] Zajíček, A.; Kvítek, T. (2013): Vliv cíleného zatravnění infiltrační oblasti na koncentrace dusičnanů v drenážních vodách. [The effect of grassing focused into infiltration area on the nitrate concentration in drainage waters]. *Sovak* 9: 14–17.
- [2] Smethurst, P. J.; Petrone, K. C.; Langergraber, G.; Baillie, C. C.; Worledge, D.; Nash D. (2014): Nitrate dynamics in a rural headwater catchment: measurements and modelling. *Hydrol Process*, 28: 1820–1834.
- [3] Delgado, A.; Scalenghe, R. (2008): Aspects of phosphorus transfer from soils in Europe. *J Plant Nutr Soil Sc*, 171: 552–575.
- [4] Fučík, P.; Kaplická, M.; Zajíček, A.; Kvítek, T. (2010): Vyhodnocení monitoringu jakosti vod v malém zemědělsko-lesním povodí: diskretní a kontinuální přístup. [Evaluation of detailed water quality monitoring system in a small agricultural catchment: discrete vs. continuous approach]. *Vodní Hospodářství*, 60 (8): 213–217.
- [5] Reid, D. K.; Ball, B.; Zhang, T. Q. (2012): Accounting for the Risks of Phosphorus Losses through Tile Drains in a Phosphorus Index. *J Environ Qual*, 41: 1720–1729.
- [6] Ulén, B.; Wesström, I.; Johansson, G.; Stjernman Forsberg L. (2014): Recession of phosphorus and nitrogen concentrations in tile drainage water after high poultry manure applications in two consecutive years. *Agr Water Manage*, 146: 208–217.
- [7] Fiala, D.; Rosendorf, P. (2010): Plošné zdroje fosforu v povodí VN Orlík a její eutrofizace. [Non-point sources of phosphorus pollution in the Orlík reservoir watershed and their impact on eutrophication]. *Vodní hospodářství*, 60 (7): 199–202.
- [8] Jarvie, H.; Neal, C.; Withers P.J.A. (2006): Sewage-effluent phosphorus: A greater risk to river eutrophication than agricultural phosphorus? *Sci Total Environ*, 360: 246–253.
- [9] Madison, A. M.; Ruark, M. D.; Stuntebeck, T. D.; Komiskey, M. J.; Good, L. W.; Drummy, N.; Cooley, E. T. (2014): Characterizing phosphorus dynamics in tile-drained agricultural fields of eastern Wisconsin. *J Hydrol*, 519: 892–901.
- [10] Gächter, R.; Steingruber, S. M.; Reinhardt, M.; Wehrli, B. (2010): Nutrient transfer from soil to surface waters: Differences between nitrate and phosphate. *Aquat Sci*, 66: 117–122.
- [11] Ulén, B.; Djodjic, F.; Etana, A.; Johansson, G.; Lindström, J. (2011): The need for an improved risk index for phosphorus losses to water from tile-drained agricultural land. *J Hydrol*, 400: 234–243.
- [12] Walsh, J. J.; Jones, D. L.; Edwards-Jones, G.; Williams, A. P. (2012): Replacing inorganic fertilizer with anaerobic digestate may maintain agricultural productivity at less environmental cost. *J Plant Nutr Soil Sc*, 175: 840–845.
- [13] Bachmann, S.; Wentzel, S.; Eichler-Löbermann, B. (2011): Codigested dairy slurry as a phosphorus and nitrogen source for Zea mays L. and Amaranthus cruentus L. *J Plant Nutr Soil Sc*, 174: 908–915.
- [14] Möller, K.; Müller, T. (2012): Effects of anaerobic digestion on digestate nutrient availability and crop growth: A review. *Eng Life Sci*, 12: 242–257.
- [15] Duffková, R.; Zajíček, A.; Nováková, E. (2011): Actual evapotranspiration from partially tilled fields as influenced by soil properties, terrain and crop. *Soil & Water Res.*, 6: 131–146.
- [16] Nováková, E.; Karous, M.; Zajíček, A.; Karousová, M. (2013): Evaluation of ground penetrating radar and vertical electrical sounding methods to determine soil horizons and bedrock at the locality Dehtáře. *Soil & Water Res.*, 8: 105–112.
- [17] Zajíček, A.; Kvítek, T.; Duffková, R.; Tachecí, P. (2013): Vliv využití půdy ve zdrojové oblasti na velikost drenážního odtoku. [The effect of land use in the infiltration area on the drainage runoff quantity]. *Vodní hospodářství*, 63 (8): 12–16.
- [18] Zajíček, A.; Kvítek, T.; Kaplická, M.; Doležal, F.; Kulhavý, Z.; Bystřický, V.; Žlábek, P. (2011): Drainage water temperature as a basis for verifying drainage runoff composition on slopes. *Hydrol Process*, 25: 3204–3215. DOI: 10.1002/hyp.8039.
- [19] Doležal, F.; Kulhavý, Z.; Soukup, M.; Kodešová, R. (2001): Hydrology of Tile Drainage Runoff. *Phys. Chem. Earth (B)*, 26 (7-8): 623–627.
- [20] Kulhavý, Z.; Doležal, F.; Soukup, M. (2001): Separace složek drenážního odtoku a její využití při klasifikaci existujících drenážních systémů. [Separation of drainage runoff components and its utilisation for classification of existing drainage systems]. *Vědecké práce VÚMOP, Praha*, 2001: 29–52.
- [21] ČSN EN ISO 13395 (1997). Stanovení dusitanového a dusičnanového dusíku a sumy obou průtokovou analýzou (CFA a FIA) se spektrofotometrickou detekcí. [Water Quality – Determination of nitrite nitrogen and nitrate nitrogen and the sum of both by flow analysis (CFA and FIA) and spectrometric detection].
- [22] ČSN EN ISO 15681-2 (2005). Jakost vod – Stanovení orthofosforečnanů a celkového fosforu průtokovou analýzou (FIA a CFA) – část 2: Metoda kontinuální průtokové analýzy (CFA). [Water quality – Determination of orthophosphate and total phosphorus contents by flow analysis (FIA and CFA) – Part 2: Method by continuous flow analysis (CFA)].
- [23] Renneson, M.; Vandenberghe, Ch.; Marcoen, J. M.; Bock, L.; Colinet, G. (2010): Study of the degree of phosphorus saturation in Walloon Region (South Belgium). 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a changing World, Brisbane, Australia. DVD.
- [24] Fučík, P.; Hejduk, T.; Peterková, J. (2014): Quantifying Water Pollution Sources in a Small Tile-drained Agricultural Watershed. *Clean – Soil, Air, Water*. DOI: 10.1002/clen.201300929
- [25] Murphy, J. C.; Hirsch, R. M.; Sprague, L. A. (2014): Antecedent flow conditions and nitrate concentration in the Mississippi River basin. *Hydrol Earth Syst Sc*, 18: 967–979.
- [26] Davis, C. A.; Ward, A. S.; Burgin A. J.; Loecke, T. D.; Riveros-Iregui, D. A.; Schnoebelen, D. J.; Just, C. L.; Thomas, S. A.; Weber, L. J.; Clair M. A. St. (2014): Antecedent Moisture Controls on Stream Nitrate Flux in an Agricultural Watershed. *J Environ Qual*, 43: 1494–1503.
- [27] Whitehead, D. C. (1995): Grassland nitrogen. Wallingford: CAB International.
- [28] Duffková, R.; Zajíček, A. (2011): Hodnocení kvality podzemní vody po kejfování a mulčování trvalého travního porostu. [Evaluation of groundwater quality under perennial grassland after slurry application and mulching]. *Vodní hospodářství*, 61 (7): 34–37.
- [29] Toor, G. S.; Condon, L. M.; Hong, J. D.; Cameron, K. C.; Sims J. T. (2004): Assessment of phosphorus leaching losses from a free draining grassland soil. *Nutr Cycl Agroecosys*, 69: 167–184.
- [30] Matula, J. (2012): Inovace metod kontroly výživného stavu zemědělských půd fosforem z konsensu produkčního a environmentálního aspektu šetrného využívání přírodních zdrojů. [The innovation of methods to control phosphorus status of agricultural soils from consensus of agricultural and environmental aspects of frugal using natural resources]. *Metodika pro praxi, Výzkumný ústav rostlinné výroby, v.v.i.*
- [31] Stamm, Ch.; Jarvie, H. P.; Scott, T. (2014): What's More important for managing Phosphorus: Load, Concentrations or Both? *Environ Sci Technol*, 48: 23–24.
- [32] Liu, J.; Khalaf, R.; Ulén, B. (2013): Potential phosphorus release from catch crop shoots and roots after freezing-thawing. *Plant Soil*, 371: 543–557.
- [33] Sinaj, S.; Stamm, C.; Toor, G. S.; Condon, L. M.; Hendry, T.; Di, H. J.; Cameron, K. C.; Frossard, E. (2002): Phosphorus Exchangeability and Leaching Losses from Two Grassland Soils. *J Environ. Qual.*, 31: 319–330.
- [34] Uusitalo, R.; Turtola, E.; Puustinen, M.; Paasonen-Kivekäs, M.; Uusi-Kämpä, J. (2003): Contribution of particulate phosphorus to runoff phosphorus bioavailability. *J Environ Qual*. 32: 2007–2016.

Ing. Renata Duffková, Ph.D.¹⁾
(autorka pro korespondenci)
Mgr. Antonín Zajíček^{1,2)}
Ing. Petr Fučík, Ph.D.¹⁾

¹⁾ Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, v.v.i.
Žabovřeská 250
156 27 Praha 5 – Zbraslav
duffkova.renata@vumop.cz

²⁾ Fakulta životního prostředí
Česká zemědělská univerzita v Praze
Kamýcká 129
165 21 Praha 6–Suchbát

Nitrogen and phosphorus losses from small tile-drained agricultural fields treated with different fertilizers (Duffková, R.; Zajíček, A.; Fučík, P.)

Abstract

Drainage systems may represent an important source of non-point pollution for surface and subsurface waters. Concentrations and loads of nitrate nitrogen (N-NO₃) and phosphate and total phosphorus (P-PO₄, P_{tot}) were monitored in drainage waters of two small tile-drained agricultural fields treated with different fertilizers. Cattle slurry, digestate, dung water and mineral fertilizers were applied on arable land (AL) and grasslands (GRs). Drainage water samples were collected during the hydrological year 2013: a) regularly every 14 days and b) during rainfall-runoff

events (RREs) in 0.5–1 hour step. Flow-weighted concentrations (FWCs) of N-NO₃ ranged between 12–28 mg/l (AL) and 7–15 mg/l (GRs) and nitrate nitrogen loads 46–136 kg/ha and 11–24 kg/ha, respectively. FWCs of P-PO₄ ranged between 0.004–0.102 mg/l (AL) and 0.026–0.043 mg/l (GRs) and FWCs of P_{tot} between 0.053–0.216 mg/l and 0.080–0.133 mg/l, respectively. Total phosphorus loads for the monitored period reached 113–629 g/ha (AL) and 111–241 g/ha (GRs). Nitrate leaching was differed by land use (GRs vs. AL). Increased P leaching, however exceeding the eutrophication risk limits (0.035 mg P-PO₄ a 0.1 mg P_{tot}/l) only slightly, was found during normal flows depending on slurry application on AL and digestate/dung water application on GR. During RREs, the FWCs of phosphorus were temporary much higher than the eutrophication

risk limits, but these short time P increases had probably a negligible effect on water eutrophication. Low eutrophication risk can be explained by high P fixing capacity in subsoil.

Key words

tile-drainage system – nitrogen – phosphorus – fertilization – eutrophication

Tento článek byl recenzován a je otevřen k diskusi do 28. února 2015. Rozsah diskusního příspěvku je omezen na 2 normostrany A4, a to včetně tabulek a obrázků.

Příspěvky posílejte na e-mail stransky@vodnihospodarstvi.cz.

Water Quality of Agricultural Drainage Systems in the Czech Republic – Options for Its Improvement

Petr Fučík, Antonín Zajíček, Renata Duffková and
Tomáš Kvítek

Additional information is available at the end of the chapter

<http://dx.doi.org/10.5772/59298>

1. Introduction

Worldwide, artificial agricultural drainage systems create the optimal conditions for crop planting and soil cultivation by removing of excess water from the root zone and providing better trafficability for farm machinery. Although they are beneficial for agricultural production, the extensively used drainage systems considerably affect the hydrological and hydrochemical regimes of catchments in both positive and in negative ways. The runoff characteristics are some of the most affected catchment parameters: differences in runoff volumes and temporal variations of flow rates in the water courses, the lowered groundwater levels and changes in the surface energy balance have frequently been found [1-4]. Problems such as altered hydrological patterns and impaired drainage water quality in agricultural catchments have often been mentioned. Water quality from agricultural drainage systems (both tiles and ditches) has been discussed by the studies which draw attention to the reduced quality of drainage waters caused by elevated concentrations of nutrients (N, P, C) and/or pesticides. The results of direct monitoring of drainage groups or very small drained catchments [5-11] together with various model approaches have proven that the contribution of agricultural drainage to water pollution in larger areas may be significant [12-15]. In principle, land drainage increases the aeration of the soil profile and thus promotes the mineralization of soil organic matter and reduces denitrification in previously waterlogged soils. Further, the systems are often connected to soil preferential flow paths and so contribute to a rapid movement of water and soluble or particle-bound contaminants to related water bodies [6,10,11,13].

In the Czech Republic (CR), there were more than 1 078 000 ha of land drainage built by 1990, which cover about $\frac{1}{4}$ of the agricultural land in the CR [16]. Many of these systems are located in slopes. Tile drainage systems, built in slopy areas underlaid by crystalline bedrocks, receive

in most cases not only the water infiltrating directly from upper soil horizons, but also water rising up from the groundwater table. In these cases tile drainage is often connected to a spring, a shallow aquifer or to a groundwater body, with a broader contributive area – a drainage subcatchment, see e.g. [12,17]. In such cases, this entire drainage subcatchment must be taken into an account for water balance studies, since a considerable portion of drainage runoff originates outside the drained area [17-19]. In the conditions of hilly landscape and soil environment located upon the rocks of crystalline complex, approx. 40% of the total catchment discharge happens as subsurface flow and 30% as groundwater flow [18]. Within a drainage subcatchment, different catchment zones exhibit different hydrological and hydrochemical roles and responses, influenced predominantly by soil conditions and land use and management rather than by the technical characteristics of the tile drainage-drainage spacing and lodgment, drain diameter, etc. [20,21].

Generally, from a hydrogeological viewpoint, a catchment can be divided into recharge zones, where precipitation infiltrates quickly and then recharges the groundwater body, and discharge zones, where groundwater approaches the land surface or a surface water body [22]. The recharge zones are mainly located in the uppermost areas of the catchment, close to the catchment divide, peaks and ridges. The soils of these zones are typically shallow and stony, with high sand content and high infiltration capacity. The coarse-textured soils of the recharge zones are, with respect to groundwater resources, well suited to growing grass, which, besides benefiting water quality, increases their field capacity and results in virtually complete infiltration of precipitation, including rainstorms [2,18,23]. The recharge zones are assumed to be the most important agent in drainage runoff and water quality formation. Discharge zones can usually be found in the lowest parts of the slopes (also along water courses, lakes) and are prone to surface waterlogging. The dominant soils in the discharge zones are generally deep, with higher clay content and a lower capacity for infiltration. The recharge zones and discharge zones are connected by transient zones, where precipitation is mostly transformed into surface runoff and groundwater flows downslope in a quasi-steady way [18,24]. The transient zones are located mainly in the middle sections of slopes. Groundwater in natural catchments flows from the recharge zones to the discharge zones. The actual spatial distribution of these zones depends on the local geologic and geomorphologic conditions [25, 26, © [2011] - 27]. The aforementioned zones, being described as recharge zones, are delineated by various methods and techniques [28-33]. However, the most common is the *DRASTIC* method [34]. Other methods are e.g. *SINTACS*, which is a modified Drastic approach published by [35], or the *PI* [36] and *COP* [37] methods. In the Czech Republic, the system of soil vulnerability evaluation based on the soil classification system was developed by [38], and later improved by [39], who transformed it into the Method of Critical Source Areas Identification for the Evaluation of Agricultural Non-Point Pollution Sources. Another useful tool is the Synthetic Map of Groundwater Vulnerability Assessment published by [40].

Tile drainage systems represent a shortcut between recharge and discharge zones which significantly reduces catchment water residence time [11,41], hastens the precipitation-runoff reaction, and shortens the time to reach peak discharge during events [4]. By ploughing shallow soils of recharge zones, nitrate concentration increase in soil water, especially during the non-growing season, due to the elevated mineralization of soil organic matter, encouraged

by the aeration of soil profile induced by tilling. Subsequent enhanced leaching of nitrates occurs and lasts as long as the drainage system functions [14,42-43]. These facts have led to the assumption, that land use and agricultural management of areas prone to rapid infiltration profoundly affect nitrate concentration in surface as well as groundwaters [31,44-46].

In this chapter, results from two experimental studies are described. These two studies document linkages between land use within certain geomorphological enclaves of a drainage subcatchment and drainage water quality. Both studies were focused on nitrate nitrogen, but in general, they represent a generalised evidence of drainage runoff formation and its influence on water quality. Case study *A* was done on twenty-two tile drainage systems and their subcatchments. Case study *B* was realized on a very small 58 ha tile drained catchment Dehtáře. While case study *A* focused on monitoring the current status of land use within various drainage subcatchment zones and its relationships to drainage water quality, case study *B* was aimed at verifying the effects of grassing in a catchment *recharge zone* on nitrate concentrations and loads in drainage waters. The main goal of both studies was to get a practical evidence for findings obtained in the CR and abroad by statistical approaches [23, 30, 44, 47] concerning the profoundly mitigative effects that grassing certain catchment areas has on the nitrate burden in drainage and surface waters.

2. Case study A

2.1. Materials and methods

2.1.1. Study areas

Case study *A* was carried out on 22 tile drainage systems, mostly built in slopes, which were monitored for water quality (N-NO₃) and related discharge once a fortnight for three years, 2004 – 2006. The plots studied were located in two regions of the Czech Republic (Figure 1); in the Svihov drinking water reservoir basin on the Zelivka river, and in the Southern Bohemian foothills of the Sumava mountains. The drainage systems which were selected and monitored were supposed to be functioning and not be connected to a surface water course or a pond / sewerage / wastewater outlet. All the examined drainage systems and related subcatchments were situated in crystalline complex with granite or paragneiss as parent rocks. The typical soil types were sandyloam to loamy Cambisols and loam to clayloam gleyic Stagnosols (Planosols).

For each examined drainage system, a design document (detailed construction plan) 1:1000 – 1:2000 scale was obtained and georeferenced (rectified) to specify the exact properties and the positioning of the drainage pipes as well as to determine how the drained land and the related contributive area (subcatchment) were interconnected, using GPS and ArcGIS tools. For these areas, land use characteristics were identified either from digital cadastre maps from land registers or from LANDSAT 7 images with 30 x 30 m resolution, in both cases followed by corrections based on field surveys.

2.1.2. Determination of relative soil infiltration vulnerability

The determination of relative soil infiltration vulnerability and the delineation of infiltration-vulnerable areas was based on an analysis of five-digit codes of valuated soil ecological units (VSEU) using the method established by [38]. The VSEU maps are available as digital layers for the entire Czech Republic at a scale of 1:5 000. The VSEU code serves for the evaluation of soil characteristics according to the following criteria: main soil units, slope, exposure, skeletal character, and soil depth. Based on the categorization of these criteria, soil is classified into five relative groups according to its significance for the infiltration process, with category 1 corresponding to the maximum infiltration capacity. For the subcatchments of all tile drainage systems evaluated in this study, the proportion of land use types (arable land-AR, grassland-GR, forest-FR, built-up-BU) was determined within the infiltration-vulnerable categories I – IV; category V (the lowest infiltration-vulnerable category) was not present in any of the studied localities. An example of a tile drainage subcatchment with delineated infiltration-vulnerable areas / categories and related land use types is depicted in Figure 2.

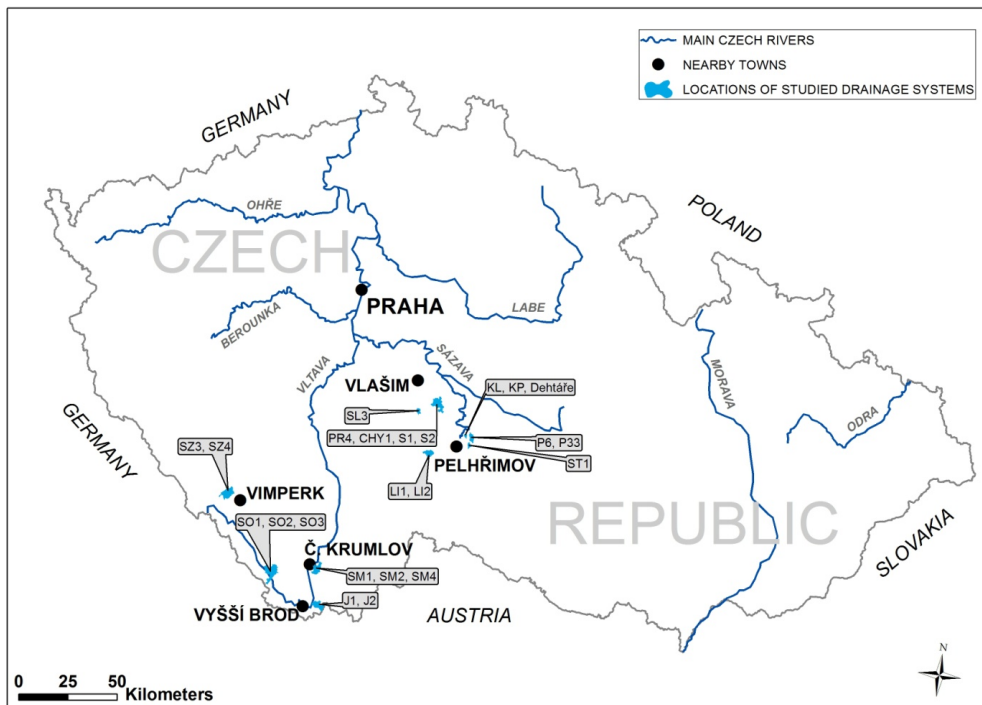


Figure 1. Location of the evaluated tile drainage systems and the Dehtáře catchment within the Czech Republic

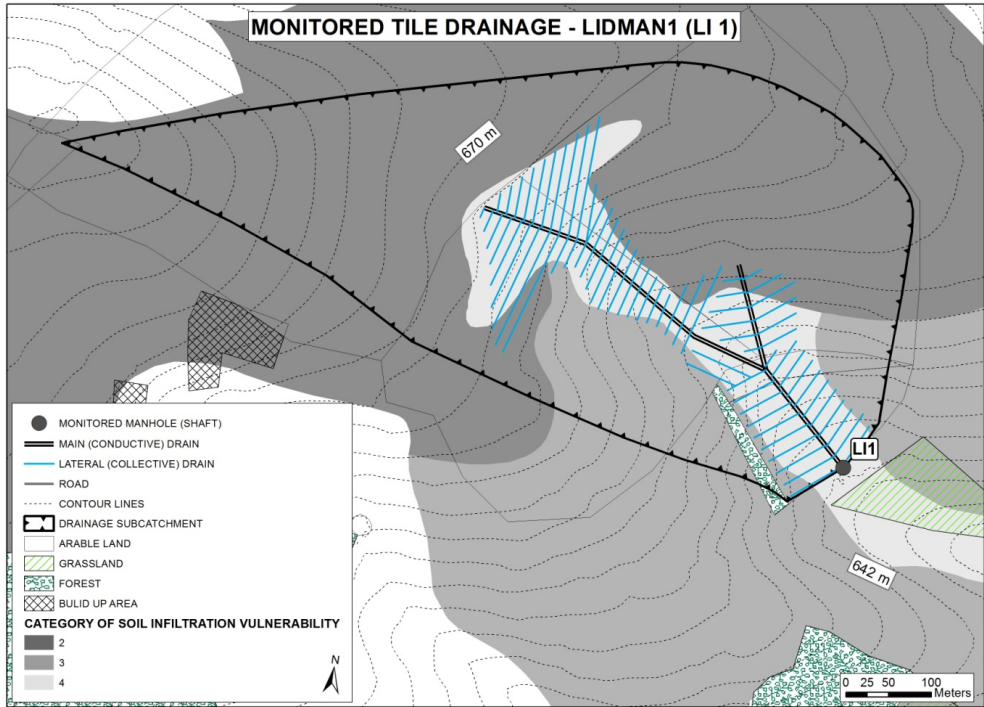


Figure 2. An example of a tile drainage subcatchment, with delineated infiltration-vulnerable areas and related land use types indicated.

2.1.3. Data preparation and employed statistical methods

Basic statistics were calculated for all monitored drainage systems. Due to the close relationships between actual nitrate concentrations and runoff [7,11] as representative values for further analyses, flow-weighted concentrations were taken in order to assess the mutual links existing solely between soil and land use catchment characteristics. Flow-weighted concentration values were computed according to the following formula:

$$C_{fw} = \frac{\sum(C_i * Q_i)}{\sum Q_i} \quad (1)$$

Where C_{fw} is flow-weighted concentration

C_i is actual solute concentration in the sample

Q_i is actual runoff during sample withdrawal.

To assess possible relationships between catchment soil and land use characteristics, and flow-weighted nitrate concentration values, principal component and multiple stepwise regression (MR) methods were employed. Principal component analysis (PCA) is a widely applied method, which transforms the original data into new orthogonal coordinates in order to express the information and possible relations contained in the original data using a smaller number of variables. As the dependent variable, flow-weighted concentration (Cfw) of N-NO₃ was selected; as independent variables, the proportion of land use types within individual infiltration-vulnerable categories (AR1-4, GR1-4, FR1-4 and BU1-4). In PCA models, the following indicators were assessed: the cumulative variability explained by the first two components (%), and the component weights, showing how influential the original variables were in determining the structure of individual components. In general, factors found in the same biplot quadrants in the PCA are correlated positively; factors in opposite quadrants are correlated negatively. Factors situated around 90° angles are evaluated as independent. In the MR, the classical parameters of model correctness were considered: mutual parameter correlation – multicollinearity, autocorrelation of residuals – heteroskedasticity, detection of significant points – leverage value, deviation points – outliers (DFFITS diagnostics), and the p-values of the model and of the initial parameters. To compare different models describing identical data, the following indicators were considered: F statistics, R², R²adj., (the adjusted coefficient of determination for the number of parameters, or degrees of freedom) and the Mean Square Error (MSE) [48] All analyses were done at the significance level of null hypothesis $\alpha=0.05$.

2.2. Results

Table 1 shows the results of the basic statistics calculated on the tile drainage systems which were evaluated. Median N-NO₃ concentration values obtained during the period 2004-2006 were from 0.23 (SZ4) to 29.45 (KL) mg/l N-NO₃. Table 2 is an overview of land use type proportions across four delineated soil vulnerable categories for all the evaluated drainage systems. The PCA and MR described mutual relationships between the assessed variables for the tile drainage subcatchments evaluated. In the PCA biplot (Figure 3), the points represent individual drainage subcatchments, and the beams are variables. In the assessed case, the vectors of variables Cfw and AR2 were positively correlated, as were AR3 and AR4 to a lesser extent. The factors FR4, GR4 and GR1 had a negative mutual relationship with Cfw N-NO₃. The variables AR1 and GR3 were located in independent positions, most likely due to the very small area of all land use types in soil infiltration vulnerable category I. The results from various MR analyses are described in Table 3. The best (statistically significant and correct) model is coloured grey. It confirmed the results obtained from the PCA; the positively correlated factors were ratios of arable land within the first two soil infiltration vulnerable categories, and the ratio of grassland within the third soil infiltration vulnerable category appeared to be a mitigative factor on nitrate concentration. The final model from the MR is thus:

$$\text{Cfw}_{(\text{N-NO}_3)} = 3.59 + 2.05 \cdot \text{AR1} + 0.25 \cdot \text{AR2} - 0.29 \cdot \text{GR3} \quad (2)$$

Drainage system	Number of samples	Min	Max	Mean	10% Quantile	Median	90% Quantile	Flow-weighted concentration
N-NO₃⁻ (mg/l)								
ST1	58	7.68	40.44	25.39	18.55	25.07	34.02	24.66
LI1	53	13.10	30.95	21.81	16.72	21.01	29.01	22.32
LI2	47	14.01	22.82	17.51	14.46	17.12	21.01	18.33
SL3	51	1.13	16.04	2.16	1.13	1.13	3.19	3.16
PR4	57	1.13	23.04	14.47	8.76	15.36	18.84	14.51
CHY1	53	18.75	39.08	27.74	23.76	27.56	33.03	30.41
P6	66	7.48	23.72	15.50	13.33	15.14	18.52	15.28
P33	66	2.71	40.89	26.89	18.51	27.56	34.00	15.58
KL	70	8.81	46.08	27.50	17.85	29.45	34.43	27.01
KP	70	9.71	43.15	23.09	13.96	23.35	30.09	25.40
S1	52	1.13	26.20	7.94	1.45	6.21	13.78	9.59
S2	52	2.26	28.46	15.42	9.98	14.46	21.46	20.67
SM1	27	1.54	24.85	19.23	16.75	20.22	22.26	19.32
SM2	27	6.30	20.20	10.81	7.40	10.55	14.29	11.45
SM4	27	5.24	22.36	17.38	14.05	17.91	20.70	15.77
SO1	27	0.35	1.89	0.82	0.47	0.79	1.12	0.72
SO2	27	0.15	6.33	2.21	1.00	1.99	3.88	1.98
SO3	25	0.65	2.23	1.71	1.13	1.88	2.14	1.43
SZ3	20	0.24	1.83	1.08	0.75	1.08	1.61	1.00
SZ4	19	0.11	1.27	0.38	0.11	0.23	0.86	0.35
J1	26	1.44	6.78	4.76	2.82	5.04	6.29	4.10
J2	26	1.54	4.09	3.01	2.12	3.03	3.87	2.78

Table 1. Basic statistics of N-NO₃-concentration values in the studied drainage systems

Drainage system	Area of drainage subcatchment	Soil-vulnerable category I.				Soil-vulnerable category II.			
	ha	Arable land	Grassland	Forest	Built-Up	Arable land	Grassland	Forest	Built-Up
		AR1	GR1	FR1	BU1	AR2	GR2	FR2	BU2
	% of the whole drainage subcatchment								
ST1	34.60	0.00	0.00	0.00	0.00	78.29	0.11	1.00	0.00
LI1	28.31	0.00	0.00	0.00	0.00	79.34	0.00	0.00	0.00
LI2	24.17	0.00	0.00	0.00	0.00	76.60	0.00	0.00	0.00
SL3	8.18	0.00	0.00	0.00	0.00	47.32	36.07	0.84	0.00
PR4	9.05	0.00	0.00	0.00	0.00	71.76	0.00	0.00	0.00
CHY1	1.94	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	0.00	0.00	0.00
P6	15.73	0.00	0.00	0.00	0.00	68.15	0.64	0.00	0.00
P33	19.73	0.00	0.00	0.00	0.00	48.29	0.45	5.14	0.00
KL	29.44	5.37	0.28	0.00	0.00	45.29	17.32	0.00	1.32
KP	28.33	5.02	0.61	1.15	0.40	51.77	2.20	5.60	1.93
S1	0.62	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S2	3.82	0.00	0.00	0.00	0.00	51.60	0.00	0.00	0.00
SM1	15.08	0.00	0.00	0.00	0.00	58.09	0.00	0.60	0.00
SM2	48.40	0.00	0.00	0.00	0.00	18.99	8.41	0.19	0.00
SM4	45.99	0.00	0.00	0.00	0.00	25.51	16.68	27.40	0.00
SO1	21.20	0.00	10.19	0.00	0.00	0.00	51.23	2.55	0.00
SO2	10.83	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.23	1.20	0.00
SO3	12.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SZ3	52.11	0.12	6.93	0.02	0.00	14.20	9.54	13.09	0.00
SZ4	66.54	0.00	0.42	0.05	0.00	3.19	0.42	0.12	0.18
J1	46.80	0.00	5.62	1.82	0.00	0.00	54.49	10.24	0.00
J2	55.26	0.00	19.00	0.31	0.00	0.00	30.96	15.36	0.00
Drainage system	Soil-vulnerable category III.				Soil-vulnerable category IV.				
	Arable land	Grassland	Forest	Built-Up	Arable land	Grassland	Forest	Built-Up	
	AR3	GR3	FR3	BU3	AR4	GR4	FR4	BU4	
	% of the whole drainage subcatchment								
ST1	10.85	9.32	0.00	0.00	0.00	0.44	0.00	0.00	
LI1	0.00	0.00	0.00	0.00	20.66	0.00	0.00	0.00	
LI2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	23.40	0.00	0.00	
SL3	1.92	13.85	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
PR4	0.50	25.30	0.00	0.00	0.46	1.99	0.00	0.00	

CHY1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P6	0.00	0.00	0.00	0.00	27.74	3.48	0.00	0.00
P33	0.00	0.00	0.00	0.00	19.92	26.21	0.00	0.00
KL	0.00	0.00	0.00	0.00	5.08	24.53	0.00	0.81
KP	1.90	0.14	0.00	0.00	24.05	5.23	0.00	0.00
S1	0.00	0.00	0.00	0.00	1.20	98.80	0.00	0.00
S2	48.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SM1	17.71	0.00	23.61	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
SM2	5.95	13.35	52.93	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00
SM4	0.00	0.00	0.00	0.00	30.42	0.00	0.00	0.00
SO1	0.00	0.00	6.89	0.00	0.00	29.15	0.00	0.00
SO2	0.00	0.00	44.23	0.00	0.00	47.92	3.42	0.00
SO3	0.00	0.00	58.20	0.00	0.00	39.17	2.63	0.00
SZ3	0.15	13.20	0.15	1.57	2.96	35.69	0.52	1.86
SZ4	8.58	0.48	66.10	0.23	0.38	17.52	2.27	0.08
J1	0.00	0.00	0.47	0.00	0.00	26.99	0.38	0.00
J2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	28.23	6.03	0.11

Table 2. An overview of the evaluated tile drainage systems: Drainage subcatchment area and land use types in four soil infiltration-vulnerable categories

Variable	Coefficient	Standard deviation of residuals	P	R ²	R ² adj.	F stat	MSE	Testing the regression triplet
Constant	3.2160		0.0378					
AR1	2.1655		0.0022					
AR2	0.2404		0.0000					
AR3	0.1157		0.1883					
GR3	-0.2684		0.0601					
Regression		4.0943	0.0000	85.9592	82.6554	26.0189	16.7630	OK
Constant	4.9037		0.0191					
AR1	1.9620		0.0053					
AR2	0.2295		0.0000					
GR3	-0.3120		0.0358					
FR4	-0.7534		0.3043					
Regression		4.1789	0.0000	85.3727	81.9309	24.8100	17.4633	autocorrel. of residuals
Constant	4.7588		0.0193					

Variable	Coefficient	Standard deviation of residuals	P	R ²	R ² adj.	F stat	MSE	Testing the regression triplet
AR1	2.0825		0.0034					
AR2	0.2321		0.0000					
GR2	-0.0610		0.3254					
GR3	-0.2802		0.0546					
Regression		4.1900	0.0000	85.2946	81.8345	24.6509	17.5565	OK
Constant	3.5890		0.0223					
AR1	2.0512		0.0035					
AR2	0.2471		0.0000					
GR3	-0.2892		0.0469					
Regression		4.1930	0.0000	84.4073	81.8086	32.4800	17.5815	OK
Constant	2.9001		0.0723					
AR1	2.2738		0.0026					
AR2	0.2363		0.0000					
Regression		4.5681	0.0000	80.4646	78.4082	39.1296	20.8679	OK

Table 3. A list of statistically significant and correct multiple regression models (the grey band indicates the best regression model).

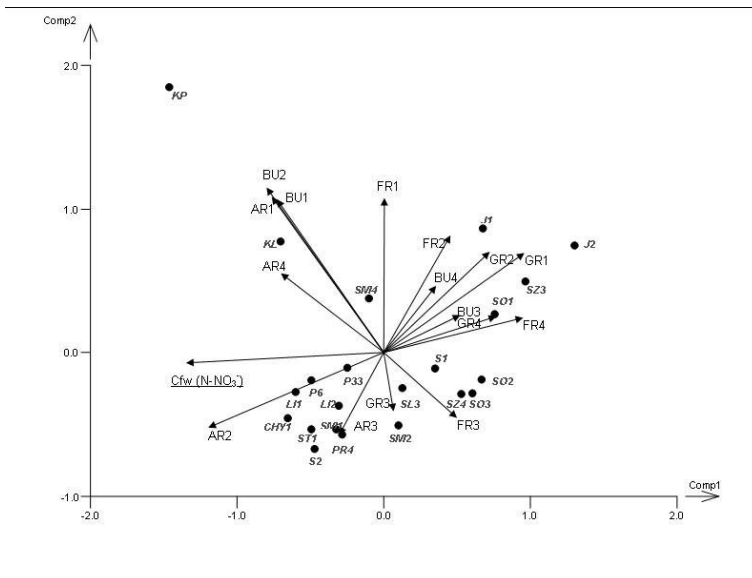


Figure 3. PCA Biplot for all variables – land use types in soil-infiltration vulnerable categories (I-IV)

Based on the acquired results, it can be said that the most important influence on values of nitrate nitrogen in drainage water was, in the case of the drainage systems analysed, the ratio (%) of ploughed land within the most infiltration vulnerable catchment areas.

3. Case study B

3.1. Materials and methods

3.1.1. Study area

The experimental catchment Dehtáře (Figure 1 and Figure 4) is situated in the Bohemian-Moravian Highlands, Czech Republic. It is a locally typical small agricultural catchment, where the tile drainage acts as the only permanent runoff from the catchment and the drainage system was built in the slope. The area is 57.9 ha, with tile-drained areas occupying 19 ha (32%). It has been used mainly as agricultural land, with low forest representation. The agricultural land is mostly exploited as arable, with permanent grassland in the lower part of the catchment. The altitude varies between 549.8 and 497 m a.s.l. Total precipitation throughout the vegetation period ranges between 350 and 450 mm, and in the winter months between 250 and 300 mm, with a total annual average of 666 mm. The substrate is formed by partially migmatized paragneiss in various degrees of degradation. Quaternary sediments are represented by slope sands and loams reaching 1-2 m thickness. The representation of soils is variable, with Gleyed Cambisols, Gleysols, and sporadically Histosols. In the recharge area, the soil cover is more homogenous, with Haplic and, Shallow Haplic Cambisols and Cambic Hyperskeletal Leptosol prevailing. The drainage system was built in 1977, with a slope of 5%. The spacing of collection drains is 13 or 20 m apart; the depth of collection drains is 1.0 m, of conduit drains 1.1 m, and the interception drains are deposited at a 1.1-1.8 m depth. Detailed information about the catchment including a geophysical survey was published e.g. by [49].

3.1.2. Design of the pilot plant experiment

The water quality has been monitored since 2003. Samples have been taken at one or two week intervals. Five sites in the drainage system, with different land use in recharge and discharge areas, were chosen to be monitored for this analysis (Table 4). Part of the recharge area (Figure 4), with an area of 4.6 ha, has been grassed since the hydrologic year 2007. To evaluate the effects of this grassing, the whole time monitored was divided into two periods, period 1-before grassing (2003-2006) and period 2-after grassing (2007-2013). All grassland in the catchment was fertilised by approximately 100 kg N/ha per season (mostly by urea and liquid manure). The arable land in the catchment was fertilised according to crop rotation (grains, potatoes and oilseed rape) in the amount of cca. 120 kg N/ha per season.

The most important sites for the evaluation were K1, K2 and K5. The site K1 represents an outlet of an eponymous systematic drainage subsystem with 1 ha area and drains spaced at 13 m. This subsystem is connected to an intercepting drain K2 which collects hypodermic water from upslope areas. The discharge area of these sites (area of their placement) was permanently

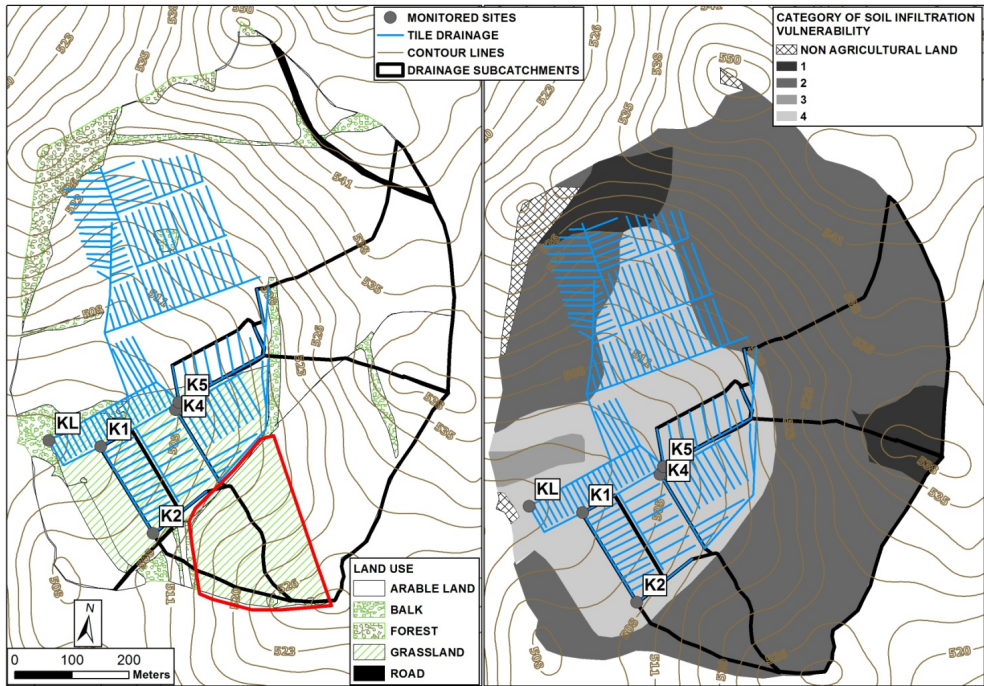


Figure 4. An overview map of the experimental catchment Dehtáře. Red encircled is the area experimentally grassed in 2007.

grassed, their recharge area had been used as arable land until the hydrologic year 2007, when it was experimentally grassed. The site K5 represents an outlet of an eponymous systematic drainage subsystem with 1 ha area and drains spaced at 20 m; both recharge and discharge areas were used as arable land. The site KL is the closing outlet of all these subsystems.

Site	Drainage type	Period 1 (2003-2006) land use		Period 2 (2007-2013) land use	
		Discharge area	Recharge area	Discharge area	Recharge area
K1	systematic	grassland	arable land	grassland	grassland
K2	intercepting	intercepting drain	arable land	intercepting drain	grassland
K4	systematic	grassland	arable land	grassland	arable land
K5	systematic	arable land	arable land	arable land	arable land
KL	closing profile	arable land + grassland	arable land	arable land + grassland	arable land + grassland

Table 4. Land use in the recharge and discharge areas of the drainage systems used for the experiment

3.1.3. Data evaluation

Similarly to case study *A*, the solute concentration value data were adjusted to facilitate hydrologic modeling. Flow-weighted nitrate concentration values, computed according to formula (1), were further analysed using the statistical software Statgraphics. In addition to calculating common summary statistics, the analysis of variance and Kruskal-Wallis test were conducted to test whether there were significant changes in nitrate concentrations and nitrogen load caused by grassing.

3.2. Results

The nitrate concentrations in drainage waters were strongly variable during the entire period monitored and also between the particular periods. The observed concentrations varied from 18 to 253 mg/l throughout the whole period monitored. The main reasons for this variability were the variable soil nitrogen stocks and the strong concentration dependence on the discharge levels. That is why the highest concentrations were measured in late summer or early autumn – during the period of low drainage discharges and prevailing base flow. On the contrary, during spring snowmelt and summer high-flow events with increased discharge (especially its direct-event component), nitrate concentrations decreased due to a high degree of dilution. The exceptions were some high-flow events measured on sites with arable land in the recharge zone just after the application of fertilizer. The inter-seasonal variability was caused mainly by different precipitation courses in particular seasons and by crop rotation.

The results of the statistical analysis for both periods of the experiment (2004-2006 and 2007-2011) are depicted in Figure 5 and Table 5. The evaluation showed that the flow-weighted nitrate concentrations in period 1 (before grassing the recharge zone) were surprisingly higher in drainage subsystems K1 and K4 with the permanent grassland in drained area (discharge zone) than in the subsystem under arable land. Moreover, the concentrations mostly exceeded the level of 100 mg/l. After grassing the K1 subsystem recharge area, some changes occurred. At first, the nitrate concentration decreased during high-flow events. After that, approximately one year after grassing, the long-term course of NO_3 concentrations changed direction and became decreasing (Figure 6).

The significance of the changes in nitrate concentration values was tested using the Kruskal-Wallis test comparing the medians of the concentrations from periods 1 and 2 (before and after grassing). The results of this test are presented in Table 6. It is obvious that the statistically significant decrease in nitrate concentrations happened in the grassed recharge zone. Decreases of 32.1% and 25.7% were detected in systematic drainage subsystem K1 and intercepting drain K2 respectively. In the same period, an increase in nitrate concentration was detected in sites without land use change in their recharge zone. There was an increase of 10.8% in the drainage subsystem K5 with arable land in both (recharge and discharge) zones and of 8.6% in the subsystem K4 with grassland in the discharge zone, but arable land in the recharge zone. Evaluating the whole drainage system, the fall in nitrate concentrations by 10.5% was detected after grassing about 20% of this systems recharge zone. Nevertheless, from the statistical point of view, this fall appears to be insignificant.

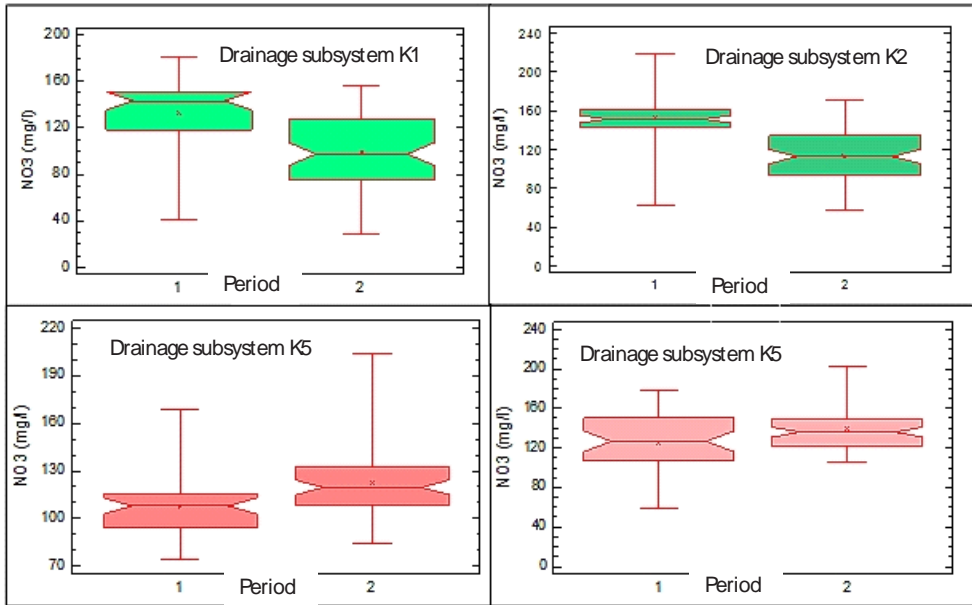


Figure 5. Nitrate concentrations in waters of drainage subsystems with different landuse before (period 1) and after (period 2) grassing of a part of a catchment recharge zone.

Site	Period 1 NO ₃ (mg/l)				Period 2 NO ₃ (mg/l)			
	Mean	Median	Minimum	Maximum	Mean	Median	Minimum	Maximum
K1	132.7	143.3	40.6	181.5	99.5	97.4	29.2	155.9
K2	152.5	151.5	62.9	219.0	113.0	112.9	56.7	170.5
K5	107.9	108.8	74.0	168.6	122.7	119.7	84.7	203.8
K4	125.3	126.6	58.6	178.2	139.4	136.2	105.6	202.9
KL	109.4	107.3	39.7	168.5	98.6	96.0	36.1	147.9

Table 5. The basic statistical evaluation of nitrate concentrations in water of drainage subsystems with different landuse before (period 1) and after (period 2) grassing in part of a recharge zone.

Despite the decrease proved above, the nitrate concentration values in the drainage water have still remained too high. The reason is that most of the samples were taken during prevailing base flow. The concentrations in this runoff component would remain high for a longer time because of the long residence time of ground and hypodermic water in the catchment. However, what is much more important than the instantaneous level of nitrate concentration, is that the trend in nitrate concentration became permanently decreasing in all measured sites

with grassed recharge zone (Figure 6). While the linear trend was detected increasing in all sites during period 1, it reversed approximately one year after grassing.

Site	Landuse in recharge zone during experiment	Change in median of NO ₃ concentrations (%)	Results of Kruskal-Wallis test	p value
K1	grassland	-32.1	significant	0.001
K2	grassland	-25.7	significant	0.001
K5	arable land	10.8	significant	0.002
K4	arable land	8.6	significant	0.028
KL	arable land + grassland	-10.5	insignificant	0.065

Table 6. The rate of change in nitrate concentrations after partially grassing a recharge zone and the results of the Kruskal-Wallis test for determining the significance of the change

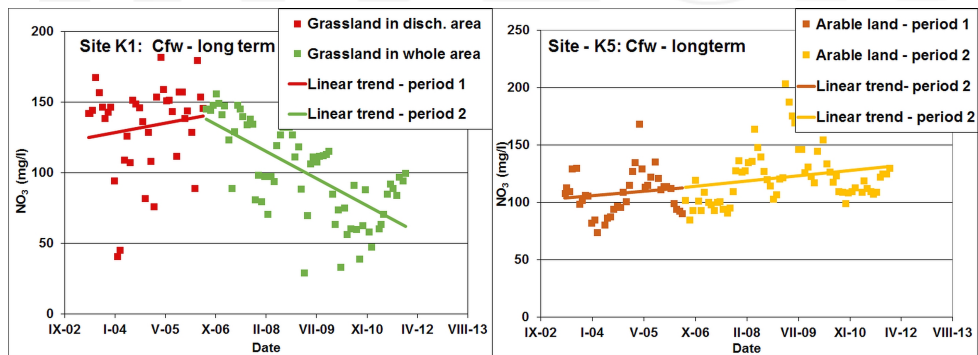


Figure 6. The long term trend of nitrate concentrations in the drainage subsystem K2 with grassed recharge zone and drainage subsystem K5 with remaining arable land in its recharge zone

In association with the change in nitrate concentrations, the nitrate-nitrogen leaching decreased after grassing in recharge area of the drainage system. Basic statistical evaluation of nitrogen leaching from drained subcatchments with different land use is depicted in Figure 7. Again, in all sites with grassed recharge zone, the decrease in all statistical characteristics of nitrogen load happened since part of the recharge zone was grassed (period 2). In the scale of whole drainage system, the monthly average load decreased by 23% from 3.2 kg N/month/ha to 2.6 kg N/month/ha. In the drainage subsystem K1, where the recharge zone was grassed completely, the decrease of the monthly average nitrogen load was even by 47% from 4.75 kg N/month/ha in period 1 to 2.52 kg N/month/ha in period 2. Evaluating drainage subsystems without land use change in the recharge zone, N load stagnation was registered in subsystem K4 (grassland in the discharge zone and arable land in the recharge zone), where the average monthly N load was 4.0 kg N/month/ha in period 1 and 3.9 N/month/ha in period 2. In the subsystem K5 (arable land in both zones), the increase of N load by 17% (from 4.1 to 4.8 kg N/month/ha) was recorded consequently with N load decrease in subsystems with grassed

recharge zones. This decrease manifested as much more significant during high-flow events, which had the biggest share of the total annual nitrogen loads.

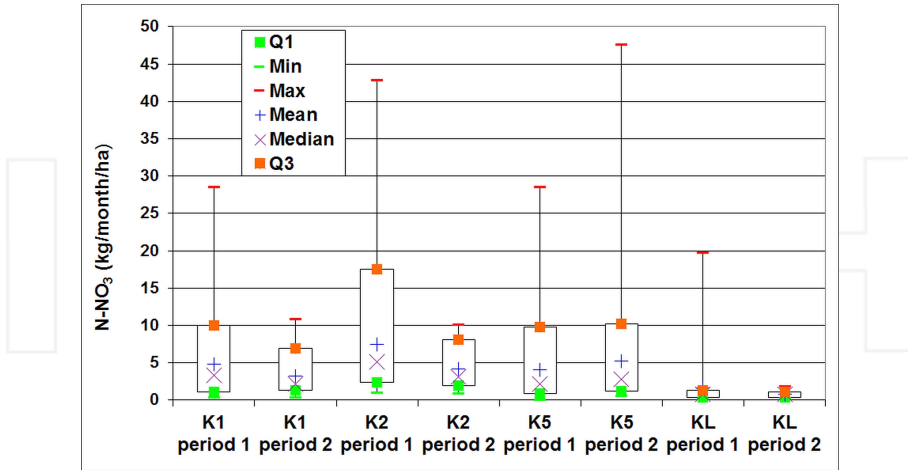


Figure 7. The average monthly N-NO₃ load per 1 ha from drainage subsystems with different landuse (period 1 – before grassing, period 2-after partially grassing the recharge zone)

4. Discussion

The results of both studies reported in this chapter corresponds with findings about grassland ability to reduce nitrogen leaching, as reported by many author from the Czech Republic and other countries. As it has been often demonstrated [30,31,45,50,51], nitrate concentrations in waters generally increase in connection with land use gradient from forests, meadows, pastures to arable lands; the last being the most worsening one. According to [44], the nitrate concentrations in small water courses of the Czech Republic are more affected by the area of arable land within their catchments than by the amount – to a certain level-of applied nitrogenous fertilizers. Other authors [52,53,54] have also reported the positive effect of grassing on water quality while some authors mention a certain lag effect of grassing on water quality improvement [55]. The degree of NO₃ concentration and N leaching changes evaluated by the case study *B* is within the range of findings reported by [44] in the Czech Republic. That work documented by multifactorial regression within the Švihov drinking water reservoir basin the share of arable lands as the most important factor affecting the nitrate concentration in water of small water courses. Similarly, the study [23] proved for catchments of three different scales significant linkages between landuse and water quality, reporting that every decrease in arable land area by 10% would cause an average decrease in C90 NO₃ values of 6.4 mg/l. The work [44] further proved that for the small streams in the Šumava region (Southern CR), improvement of water quality in this region was caused by grassing of arable and tile drained soils. The delay of reaction of nitrate concentration on grassing, detected in the case study *B*, was

approximately one year. This period corresponds to the average residence time of the prevailing drainage runoff component (hypodermic water) in drainage discharge in sloped catchments, as reported e.g. by [56].

The ability of grasslands to reduce nitrate pollution is explained by the fact that grassland can absorb and use bigger amount of nitrogen in comparison to field crops [57]. Permanent grasslands cover the soil year round and have a big stock of active subsurface biomass in the root system, which can immobilize a significant amount of soil nitrogen. Nitrogen in mineral form thus exists in the soil in small concentration because nitrates produced by nitrification are readily utilized by the grass. Besides this, after grassland is fertilised, nitrogen is quickly immobilised in the soil organic matter and protected against leaching. Another important factor for grassland efficiency in nitrogen load is the bigger amount and increased activity of soil microbes, which is much higher under grassland than under field crops [58-61].

The results of the experiment *B* in the Dehtáře catchment also implied that grassing, being considered as an efficient measure for nitrogen leaching mitigation, should include a proper targeting in certain landscape zones, especially in tile drained catchments [8,44,62]. Drainage systems in the foothill areas of highland are characterized by their location in slopes and a considerable portion of drainage runoff can originate outside of the drained area [18-19,63]. To understand the mechanism of drainage runoff generation in sloped conditions, the theory of catchment slope zones (areas) must be applied. Perceived hydrogeologically, a catchment splits into recharge zones, where rainwater infiltrates and gradually joins groundwater, and discharge zones, where groundwater approaches surface water body or soil surface [22]. The recharge zones are usually situated in the morphologically uppermost areas of a catchment, close to the catchment watershed divide. The soils of recharge zones are typically shallow and stony, with high sand content and high infiltration capacity. The coarse-textured soils of the recharge zones are, with a respect to groundwater resources, well suited to grassing, which, beside water quality benefits, increases their field water holding capacity and enables infiltration of a bigger precipitation amounts – compared to ploughlands, including rainstorms [18,23,64-65]. The discharge zones are usually situated in the foothills and along surface water courses and lakes and are prone to surface waterlogging. Typical soils in the discharge zones are generally deeper and heavier, with higher clay content and a lower capacity for infiltration. A connection between the recharge zones and the discharge zones is carried out by transient zones, where water from precipitation is either transformed to surface runoff or to groundwater which flows downslope in a quasi-steady way [18,24,27]. The transient zones are situated mainly in the middle sections of slopes. Groundwater in natural catchments flows from the recharge zones to the discharge zones. The discussed drainage systems in slopes are mostly placed in at the interface of the transient and discharge zones or in the discharge zones [18]. The joint influence of different land use, soil properties and tile drainage within various landscape zones on the hydrological regime of a small catchment was demonstrated by [2]. Being built in slope, tile drainage systems represent a shortcut between recharge and discharge zones which significantly curtails the water residence time in catchments, hastens the runoff reaction to precipitation, shortens the time to reach the peak discharge during events and increase the nitrate concentrations and loads in related waters [4,11,17,66-68].

5. Conclusions

The results presented show that nitrate concentration values in drainage water were influenced the most by the land use of the recharge zones within the drainage subcatchment. These findings can be generalised for slopy agricultural catchments with common land use in soil environments formed on crystalline rocks. The land use and soil analyses together with monitoring the drainage water quality and quantity, and also an experiment with land use change in the recharge zone proves that grassing focused on the proper catchment area can be employed as a useful tool for reducing nitrates in drainage water. While permanent grassland placed directly in the drained area (corresponding to the catchment discharge zone) did not show any influence, the grassing focused on the catchment recharge area demonstrated a significant decrease in both, NO_3 concentrations and N loads. The acquired findings are of crucial importance for improving the water quality of small streams as well as groundwater in agriculturally exploited areas, for planning protective zones within large catchments of potable water reservoirs, and also for protecting small local surface or groundwater sources of potable water.

Acknowledgements

The results published in this chapter were obtained with financial support from the Research Programme No. 0002704902 and from the Czech National Agency for Agricultural Research – Project No. QI 111C034. The authors wish to thank Rebecca Hollinger for language corrections and Jana Maxová for technical help.

Author details

Petr Fučík¹, Antonín Zajíček¹, Renata Duffková¹ and Tomáš Kvítek²

¹ Research Institute for Soil and Water Conservation, Department of Hydrology and Water Protection, Prague, Czech Republic

² University of South Bohemia in České Budějovice, Faculty of Agriculture, Czech Republic

References

- [1] Blann KL, Anderson JL, Sands GR, Vondracek B. Effects of agricultural drainage on aquatic ecosystems: A review. *Crit. Rev. Environ. Sci. Technol* 2009;39(11): 909–1001.

- [2] Duffková R, Zajíček A, Nováková E. Actual evapotranspiration from partially tile drained fields as influenced by soil properties, terrain and crop. *Soil and Water Res.* 2011;6: 131-146.
- [3] Rahman MM, Lin Z, Jia X, Steele DD, DeSutter T. Impact of subsurface drainage on streamflows in the Red River of the North basin. *Journal of Hydrology* 2014;511: 474–483. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.01.070>.
- [4] Robinson M. Impact of Improved Land Drainage on River Flows. Report No. 113. Wallingford: Institute of Hydrology; 1990.
- [5] Ahiablame LM, Chaubey I, Smith DR, Engel BA. Effect of tile effluent on nutrient concentration and retention efficiency in agricultural drainage ditches. *Agricultural Water Management* 2011;98: 1271–1279. doi:10.1016/j.agwat.2011.03.002.
- [6] Brown CD, van Beinum W. Pesticide transport via sub-surface drains in Europe. *Environmental Pollution* 2009;157: 3314–3324. doi:10.1016/j.envpol.2009.06.029.
- [7] Fučík P, Kaplická M, Kvítek T, Peterková J. Dynamics of stream water quality during snowmelt and rainfall–runoff events in a small agricultural catchment. *Clean Soil Air Water* 2012;40: 154–163. doi:10.1002/clen.201100248.
- [8] Zajíček A, Kvítek T, Kaplická M, Doležal F, Kulhavý Z, Bystřický V, Žlábek P. Drainage water temperature as a basis for verifying drainage runoff composition on slopes. *Hydrological processes* 2011;25: 3204-3215. doi: 10.1002/hyp.8039.
- [9] Kröger R, Pierce SC, Littlejohn KA, Moore MT, Farris JL. Decreasing nitrate-N loads to coastal ecosystems with innovative drainage management strategies in agricultural landscapes: An experimental approach. *Agricultural Water Management* 2012;103: 162–166. doi:10.1016/j.agwat.2011.11.009.
- [10] Morrison J, Madramootoo CA, Chikhaoui M. Modeling the influence of tile drainage flow and tile spacing on phosphorus losses from two agricultural fields in southern Québec. *Water Quality Research Journal of Canada* 2013;48(3) 279–293. doi:10.2166/wqrjc.2013.053
- [11] Tiemeyer B, Frings J, Kahle P, Köhne S, Lennartz B. A comprehensive study of nutrient losses, soil properties and groundwater concentrations in a degraded peatland used as an intensive meadow – Implications for re-wetting. *J.Hydrol.* 2007;345: 80–101.
- [12] Fučík P, Novák P, Žížala D. A combined statistical approach for evaluation of the effects of land use, agricultural and urban activities on stream water chemistry in small tile-drained catchments of south Bohemia, Czech Republic. *Environmental Earth Sciences* 2014. doi: 10.1007/s12665-014-3131-y.
- [13] Heilman P et al. Extending results from agricultural fields with intensively monitored data to surrounding areas for water quality management. *Agricultural Systems* 2012;106: 59–71. doi:10.1016/j.agry.2011.10.010.

- [14] Hirt U, Hammann T, Meyer BC. Mesoscale estimation of nitrogen discharge via drainage systems. *Limnologia* 2005;35: 206–219. doi:10.1016/j.limno.2005.06.005.
- [15] Kennedy CD et al. Dynamics of nitrate and chloride during storm events in agricultural catchments with different subsurface drainage intensity (Indiana, USA). *Journal of Hydrology* 2012;466–467: 1–10. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.05.002>.
- [16] Kulhavy Z et al. Management of agricultural drainage systems in the Czech Republic. *Irrigation and Drainage* 2007;56: 141–149.
- [17] Turunen M, Warsta L. et al. Modeling water balance and effects of different subsurface drainage methods on water outflow components in a clayey agricultural field in boreal conditions. *Agricultural Water Management* 2013;121: 135–148.
- [18] Doležal F, Kvítek T. The role of recharge zones, discharge zones, springs and tile drainage systems in penepains of Central European highlands with regard to water quality generation processes. *Physics and Chemistry of the Earth* 2004;29: 775–785.
- [19] Herrmann A, Duncker D. Runoff formation in a tile-drained agricultural basin of the Harz Mountain Foreland, Northern Germany. *Soil and Water Research* 2008;3(3) 83–97.
- [20] Fučík P, Hejduk T, Peterková J. Quantifying Water Pollution Sources in a Small Tile-drained Agricultural Watershed. *Clean Soil Air Water* 2014. doi: 10.1002/clen.201300929.
- [21] Honisch M, Hellmeier C, Weiss K. Response of surface and subsurface water quality to land use changes. *Geoderma* 2002;105(3) 277–298. doi: 10.1016/S0016-7061(01)00108-2.
- [22] Serrano ES. *Hydrology for Engineers, Geologists and Environmental professionals*. Lexington, Kentucky: HydroScience Inc.; 1997. ISBN 0-9655643-9-8.
- [23] Fučík P, Kvítek T, Lexa M, Novák P, Bílková A. Assessing the Stream Water Quality Dynamics in Connection with Land Use in Agricultural Catchments of Different Scales. *Soil & Water Res* 2008;3: 98–112.
- [24] Zheng FL, Huang ChH, Norton LD. Effects of Near-Surface Hydraulic Gradients on Nitrate and Phosphorus Losses in Surface Runoff. *Journal of Environmental Quality* 2004;33: 2174–2182.
- [25] Barrett ME, Charbeneau RJ. A parsimonious model for simulating flow in a karst aquifer. *Journal of Hydrology* 1997;196: 47–65.
- [26] Minár J, Evans S. Elementary forms for land surface segmentation: The theoretical basis of terrain analysis and geomorphological mapping. *Geomorphology* 2008;95: 236–259.
- [27] Reprinted with permission from [Duffková R. 2013. Influence of Soil Physical Properties and Terrain Relief on Actual Evapotranspiration in the Catchment with Prevail-

- ing Arable Land Determined by Energy Balance and Bowen Ratio, in *Evapotranspiration - An Overview*, Stavros G. Alexandris, Ruzica Sticevic (Eds.), pp 207 – 226. ISBN: 978-953-51-1115-3, InTech, DOI: 10.5772/52810.]
- [28] Dixon B. Prediction of ground water vulnerability using an integrated GIS-based neuro-fuzzy techniques. *Journal of Spatial Hydrology* 2004;4(2): 1-38.
- [29] Dragon K. Groundwater nitrate pollution in the recharge zone of a regional Quaternary flow system (Wielkopolska region, Poland). *Environ Earth Sci* 2013;68: 2099–2109.
- [30] Edwards AC, Pugh K, Wright GG, Sinclair AH, Reaves GA. Nitrate status of two major rivers in N. E. Scotland with respect to land use and fertiliser additions. *Chemistry and Ecology* 1990;4: 97-101.
- [31] Lord EI, Johnson PA, Archer JR. Nitrate Sensitive Areas: a study of large scale control of nitrate loss in England. *Soil Use and Management* 1999;15: 201-207.
- [32] Raposo JR, Molinero J, Dafonte J. Parameterization and quantification of recharge in crystalline fractured bedrocks in Galicia-Costa (NW Spain). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2012;16: 1667–1683.
- [33] Ross M et al. Assessing rock aquifer vulnerability using downward advective times from a 3D model of surficial geology: A case study from the St. Lawrence Lowlands, Canada. *Geofísica Internacional* 2004; 43(4) 591-602.
- [34] Aller L, Bennet T, Lehr JH, Petty RJ, Hackett G. DRASTIC: A standardised system for evaluating groundwater pollution potential using hydrogeological settings. EPA/600/2–87/035. Oklahoma: US Environmental Protection Agency, Agency Ada; 1987.
- [35] Civita MV. The Combined Approach When Assessing and Mapping Groundwater Vulnerability to Contamination. *J. Water Resource and Protection* 2010;2: 14–28.
- [36] Goldscheider N, Klute M, Sturm S, Hotzl H. The PI Method: a GIS Based Approach to Mapping Groundwater Vulnerability with Special Consideration of Karst Aquifers, *Z. Angew. Geol.* 2000;3: 157–166.
- [37] Vias JM, Andreo B, Perles MJ, Carrasco F, Vadillo I, Jimenez P. Proposed Method for Groundwater Vulnerability Mapping in Carbonate (Karstic) aquifers: the COP method: Application in Two Pilot Sites in Southern Spain. *Hydr. J.* 2006;6: 1–14.
- [38] Janglová R, Kvítek T, Novák P. Soil infiltration capacity categorisation based on a geo-informatic synthesis of the Comprehensive Soil Survey and Valuated Soil-Ecological Units data. *Soil and Water* 2003;2: 61-82. Prague; Research Institute for Soil and Water Conservation: 2003.
- [39] Kvítek T, Fučík P, Novák P, Novotný I, Kaplická M, Žížala D. Identifikace potenciálních zdrojových lokalit plošného zemědělského znečištění-standardizovaný podklad pro projektování komplexních pozemkových úprav. (Identification of Potential Source Areas of Non-Point Agricultural Pollution – A Standardized Methodics for

- Land Adjustment and Consolidation). Prague; Research Institute for Soil and Water Conservation: 2008. 34 p., ISBN 978-80-904027-3-7.
- [40] Novák P et al. Metodický postup tvorby syntetické mapy zranitelnosti podzemních vod. Uplatněná certifikovaná metodika. (Synthetic Map of Groundwater Vulnerability Assessment: A certified methodics). Prague; Research Institute for Soil and Water Conservation: 2012. 44 p. ISBN 978-80-87361-19-1.
- [41] Tomer MD, Moorman TB, Rossi CG. Assessment of the Iowa River's South fork watershed: part 1. Water quality. *Journal of Soil and Water Conservation* 2008;63(6) 360-370.
- [42] Haberle J, Káš M. Simulation of nitrogen leaching and nitrate concentration in a long-term field experiment. *Journal of Central European Agriculture* 2012;3: 416-425.
- [43] Schilling K, Spooner J. Effects of Watershed-Scale Land Use Change on Stream Nitrate Concentrations. *J. Environ. Qual.* 2006;35: 2132–2145. doi:10.2134/jeq2006.0157.
- [44] Kvítek T, Žlábek P, Bystřický V, Fučík P, Lexa M, Gergel J, Novák P, Ondr P. Changes of nitrate concentrations in surface waters influenced by land use in the crystalline complex of the Czech Republic. *Physics and Chemistry of the Earth* 2009;34: 541–551.
- [45] Reynolds B, Edwards AC. Factors influencing dissolved nitrogen concentrations and loading in upland stream of the UK. *Agricultural water management* 1995;27: 181-202.
- [46] Whitmore AP, Bradbury NJ, Johnson PA. Potential contribution of ploughed grassland to nitrate leaching. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 1992;39: 221-233.
- [47] Thornton GJP, Dise NB. The influence of catchment characteristics, agricultural activities and atmospheric deposition on the chemistry of small streams in the English Lake District. *The Science of the Total Environment* 1998;216: 63–75.
- [48] Helsel DR, Hirsch RM. Statistical methods in water resources. U.S. Geological Survey Techniques of Water Resources Investigations, book 4, chap. A3, p 524: 2002. <http://pubs.usgs.gov/twri/twri4a3/>
- [49] Nováková E, Karous M, Zajíček A, Karousová M. Evaluation of ground penetrating radar and vertical electrical sounding methods to determine soil horizons and bedrock at the locality Dehtáře. *Soil & Water Res.* 2013;8(3) 105–112.
- [50] Ruiz L, Abiven S, Durand P, Vertès F, Beaujouan V. Effect on nitrate concentration in stream water of agricultural practices in small catchments in Brittany: I. Annual nitrogen budgets. *Hydrology and Earth System Sciences* 2002;6(3) 497-505.
- [51] Worrall F, Burt T, Adamson J. Controls on the chemistry of runoff from an upland peat catchment. *Hydrol. Process.* 2003;17: 2063–2083.

- [52] Strock JS, Porter PM, Russelle MP. Cover cropping to reduce nitrate loss through subsurface drainage in the northern U.S. Corn Belt. *Journal of Environmental Quality* 2004;33(3) 1010-1016.
- [53] Kaspar TC, Jaynes DB, Parkin TB, Moorman TB, Singer JW. Effectiveness of oat and rye cover crops in reducing nitrate losses in drainage water. *Agricultural Water Management* 2012;110: 25– 33.
- [54] Heggenstaller AH, Anex RP, Liebman M, Sundberg DN, Gibson LR. Productivity and nutrient dynamics in bioenergy double-cropping systems. *Agronomy journal* 2008;100: 1740–1748. doi:10.2134/agronj2008.0087.
- [55] Meals DW, Dressing SA, Davenport TE. Lag time in water quality response to best management practices: A review. *J Environ Qual* 2010;39(1) 85–96. doi:10.2134/jeq2009.0108.
- [56] Bůzek F, Bystřický V, Kadlecová R, Kvítek T, Ondr P, Šanda M, Zajíček A, Žlábek P. Application of two-component model of drainage discharge to nitrate contamination. *Journal of Contaminant Hydrology* 2009;106: 99–117.
- [57] Whitehead DC. *Grassland nitrogen*. Wallingford: CABI Publ.; 1995.
- [58] Marschner B, Kalbitz K. Controls of bioavailability and biodegradability of dissolved organic matter in soils. *Geoderma* 2003;113: 211-235.
- [59] Carpenter SR, Caraco NF, Corell DL, Howarth RW, Sharpley AN, Smith VH. Non point pollution of surface waters with phosphorus and nitrogen. *Ecological Applications* 1998;8: 559-568.
- [60] Merino A., Pérez-Batallón P., Macías F. Responses of soil organic matter and greenhouse gas fluxes to soil management and land use changes in a humid temperate region of southern Europe. *Soil Biology & Biochemistry* 2004;36: 917–925.
- [61] Griffiths BS, Hallett PD, Kuan HL, Gregory AS, Watts CW, Whitmore AP. Functional resilience of soil microbial communities depends on both soil structure and microbial community composition. *Biol. Fertil. Soils* 2008;44: 745–754.
- [62] Lemke AM, Kirkham KG, Lindenbaum TT, Herbert ME, Tear TH, Perry WL, Herkert JR. Evaluating Agricultural Best Management Practices in Tile-Drained Subwatersheds of the Mackinaw River, Illinois. *J Environ Qual.* 2011;40(4) 1215-28. doi: 10.2134/jeq2010.0119.
- [63] Stone M, Krishnappan BG. In: Serrano ES. *Hydrology for Engineers, Geologists and Environmental professionals*. Lexington, Kentucky: HydroScience Inc.; 1997.
- [64] Constantin J, Beaudoin N, Launay M, Duval J, Mary B. Long-term nitrogen dynamics in various catch crop scenarios: Test and simulations with STICS model in a temperate climate. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 2012;147: 36– 46.

- [65] Laurent F, Ruelland D. Assessing impacts of alternative land use and agricultural practices on nitrate pollution at the catchment scale. *Journal of Hydrology* 2011;409: 440–450.
- [66] Billy C, Birgand F, Ansart P, Peschard J, Sebilo M, Tournebize J. Factors controlling nitrate concentrations in surface waters of an artificially drained agricultural watershed. *Landscape Ecol.* 2013;28:665–684.
- [67] Tomer MD, Wilson CG, Moorman TB, Cole KJ, Heer D, Isenhardt TM. Source-Pathway Separation of Multiple Contaminants during a Rainfall-Runoff Event in an Artificially Drained Agricultural Watershed. *J. Environ. Qual.* 2010;39: 882–895.
- [68] Tachecí P, Žlábek P, Kvítek T, Peterková J. Analysis of Rainfall-Runoff Events in Four Subcatchments of the Kopaninský Potok (Czech Republic). *Bodenkultur* 2013;64 (3–4) 105–111.

INTECH

Environmental Earth Sciences

Event water detection in tile drainage runoff using stable isotopes and a water temperature in small agricultural catchment in Bohemian-Moravian Highlands, Czech Republic --Manuscript Draft--

Manuscript Number:	ENGE-D-15-00662R1	
Full Title:	Event water detection in tile drainage runoff using stable isotopes and a water temperature in small agricultural catchment in Bohemian-Moravian Highlands, Czech Republic	
Article Type:	Original Manuscript	
Corresponding Author:	Antonín Zajíček Research Institute for Soil and Water Conservation Prague, CZECH REPUBLIC	
Corresponding Author Secondary Information:		
Corresponding Author's Institution:	Research Institute for Soil and Water Conservation	
Corresponding Author's Secondary Institution:		
First Author:	Antonín Zajíček	
First Author Secondary Information:		
Order of Authors:	Antonín Zajíček Tomáš Pomije Tomáš Kvítek, prof.	
Order of Authors Secondary Information:		
Funding Information:	Ministry of Agriculture of the Czech Republic (MZE 0002704902)	Not applicable
Abstract:	<p>The tile drainage runoff composition during rainfall-runoff (R-R) events was examined in a small agricultural catchment Dehtáře (Bohemian-Moravian Highlands, Czech Republic). Drainage systems in this region of crystalline bedrock are typically built in slopes and they have complicated runoff generation. For runoff separation, analysis of stable isotopes ^{18}O and ^2H was used and compared to sudden changes in drainage water temperature. The analysis of eighteen hydrographs showed that the drainage runoff was composed of 1%-58% event water during summer events, with a maximum temporary share of 11% and 88%. During winter events, the pre-event water significantly dominated. In all cases when event water was detected in the drainage runoff, a rapid change in the drainage water temperature was observed as well. Its values during R-R events converged toward the temperature of the precipitation, which was very similar to that of the air ($R^2=0.98\%$). As the magnitude of the water temperature change was proportional to the event water portion in the drainage runoff ($R^2=0.91$), it is possible to state that a sudden change in drainage water temperature indicates the presence of event water in the drainage runoff and it is possible to use water temperature successfully to separate the runoff components.</p>	
Response to Reviewers:	The response to Reviewer is attached in as a separate file.	

1 **Event water detection in tile drainage runoff using stable isotopes and**
2 **a water temperature in small agricultural catchment in Bohemian-**
3 **Moravian Highlands, Czech Republic**
4
5
6

7
8 Antonín Zajíček^{1,2}, Tomáš Pomije^{1,3}, Tomáš Kvítek³
9

10
11 *1 Research institute for soil and water conservation, Žabovřeská 250, 156 27 Prague,*
12 *Czech Republic. zajicek.antonin@vumop.cz*
13

14
15 *2 Faculty of Environmental Sciences, Czech University of Life Sciences Prague,*
16 *Kamýcká 129, Praha 6 – Suchdol, 165 21, Czech Republic*
17

18
19 *3 University of South Bohemia in České Budějovice, Faculty of Agriculture, Studentská*
20 *13, 370 05 České Budějovice, Czech Republic*
21
22
23
24

25 **Abstract**
26

27 **The tile drainage runoff composition during rainfall–runoff (R-R) events was examined**
28 **in a small agricultural catchment Dehtáře (Bohemian-Moravian Highlands, Czech**
29 **Republic). Drainage systems in this region of crystalline bedrock are typically built in**
30 **slopes and they have complicated runoff generation. For runoff separation, analysis of**
31 **stable isotopes ¹⁸O and ²H was used and compared to sudden changes in drainage water**
32 **temperature. The analysis of eighteen hydrographs showed that the drainage runoff was**
33 **composed of 1%–58% event water during summer events, with a maximum temporary**
34 **share of 11% and 88%. During winter events, the pre-event water significantly**
35 **dominated. In all cases when event water was detected in the drainage runoff, a rapid**
36 **change in the drainage water temperature was observed as well. Its values during R-R**
37 **events converged toward the temperature of the precipitation, which was very similar to**
38 **that of the air ($R^2=0.98\%$). As the magnitude of the water temperature change was**
39 **proportional to the event water portion in the drainage runoff ($R^2=0.91$), it is possible to**
40 **state that a sudden change in drainage water temperature indicates the presence of event**
41 **water in the drainage runoff and it is possible to use water temperature successfully to**
42 **separate the runoff components.**
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56

57 **Keywords:** stable isotopes, tile drainage, drainage water temperature, hydrograph
58 separation
59
60
61

Introduction

1
2
3 More than 25% of agricultural land area in the Czech Republic (1.065 million
4 ha) has been drained, thus a significant portion of stream flow and nutrient load comes
5 from tile drainage outlets (Kulhavý et al. 2007), especially during hydrological events
6 such as snowmelt, summer storms and long periods of rain (Haygarth et al. 2002; Fučík
7 et al. 2012). Therefore the understanding of drainage runoff formation and the origin of
8 its components is necessary for the formulation of measures leading to improvement in
9 water quality, reduction of nutrient leaching, and enhancement of water retention time
10 in catchment. Drainage systems in the foothill areas of the Bohemian-Moravian
11 Highland crystallinum are characterized by their locations in slopes, in transient
12 zones, or at interfaces of transient and discharge zones (Doležal and Kvítek 2004). In
13 such cases, the entire catchment must be taken into account for water balance studies,
14 since a considerable portion of the drainage runoff can originate outside the drained area
15 (Stone and Krishnappan 2002; Herrmann and Duncker 2008) together with significant
16 portion of nutrient loads (Fučík et al. 2014). Generally, the drainage reduce surface
17 runoff (Maalim and Melese 2013) transforming it into shallow subsurface runoff
18 (interflow), which has been considered to be one of the main factors contributing to
19 runoff generation in small mountainous catchments with humid climates (Hrnčíř et al.
20 2010; Dušek et al. 2012a; Šanda et al. 2013). Being built into slopes, these tile drainage
21 systems represent a shortcut between recharge and discharge zones which significantly
22 shortens the water residence time in the catchment (Tiemeyer et al. 2007; 2009; Tomer
23 et al. 2008), hastens the precipitation-runoff reaction, and shortens the time to reach
24 peak discharge during events (Robinson 1990).

25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43 Knowledge about runoff generation in slopes has been significantly improved
44 using tracers (Uhlenbrook and Hoeg 2003). The second half of the 20th century saw
45 rapid progress in the employment of stable isotopes as tracers (e.g. Maloszewski and
46 Zuber 1982; McGuire et al. 2002; Rodgers et al. 2005). The study of water dynamics
47 has mostly been targeted to employ heavier isotopes of hydrogen and oxygen (Buttle
48 1994; Klaus and McDonnell 2013). Their use is based on the differences between the
49 behaviour of a small number of molecules containing particularly ^2H – deuterium – and
50 the heavier oxygen isotopes ^{17}O and ^{18}O . The variability in the numbers of these
51 isotopes in water has been described as a relative reduction in heavier isotopes
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

1 compared to Standard Mean Ocean Water (V-SMOW), expressed as the value δ . The
2 hydrologic cycle of these isotopes was described widely by Gat (1996).

3
4 The primary use of stable isotopes in hydrology has been to separate the storm
5 hydrograph into old (pre-event) and new (event) water (Wels et al.1991; Ladouche et al.
6 2001), together with the evaluation of the factors controlling the ‘old’ and ‘new’ water
7 proportions (Shanley et al. 2002). The advantage of this method lies in strictly
8 conservative behaviour of isotopes passing through the environment (Šanda et al. 2013).
9 The basic prerequisites for successful isotope separation of runoff components were
10 defined by Moore (1989) and Sklash (1990). An extensive survey of isotope utilization
11 for the separation of pre-event from event water in runoffs, together with an evaluation
12 of the benefits and pitfalls of this method, was provided by Buttle (1994).
13
14
15
16
17
18
19

20 Research on advanced isotopic methods has been published since the 1990s, e.g.
21 runoff separation in more components (Ogunkoya and Jenkins 1993) or the two-tracer
22 three-component separation (Brown et al. 1999). Particularly the combining of isotopic
23 methods with other measurements can serve as a major tool for getting insight into
24 catchment hydrology (Burns 2002), together with gradual integration of mathematical
25 and physical models (Seibert and McDonell 2002; Soulsby et al. 2010; Dušek et al.
26 2012b) and monitoring isotopes directly in the pollutant molecules, not simply in water
27 (Burns and Kendall 2002). Klaus and McDonnell (2013) have presented a very complex
28 review of the usage of isotopes for hydrograph separation.
29
30
31
32
33
34
35

36 Water temperature is one of the oldest tracers of all. The fundamentals of using
37 temperature as a (ground) water tracer were published in the 1960s (similarly to stable
38 isotopes), and since then the application of this approach has been significantly
39 expanded to include a variety of hydrological and hydrogeological settings (Anderson
40 2005). Using temperature data, Pelikán (1988) determined the depth of the underground
41 circulation of spring water. Lacas (1976) used temperature data from boreholes to
42 distinguish between fast infiltrated rainfall and deeper, thermally stable underground
43 water. Water temperature measurements have also been widely used to distinguish point
44 sources of underground water to the surface flow (Constanz 1998; Westhoff et al. 2007;
45 Pelikán and Herber 2011), or to study the complex relationship between soil,
46 groundwater and stream water. Responses of discharge and water temperature to
47 precipitation were monitored by Genthon (2005), as well as Shilling and Hellmers
48 (2008), in order to identify by which preferential ways rainfall water quickly gets to the
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

1 runoff. Similarly Kobayashi et al. (1999) used stream and soil temperatures to study
2 flow pathways in Japan. James et al. (2000), as well as Manga and Kirchner (2004) used
3 large-volume cold-spring temperatures to interpret the pattern of groundwater flow in
4 the USA, while Brown and Hannah (2007) studied the relationship between stormflow
5 and water temperature in Alpine streams. Temperature can also be used as a tracer when
6 evaluating runoff generation and composition during rainfall-runoff (R-R) events
7 events. Shanley and Peters (1988) used water temperature measurements to investigate
8 stream-flow generation during storms in a forested catchment in the USA. Zajíček et al.
9 (2011) proved, by observing a sudden change in drainage runoff temperature, the
10 presence of rainfall water in the fast component of the drainage runoff. Water
11 temperature can be used this way, because groundwater temperature at a sufficient
12 depth remains nearly constant throughout the year and shallow subsurface water shows
13 (during the base flow period) only a slow seasonal oscillation. A sudden change in
14 stormflow temperature must then indicate changed runoff composition e.g. by water
15 from precipitation.

16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27 Using water temperature as a tracer is advantageous due to both its economic
28 and technical accessibility; moreover it is not a problem to measure the water
29 temperature of different runoff components continuously (Birkinshaw and Webb 2010).
30 The high thermal capacity of water, causing its slower temperature changes compared to
31 most other natural materials, makes it possible to use water temperature as a tracer
32 (Keys and Brown 1978) despite its non-conservative character (Milanovič 2001). Its
33 properties may change during contact with the environment they are passing (Webb and
34 Zhang 2004) and the temperature signal is retarded while passing through the soil
35 (Engelhart et al. 2011) which makes difficult to separate runoff components in the
36 quantitative way.

37
38
39
40
41
42
43
44
45 Although a small number of studies were dealing with tile drainage runoff
46 separation (Vidon and Cuadra, 2010; Klaus et al. 2013; Kennedy et al.,2012), there is
47 still missing such study in the conditions of drainage system placed in slope with
48 complicated flow pathways. While in previous works (Shanley and Peters 1988; Zajíček
49 et al. 2011) the water temperature served only as indirect proof of the event water
50 presence in the storm runoff, the combination of isotopic separation and continuous
51 measurement of water temperature should move this approach to the more physical
52 base.

1 The main goal of this study was to determine the event water portion in drainage
2 runoff during summer and winter R-R events by isotopic separation, and to evaluate the
3 feasibility of using drainage water temperature to identify event water in drainage
4 runoff.
5
6

7 8 9 **Material and Methods**

10 The experimental catchment Dehtáře is situated in the Bohemian-Moravian
11 Highlands, Czech Republic (Fig. 1). Its area is 57.9 ha, with tile-drained areas
12 occupying 19 ha (32%). It is used mainly as agricultural land, with low forest
13 representation. The agricultural land is mostly exploited as arable, with permanent
14 grassland in the lower part of the catchment. The altitude varies between 549.8 and 497
15 m asl. Total precipitation during the vegetation period ranges between 350 and 450 mm,
16 and in the winter months between 250 and 300 mm, with a total annual average of 666
17 mm. The substrate is formed by partially migmatized paragneiss in various degrees of
18 degradation. Quaternary sediments are represented by slope sands and loams reaching
19 1-2 m thickness. The representation of soils is variable, with Gleyed Cambisols,
20 Gleysols, and sporadically Histosols. In the recharge area, the soil cover is more
21 homogenous, with prevailing Modal, Ranker and Arenic Cambisols. The drainage
22 system was built in 1977, with a slope of 5%. The spacing of collection drains is 13 or
23 20 m apart; the deposition depth of collection drains is 1.0 m, of conduit drains 1.1 m,
24 and the interception drains are deposited at a 1.1-1.8 m depth.
25
26

27 The monitoring of ^{18}O and ^2H concentrations in drainage water, precipitation, and
28 other hydrological measurements was performed in the years 2011 and 2012. Drainage
29 discharge and water temperature were measured continuously at the closing outlets of
30 two drainage groups, KL and KP. The values were recorded as 10-min. averages. Each
31 outlet was equipped with an automatic sampler, which collected samples of drainage
32 water during the R-R events at 20-min. intervals. During the baseflow, samples were
33 collected manually at the same outlets in the two-week step. The precipitation amount
34 and intensity were measured using an automatic shuttle precipitation gauge, situated
35 approximately in the middle of the experiment location. Samples of rainfall water – both
36 weekly sums and point samples from R-R events – were collected using an automatic
37 rainfall sampler, located approx. 3 km from the Dehtáře catchment where the isotope
38 composition of the precipitation is considered to be the same.
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

Chemical separation of the drainage runoff into pre-event and event water was done using the following equations (Buttle 1994, Šanda et al. 2009, Klaus and McDonnell 2013):

$$Q_t = Q_p + Q_e \quad (1)$$

$$C_t Q_t = C_p Q_p + C_e Q_e \quad (2)$$

$$R_p = \frac{Q_p}{Q_t} = \frac{C_t - C_e}{C_p - C_e} \quad (3),$$

where Q_t is the total discharge, Q_p is the discharge of pre-event water, Q_e the discharge of event water, C_t is the isotope concentration in the runoff during the event, C_p is the isotope concentration in pre-event water, C_e the isotope concentration in rainfall water, and R_p is the contribution of pre-event water to the total runoff. The isotopic concentration values used for the calculation were adjusted according the method of data collection and the interval between samplings. The calculation was done at 10-min. intervals in compliance with the discharge record. To define the isotope concentration value before the event (pre-event water), the results from the last manually taken sample prior to the evaluated event were used. The concentration of isotopes in the drainage runoff during the course of the event was linearly interpolated to 10-min. intervals from the results collected by automatic samplers (samples collected in intervals ranging from 20 min. to 1 h., depending on the discharge). The concentration of isotopes in the rainfall water was determined by one of two methods. Either as a weighted mean of concentrations and sums from the beginning of the rainfall event to the corresponding time interval, or as values of the mean weekly concentration from a manual rain gauge (in cases where values collected by rainfall samples could not have been used due to extreme fluctuations of the isotope composition during the rainfall).

The change in drainage water temperature was tested as a qualitative indicator of the presence of event water in the drainage runoff during R-R events. The assumption was that sudden temperature increases associated with the growing discharge during summer R-R events would originate from warmer rainfall water, as opposed to the colder baseflow. During winter events, the situation would be reversed (Shanley and Peters 1988; Schilling and Helmers 2008, Zajiček et al 2011).

Results and discussion

Within the monitored period, twelve R-R events were properly sampled and analysed. Some of these events were sampled in both monitored outlets, KL and KP, so that eighteen complete hydrographs from ten summer events, and five from winter events were available.

During most of these events, the seasonal trend of drainage water temperature (described by Zajíček et al., 2011) was disturbed by short-term temperature fluctuations. A distinct relationship between the tile drainage water temperature pattern and the tile-drainage discharge pattern was found, a sudden increase in tile-drainage discharge was usually accompanied by a comparably sudden change in tile-drainage water temperature. The drainage water temperature changed always in direction to the temperature of precipitation (Table 1). During summer events, drainage water temperature showed always a rise, when a relatively colder drainage water was warmed because of dilution with the relatively warmer summer precipitation. During some winter events, the fall of drainage water temperature was measured as relatively warmer drainage water was diluted by colder winter precipitation. However winter events without any change in drainage water temperature were also recorded.

Precipitation temperature was always similar to the air temperature during rainfall with $R^2 = 98.9\%$. It was slightly lower for the most of the rainfall period, when the difference was biggest at the beginning of precipitation and during the precipitation decreased (Fig. 2). At the end of the precipitation the temperatures of air and precipitation water were almost equally. The volume weighted mean temperature of precipitation water was very similar to the mean air temperature during the rainfall (Table 1). The biggest difference was only $0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$, which is within the thermistors resolution.

Both summer and winter events showed a diverse course of hydrological characteristics and different runoff compositions, especially when the winter events were associated with snowmelt. A hydrological characteristics of all analysed events is presented in Table 2. Result of the hydrographs separation and the courses of drainage water temperature are presented in Fig. 3 and Fig. 4.

Summer events

1
2 Summer R–R events showed a very fast reaction from the drainage discharge at
3 the beginning of precipitation. This time usually varied between 0.5–1.0 h (Table 2).
4 The event water occurred in the drainage runoff during all summer events. The
5 contribution of this component reached 1%–58% of the total runoff (average 28%). The
6 maximum contribution of the event water during the event was 52% on average,
7 exceptionally even 88% (event E4 at the KP outlet). Small event water contribution
8 during the event E10 (1.4%) as well as a weak change in the temperature of drainage
9 water (0.1°C) can be explained by the date when this event occurred. In April 2012, the
10 drainage discharge was still high after the preceding spring snowmelt; the soil was
11 saturated, and the groundwater table was raised high above the deposition of the tile
12 drainage. These conditions were totally different from all the other summer events
13 recorded. Even a small amount of precipitation (9.2 mm) caused rapid mobilization of
14 the original pre-event water, which prevented the rainfall water from reaching the
15 drainage runoff.
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26

27 A detailed course of the summer event recorded on July 13.-14. 2011 at the KP
28 outlet (event 2 KP in table 2), together with the results of the hydrograph separation
29 using the differences in ¹⁸O concentration and their comparison with the changes in
30 drainage water temperature are depicted in Fig. 5. The event was caused by
31 precipitation of 28.2 mm, which fell in two waves on July 13 (21.1 mm) and July 14
32 (7.1 mm). The discharge reacted almost immediately, starting to grow 20 min. after the
33 rainfall began. The discharge culminated approx. 30 min. after the precipitations highest
34 intensity. The proportion of event water in the total drainage runoff was assessed as
35 27.4%, but in a separate evaluation of the first wave of this event the proportion of
36 rainfall water reached as high as 50% of the total runoff. The second wave of this event
37 was smaller, with lower precipitation, a smaller change in both flow and drainage water
38 temperature, and a smaller proportion of event water in the runoff as well. The course of
39 the drainage water temperature during this event correlated well with the changing
40 proportions of runoff components. The highest proportion of event water in the runoff
41 (70%) temporally agreed with the highest change in drainage water temperature (4.6°C)
42 and with the time of the highest precipitation intensity. This situation occurred even
43 before the hydrograph culmination. Similarly, during the second wave of the event, the
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

1 proportion of event water was lower, along with the lower change in drainage water
2 temperature.
3
4

5 ***Winter events***

6
7 The winter events differed from the summer ones in most monitored parameters.
8 They were characterized by both slow progression of the discharge, slow temperature
9 changes, and a bigger delay in discharge reaction to the precipitation (several hours,
10 Table 2). Winter events lasted longer, and they had much bigger total runoff than
11 summer events. The runoff composition was significantly dominated by pre-event
12 water. The portion of event water evaluated in runoff at the KP outlet ranged between
13 5% and 14.2%. At the KL outlet the event water was detected in only one case in the
14 total portion of 5%. The maximum immediate proportion was 32%, observed during the
15 event E8 (Table 2). This event is depicted in Fig. 6. It was caused by the melting of
16 approximately 5cm snow cover together with precipitation of 16.5 mm. The discharge
17 reacted to the precipitation with a 7.5 h. delay. Immediately, with growing discharge,
18 the decrease in water temperature and presence of event water was observed. The
19 maximum portion of event water (32%) corresponded again with the moment of the
20 lowest water temperature. This still occurred on the rising limb of the hygrograph ca. 3
21 h. before the discharge culmination was reached. The total event water share was
22 13.2%.
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37

38 ***Comparison of isotopic separation and change in water temperature***

39
40 The analysis of all the events suggests that the changes in drainage runoff may
41 be correlated with the changes in drainage water temperature, which altered quickly in
42 each case of the occurrence of event water in drainage runoff (according to the isotope
43 composition). The highest change in water temperature usually coincided with the
44 highest portion of event water according to the isotope separation. Exceptions were
45 found only during the summer Event 1 and the winter Event 8, when the highest
46 temperature changes were slightly delayed after the highest event water portion in the
47 drainage runoff. Per contra, this situation usually did not occur at the time of discharge
48 culmination. Only in four out of eighteen analysed events did the time of discharge
49 culmination corresponded with the time of the highest proportion of event water and,
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

1 concomitantly, with the highest change in drainage water temperature. In other cases the
2 highest event water proportion was recorded mostly before the discharge culmination.

3
4 Generally, the bigger was the change in drainage water temperature, the higher
5 was the contribution of event water to the runoff. The relationship between the event
6 water contribution to the drainage runoff, and the changes in drainage water temperature
7 during summer events is shown in Fig. 7. To obtain relevant data for regression
8 analysis, the event E2 with two culminations was divided into two parts with differing
9 event water contributions and temperature changes. The results show a statistically
10 proven dependence of the relative water temperature change on the event water
11 contribution. The relationship between the magnitude of drainage water temperature
12 change and the maximum immediate event water portion (Fig. 7a) is best expressed by
13 the double reciprocal regression model ($\text{max. portion} = 1/0.00966035 + 0.00799704/\text{temp.}$
14 change) with R-squared = 90.8%, and the relationship between the magnitude of
15 drainage water temperature change and total event water portion during event (Fig. 7b)
16 is best expressed by the S curve regression model ($\text{tot. portion} = \text{EXP} / 3,91264 -$
17 $0,349082/\text{temp. change}$) with R-squared = 91.0%.

30 Discussion

31
32 The portion of event water observed in the drainage runoff in conditions of
33 drainage system constructed in slope was 0%-58%. The marked variability of the event
34 water portion in different R–R events was also reported in other studies conducted in
35 tile drained catchments with various types of tile drainage systems e.g. Vidon and
36 Cuadra, (2010) reported 11%–17% event water for similar amounts of precipitation
37 (20–30 mm), Klaus et al. (2013) about 20%, and Kennedy et al. (2012) 12%-50%. This
38 variability in different R–R events was more probably caused by diverse hydrological
39 conditions in the catchment preceding the causal rain, namely soil moisture (Zehe et
40 al.2007, Šanda and Císlarová 2009) and ground water level (Gish et al. 2004) in the
41 summer, and snow cover in the case of winter events; than by the intensity of causal
42 rainfall (Tachecí et al. 2013), although some other studies reported contrarily (e.g.
43 Vidon and Cuadra 2010; Merz et al. 2005). Despite the very fast response of drainage
44 discharge at the beginning of casual precipitation (usually less than 1 hour in summer
45 and ca. 3 hours in winter), a substantial part of event drainage runoff is comprised of
46 pre-event water. This water most probably come from suddenly increased shallow
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

1 subsurface flow (Šanda et al., 2013), which could originate in soil water pools (Šanda
2 et al. 2009) or rapid shallow saturated lateral flow at sloping interfaces between a more
3 permeable surface soil layer and the less permeable underlying soil or bedrock (Dušek
4 et al. 2012a). Other mechanism of its mobilisation could be e.g. piston-like flow
5 (Bůzek et al. 2009).
6
7

8
9 As possible mechanism of causing inflow of the event water in drainage water
10 may act macropores (Šanda and Císlarová 2009; Klaus et al. 2013) in the soil over the
11 drained area and (especially in hilly areas with drainage systems built in slope) recharge
12 zones of the catchment, lying upslope of the tile drainage system. Here water infiltrates
13 into permeable soils (Duffková et al. 2011) and travels via deep preferential flow paths
14 (faults and fissures in the bedrock - described e.g. by Nováková et al. 2013) to ground
15 water or hidden emergences of ascending springs which are intercepted by the tile
16 drainage (Shilling and Hellmers 2008). The results of the hydrograph separation in the
17 drained catchment also resemble the results of separations at small streams (Šanda et al.
18 2009, Brown et al. 1999, and others). This fact, together with a similarly high speed of
19 the discharge reaction to the beginning of precipitation, proved that the mechanisms of
20 surface runoff formation and drainage runoff formation are similar (Doležal and Kvítek
21 2004).
22
23

24
25 The comparison of the isotope separation of the drainage runoff and the changes
26 in drainage water temperature has demonstrated that in all cases where event water was
27 detected in the drainage runoff, a rapid change in the drainage water temperature was
28 observed as well. Due to the fact that event runoff temperature converged to the air
29 temperature and diverged from the relatively stable temperature of pre-event water, soil
30 water and groundwater (Zajíček et al. 2011), the part of the event runoff with a changed
31 temperature must have originated from causal rainfall. The portion of event water in the
32 runoff has grown with the growing change in water temperature and the highest change
33 in water temperature coincided with the highest portion of event water according to the
34 isotope separation. These variations in drainage water temperature during R-R events
35 were measured in more catchments with drainage system in slopes in different areas
36 within the Czech Republic (Zajíček et al. 2011), hence the water temperature can be
37 successfully used, at least as a qualitative tracer, for distinguishing the runoff
38 components (Keys and Brown 1978) in this region. The drawback of the non-
39 conservative character of this tracer is surpassed by its economic and technical
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

accessibility (Birkinshaw and Webb 2010). In the future this method may be improved by association with physically based models (Bingeman et al. 2006; Ewen and Birkinshaw 2000; Rau et al. 2014).

Concluding remarks

- 1) During summer R–R events, the drainage runoff was composed of 1%-58% event water. The presence of event water was detected in all analysed summer R–R events. During winter R–R events, pre-event water significantly dominated the runoff composition.
- 2) The maximum temporary event water portion varied between 11% and 88% during summer events. The moment of the highest event water portion did not coincide with the moment of peak discharge.
- 3) In all cases, when event water was detected in the drainage runoff, the drainage water temperature changed rapidly, converging to the rainfall temperature and diverging from the relatively stable temperatures of pre-event water, soil water and groundwater.
- 4) The precipitation temperature was very similar to that of the air ($R^2 = 98.9\%$) during measured events.
- 5) As the magnitude of the drainage water temperature change during R-R events was proportional to the portion of event water in the drainage runoff ($R^2 = 91.0\%$), and drainage water temperature converged to the temperature of precipitation, it is possible to state that sudden changes in drainage water temperature indicate the presence of event water in drainage runoff. Drainage water temperature can be successfully used, at least as a qualitative tracer, for distinguishing the drainage runoff components.

Acknowledgement

This work was supported by the Research Programmes of the Ministry of Agriculture of the Czech Republic, No. MZE 0002704902. Authors wish to thank Mrs. Hana Libichová for technical works and Mrs. Rebecca Hollinger for language corrections.

References

- 1 Anderson MP (2005). Heat as a groundwater tracer. *Ground Water* 43(6): 951–968.
- 2 Bingeman AK, Kouwen N, Soulis ED (2006) Validation of the hydrological processes
3 in a hydrological model. *J Hydraul Eng* 11(5):451–463. doi:
4 10.1061/(ASCE)1084-0699(2006)11:5(451).
- 5 Birkinshaw SJ, Webb B (2010) Flow pathways in the Slapton Wood catchment using
6 temperature as a tracer. *J Hydrol* 383:269-279.doi:10.1016/j.jhydrol.2009.12.
- 7 Brown LE, Hannah DM (2007) Alpine stream temperature response to storm events. *J*
8 *Hydrometeorol* 8:952–967. doi: 10.1175/JHM597.1.
- 9 Brown VA, McDonnell JJ, Burns DA, Kendall C (1999) The role of event water, a
10 shallow flow component, and catchment size in summer stormflow. *J Hydrol*
11 217 (3-4): 171–190. doi: 10.1016/S0022-1694(98)00247-9.
- 12 Burns DA (2002) Stormflow-hydrograph separation based on isotopes: the thrill is gone
13 –what’s next? *Hydrol Process*, 16:515–1517.
- 14 Burns DA, Kendall C (2002) Analysis of $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{18}\text{O}$ to differentiate NO_3^- sources in
15 runoff at two watersheds in the Catskill Mountains of New York. *Water Resour*
16 *Res* 38(5): 91-912.
- 17 Buttle JM (1994) Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water
18 from drainage basins. *Prog Phys Geogr* 18:16–41.
- 19 Bůzek F, Bystřický V, Kadlecová R, Kvítek T, Ondr P, Šanda M, Zajíček A, Žlábek P
20 (2009) Application of two-component model of drainage discharge to nitrate
21 contamination. *J Contam Hydrol* 106 (34):99-117.
22 doi:10.1016/j.jconhyd.2009.02.001.
- 23 Constanz J (1998) Interaction between stream temperature, streamflow, and
24 groundwater exchanges in alpine streams. *Water Resour Res* 34:1609–1615.
- 25 Doležal F, Kvítek T (2004) The role of recharge zones, discharge zones, springs and tile
26 drainage systems in peneplains of Central European highlands with regard to
27 water quality generation processes. *Phys Chem Earth* 29 (11-12 SPEC. ISS):
28 775-785. doi: 10.1016/j.pce.2004.05.005
- 29 Duffková R, Zajíček A, Nováková E (2011) Actual Evapotranspiration from Partially
30 Tile-drained Fields as Influenced by Soil Properties, Terrain and Crop. *Soil*
31 *Water Res* 6: 131–146.
- 32 Dušek J, Vogel T, Šanda M (2012) Hillslope hydrograph analysis using synthetic and
33 natural oxygen -18 signatures. *J Hydrol* 475:415-
34 427. doi:10.1016/j.jhydrol.2012.10.025
- 35 Dušek J, Vogel T, Dohnal M, Gerke H (2012) Combining dual-continuum approach
36 with diffusion wave model to include a preferential flow component in hillslope
37 scale modeling of shallow subsurface runoff. *Adv Water Res* 44:113–125. doi:
38 10.1016/j.advwatres.2012.05.006. Engelhardt I, Piepenbrink M, Trauth N,
39 Stadler S, Kludt C, Schulz M, Schüth C, Ternes TA (2011) Comparison of
40 tracer methods to quantify hydrodynamic exchange within the hyporheic zone. *J*
41 *Hydrol* 400 (1-2): 255 – 266. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.01.033.
- 42 Ewen J, Birkinshaw SJ (2007) Lumped hysteretic model for subsurface stormflow
43 developed using downward approach. *Hydrol Process* 21 (11): 1496–1505. doi:
44 10.1002/hyp.6344.
- 45 Fučík P, Kaplická M, Kvítek T, Peterková J (2012) Dynamics of stream water quality
46 during snowmelt and rainfall - runoff events in a small agricultural catchment.
47 *Clean - Soil, Air, Water* 40 (2): 154 – 163. doi: 10.1002/clen.201100248.
- 48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

- 1 Fučík P, Novák P, Žižala, D (2014) Combined statistical approach for evaluation of the
2 effects of land use, agricultural and urban activities on stream water chemistry in
3 small tile-drained catchments of south Bohemia, Czech Republic. *Environ Earth*
4 *Sci* 72:2195–2216. doi 10.1007/s12665-014-3131-y
- 5 Gat JR (1996) Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. *Annual Review*
6 *of Earth and Planetary Sciences* 24: 225-262.
- 7 Genthon P, Bataille A, Fromant A, D'Hulst D, Bourges F (2005) Temperature as a
8 marker for karstic waters hydrodynamics. Inferences from 1 year recording at La
9 Peyrère cave (Ariège, France). *J Hydrol* 311 (1-4):157-171. doi:
10 10.1016/j.jhydrol.2005.01.015.
- 11 Gish TJ, Kung KJS, Perry DC, Posner J, Bubenzer G, Helling CS, Kladvko EJ,
12 Steenhuis TS (2004) Vadose Zone Processes and Chemical Transport – Impact
13 of Preferential Flow at Varying Irrigation Rates by Quantifying Mass Fluxes. *J*
14 *Environ Qual* 33:1033–1040.
- 15 Haygarth PM, Jarvis SC (2002) *Agriculture, Hydrology and Water Quality*. CABI
16 Publishing, Oxon, UK; New York, USA, p. 502.
- 17 Herrmann A, Duncker D (2008) Runoff formation in a tile-drained agricultural basin of
18 the Harz Mountain Foreland, Northern Germany. *Soil Water Res* 3 (3): 83 – 97.
- 19 Hrnčíř M, Šanda M, Kulasová A, Císlarová M (2010) Runoff formation in a small
20 catchment at hillslope and catchment scales. *Hydrol Process* 24 (16): 2248–
21 2256. doi: 10.1002/hyp.7614.
- 22 James ER, Manga M, Rose TP, Hudson GB (2000) The use of temperature and the
23 isotopes of O, H, C, and noble gases to determine the pattern and spatial extent
24 of groundwater flow. *J Hydrol* 237 (1-2): 100–112. doi: 10.1016/S0022-
25 1694(00)00303-6.
- 26 Kennedy CD, Bataille C, Liu Z, Ale S, VanDeVelde J, Roswell CR, Bowling LC,
27 Bowen GJ (2012) Dynamics of nitrate and chloride during storm events in
28 agricultural catchments with different subsurface drainage intensity (Indiana,
29 USA). *J Hydrol* 466-467: 1 - 10. doi: 10.1016/j.jhydrol.2012.05.002.
- 30 Keys WS, Brown RF (1978) Use of temperature logs to trace movement of injected
31 water. *Ground Water* 16: 32-48.
- 32 Klaus J, McDonnell JJ (2013) Hydrograph separation using stable isotopes: Review and
33 evaluation. *J Hydrol* 505:47-64. doi: 10.1016/j.jhydrol.2013.09.006.
- 34 Klaus J, Zehe E, Elsner M, Külls C, McDonnell JJ (2013) Macropore flow of old water
35 revisited: Experimental insights from a tile-drained hillslope. *Hydrol Earth Syst*
36 *Sci* 17 (1): 103 - 118. doi: 10.5194/hess-17-103-2013.
- 37 Kobayashi D, Ishii Y, Kodama Y (1999) Stream temperature, specific conductance and
38 runoff process in mountain watersheds. *Hydrol Process* 13 (6): 865-876.
- 39 Kulhavý Z, Doležal F, Fučík P, Kulhavý F, Kvíték T, Muzikář R, Soukup M, Švihla, V
40 (2007) Management of agricultural drainage systems in the Czech Republic.
41 *Irrig Drain* 56:141-149. doi 10.1002/ird.339.
- 42 Lacas JL (1976) Introduction `a la m´ethodologie d’´etude et d’´utilisation
43 des champs hydrothermiques des aquif´eres karstiques d’apr`es l’exemple du site de
44 l’exurgence de la source du Lez (In French). H´erault, France. C.E.R.H. Mem.
45 X, Montpellier.
- 46 Ladouche B, Probst A, Viville D, Idir S, Baqué D, Loubet M, Probst JL, Bariac T
47 (2001) Hydrograph separation using isotopic, chemical and hydrological
48 approaches (Strengbach catchment, France). *J Hydrol* 242 (3-4): 255-274.
- 49 Maalim FK, Meleese AM (2013). Modelling the impacts of subsurface drainage on
50 surface runoff and sediment yield in the Le Sueur Watershed, Minnesota, USA.

Hydrol Sci J 58(3): 570-586).

- 1 Maloszewski P, Zuber A (1996) Lumped parameter models for the interpretation of
2 environmental tracer data. In Manual on Mathematical Models in Isotope
3 Hydrology, p. 9-58. IAEA-TECDOC-910. International Atomic Energy Agency.
4 Wien.
5
- 6 Manga M, Kirchner JW (2004) Interpreting the temperature of water at cold springs and
7 the importance of gravitational potential energy. *Water Resour Res* 40 (5):
8 W051101-W051108.
9
- 10 McGuire KJ, DeWalle DR, Gburek WJ (2002) Evaluation of mean residence time in
11 subsurface waters using oxygen-18 fluctuations during drought conditions in the
12 mid-Appalachians. *J Hydrol* 261 (1-4): 132-149.
- 13 Merz R, Blöschl G, Parajka J (2006) Spatio-temporal variability of event runoff
14 coefficients. *J Hydrol* 331: 591–604.
15
- 16 Milanović PT (2001) Geological engineering in karst. Zebra Publishing. Belgrade.
17
- 18 Moore RD (1989) Tracing runoff sources with deuterium and oxygen-88 during spring
19 melt in a headwater catchment, southern Laurentians, Quebec. *J Hydrol* 112 (1-
20 2): 135-148.
21
- 22 Nováková E, Karous M, Zajíček, A, Karousová M (2013) Evaluation of ground
23 penetrating radar and vertical electrical sounding methods to determine soil
24 horizons and bedrock at the locality Dehtáře. *Soil Water Res* 8: 105-112.
- 25 Ogunkoya OO, Jenkins A (1993) Analysis of storm hydrograph and flow pathways
26 using a three-component hydrograph separation model. *J Hydrol* 194: 71-88.
27
- 28 Pelikán V. et al, (1988) Hydrogeology measurements (In Czech.) SNTL/ALFA, Prague.
29
- 30 Pelikán L, Herber V (2011) An application of stream thermometry in small drainage
31 basins. *Morav Geogr Rep* 19 (3): 29-35.
32
- 33 Rau GC, Andersen MS, McCallum AM, Roshan H, Acworth RI (2014) Heat as a tracer
34 to quantify water flow in near-surface sediments. *Earth Sci Rev* 129: 40-58.
35
- 36 Robinson M (1990) Impact of Improved Land Drainage on River Flows. Report No.
37 113. Institute of Hydrology, Wallingford, UK. 1990.
38
- 39 Rodgers P, Soulsby C, Waldron S (2005) Stable isotope tracers as diagnostic tools in
40 upscaling flow path understanding and residence time estimates in a
41 mountainous mesoscale catchment. *Hydrol Process* 19 (11): 2291 - 2307. doi:
42 10.1002/hyp.5677.
43
- 44 Seibert J, McDonnell JJ (2002) On the dialog between experimentalist and modeler in
45 catchment hydrology: Use of soft data for multicriteria model calibration. *Water*
46 *Resour Res* 38 (11):231-2314.
47
- 48 Shanley JB, Peters NE (1988) Preliminary observations of streamflow generation during
49 storms in a forested piedmont watershed using temperature as a tracer. *J Contam*
50 *Hydrol* 3: 349-365.
51
- 52 Shanley JB, Kendall C, Smith TE, Wolock DM, McDonnell JJ (2002) Controls on old
53 and new water contributions to stream flow at some nested catchments in
54 Vermont, USA. *Hydrol Process* 16 (3): 589-609.
55
- 56 Shilling KE, Helmers M (2008) Tile drainage as karst: Conduit flow and diffuse flow in
57 a tile-drained watershed. *J Hydrol* 349:191–301.
58
- 59 Sklash MG (1990) Environmental isotope studies of storm and snowmelt runoff
60 generation. *Process studies in hillslope hydrology* pp. 401-435.
61
- 62 Soulsby C, Tetzlaff D, Hrachowitz M (2010) Spatial distribution of transit times in
63 montane catchments: Conceptualization tools for management. *Hydrol Process*
64 24 (22): 3283-3288. doi: 10.1002/hyp.7864.
65

- 1 Stone M, Krishnappan BG (2002) The effect of irrigation on tile sediment transport in a
2 headwater stream. *Water Res* 36: 3439–3448.
- 3 Šanda M, Císlerová M (2009) Transforming hydrographs in the hillslope subsurface. *J*
4 *Hydrol Hydromech* 57 (4): 264 - 275. doi: 10.2478/v10098-009-0023-z.
- 5 Šanda M, Kulasová A, Císlerová M (2009) Hydrological processes in the subsurface
6 investigated by water isotopes and silica. *Soil Water Res* 4 (special issue 2): 83-
7 92.
- 8 Šanda M, Vitvar T, Kulasová A, Jankovec J, Císlerová M (2013) Run-off formation in
9 a humid, temperate headwater catchment using a combined hydrological,
10 hydrochemical and isotopic approach (Jizera Mountains, Czech Republic).
11 *Hydrol Process* 28 (8): 3217 - 3229. doi: 10.1002/hyp.9847.
- 12 Tachecí P, Žlábek P, Kvítek T, Peterková J (2013) Analysis of rainfall-runoff events in
13 four subcatchments of the Kopaninský potok (Czech Republic). *Bodenkultur*
14 64 (3-4): 105 - 111.
- 15 Tiemeyer B, Moussa R, Lennartz B, Voltz M (2007) MHYDAS-DRAIN: A spatially
16 distributed model for small, artificially drained lowland catchments. *Ecol Model*
17 299: 2–20.
- 18 Tiemeyer B, Kahle P, Lennartz B (2009) Phosphorus losses from an artificially drained
19 rural lowland catchment in North-Eastern Germany. *Agric Water Manage* 96
20 (4): 677 - 690. doi: 10.1016/j.agwat.2008.10.004.
- 21 Tomer MD, Moorman TB, Rossi CG (2008) Assesment of the Iowa River's South fork
22 watershed: part 1. Water quality. *J Soil Water Cons* 63 (6): 360-370.
- 23 Uhlenbrook S, Hoeg S (2003) Quantifying uncertainties in tracer-based hydrograph a
24 case study for two-, three- and fivecomponent hydrograph separations in a
25 mountainous catchment. *Hydrol Process* 17: 431–453. doi: 10.1002/hyp.1134.
- 26 Vidon P, Cuadra PE (2010) Impact of precipitation characteristics on soil hydrology in
27 tile-drained landscapes. *Hydrol Process* 24: 1821-1833. doi: 10.1002/hyp.7627.
- 28 Webb BV, Zhang Y (2004) Intra-annual variability in the non-advective heat energy
29 budget of Devon streams and rivers. *Hydrol Process* 18 (11): 2117-2146.
- 30 Wels C, Cornett RJ, Lazerte BD (1991) Hydrograph separation: A comparison of
31 geochemical and isotopic tracers. *J Hydrol* 122 (1-4): 253 - 274.
- 32 Westhoff MC, Savenije HHG, Luxemburg WMJ, Stelling GS, van de Giesen NC,
33 Selker JS, Pfister L, Uhlenbrook S (2007) A distributed stream temperature
34 model using high resolution temperature observations. *Hydrol Earth Sys Sci*
35 11:1469-1480.
- 36 Zajíček A, Kvítek T, Kaplická M, Doležal F, Kulhavý Z, Bystřický V, Žlábek P (2011)
37 Drainage water temperature as a basis for verifying drainage runoff composition
38 on slopes. *Hydrol Process* 25:3204-3215. DOI: 10.1002/hyp.8039.
- 39 Zehe E, Fluhler H (2001) Preferential transport of isoproturon at a plot scale and a field
40 scale tile-drained site. *J Hydrol* 247:100–115.
- 41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

Table 1. Precipitation, precipitation temperature, and drainage water temperature during evaluated rainfall-runoff events

Event/ site	Type ^{a)}	Date	Prec. ^{b)} (mm)	Dr. water t. ^{c)} (°C)	Prec. water t. ^{d)} (°C)	W. mean of prec. t. (°C) ^{e)}	Mean air t. during event (°C) ^{f)}	Δ prec./air t. ^{g)}
E1/ KL	S	22.6.2011	23.9	12.7-13.5	16.5-19.6	17.0	17.1	-0.1
E2/ KL	S	13.-14.7.2011	28.2	13.9-14.8	15.3-20.7	17.4	17.3	0.1
E2 /KP	S	13.-14.7.2011	28.2	13.2-17.8	15.3-20.7	17.4	17.3	0.1
E3/ KL	S	21.-22.7.2011	26.1	14.2-14.8	11.9-14.9	13.3	13.3	0
E3/ KP	S	21.-22.7.2011	26.1	13.7-14.3	11.9-14.9	13.3	13.3	0
E4/ KL	S	15.-16.8.2011	14.5	14.1-14.6	15.5-17.8	15.5	15.7	-0.2
E4 /KP	S	15.-16.8.2011	14.5	13.7-16.2	15.5-17.8	15.5	15.7	-0.2
E5 /KL	S	5.-6.9.2011	23.9	15.0-15.3	14.5-18.2	16.2	16	0.2
E5/ KP	S	5.-6.9.2011	23.9	14.5-15.2	14.5-18.2	16.2	16	0.2
E6/ KL	W	3.1.2012	4.9	5.3-5.2	n	n	n	n
E7/ KP	W	5.1.2012	10.7	5.6-3.9	n	n	n	n
E8/ KP	W	19.-20.1.2012	18.9	5.5-3.5	n	n	n	n
E9/ KL	W	16.-17.4.2012	17.7	5.6-5.5	2.4-5.5	3.6	3.8	-0.2
E9 /KP	W	16.-17.4.2012	17.7	6.1-5.7	2.4-5.5	3.6	3.8	-0.2
E10/ KL	S	20.-21.4.2012	9.2	5.7-5.8	5.3-9.6	6.7	6.6	0.1
E11/ KL	S	1.-2.7.2012	23.1	13.2-14.4	17.0-19.0	18.1	18.3	-0.2
E12/ KL	S	6.-7.8.2011	20.5	14.8-15.7	15.5-17.3	16.2	16.2	0
E12 /KP	S	6.-7.8.2012	20.5	14.5-16.8	15.5-17.3	16.2	16.2	0

a) Summer (S) or winter (W) event

b) Total sum of precipitation during event

c) Drainage water temperature in beginning of the event and in the moment of it's the highest change

d) Temperature of the precipitation water

e) Mean precipitation water temperature weighted by the sum of precipitation

f) Mean air temperature during the rainfall

g) Difference between mean precipitation and mean air temperature

h) Missing data

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49

Table 2. Hydrological characteristics of the evaluated rainfall-runoff events.

Event/ site	Type ^{a)}	Date	Prec. ^{b)} (mm)	Qbeg. ^{c)} (l/s)	Qpeak ^{d)} (l/s)	Runoff ^{e)} (m3)	Q. reaction ^{f)} (min)	Event water portion (%)	Max. portion ^{g)} (%)	Δt ⁱ⁾ (°C)
E1/ KL	S	22.6.2011	23.9	0.18	1.57	19.9	30	21.5	38.0	0.8
E2/ KL	S	13.-14.7.2011	28.2	0.15	0.94	34.8	30	24.9	39.0	0.9
E2 /KP	S	13.-14.7.2011	28.2	0.13	1.70	36.5	40	27.4	70.0	4.6
E3/ KL	S	21.-22.7.2011	26.1	0.18	1.05	78.1	200	29.2	54.0	0.6
E3/ KP	S	21.-22.7.2011	26.1	0.2	1.16	103.2	180	25.9	40.0	0.6
E4/ KL	S	15.-16.8.2011	14.5	0.18	1.05	51.1	60	38.7	69.0	0.5
E4 /KP	S	15.-16.8.2011	14.5	0.3	2.43	128.1	70	58.3	88.0	2.5
E5 /KL	S	5.-6.9.2011	23.9	0.14	0.51	14.5	40	15.2	30.0	0.3
E5/ KP	S	5.-6.9.2011	23.9	0.28	2.48	85.9	60	40.8	79.0	0.7
E6/ KL	W	3.1.2012	4.9	0.26	0.57	49.9	480	0.9	4.0	0.1
E7/ KP	W	5.1.2012	10.7	0.52	6.00	210.4	110	5.0	24.0	1.7
E8/ KP	W	19.-20.1.2012	18.9	2.2	11.30	603.3	190	13.1	32.0	2.2
E9/ KL	W	16.-17.4.2012	17.7	0.48	2.73	177.4	230	0.0	0.0	0.1
E9 /KP	W	16.-17.4.2012	17.7	1.32	3.70	291.2	250	14.2	55.0	0.4
E10/ KL	S	20.-21.4.2012	9.2	0.79	1.12	60.1	90	1.4	11.0	0.1
E11/ KL	S	1.-2.7.2012	23.1	0.14	2.13	15.8	20	30.8	65.0	1.1
E12/ KL	S	6.-7.8.2011	20.5	0.12	1.85	11.2	40	33.2	62.0	0.9
E12 /KP	S	6.-7.8.2012	20.5	0.15	2.02	24.8	40	32.6	67.0	2.3

- a) Summer (S) or winter (W) event
- b) Total sum of precipitation during event
- c) Discharge in beginning of the event
- d) Peak discharge
- e) Total runoff volume during event
- f) Time from beginning of precipitation to rise in discharge
- g) The highest instantaneous portion of event water
- i) Magnitude of the change in drainage water temperature

1
2
3 **Figure captions**
4
5

6 Figure 1. The location and an overview of the Dehtáře catchment.
7

8 Figure 2. Comparison of precipitation, air and precipitation water temperature during
9 measured rainfall – runoff events.
10

11
12
13 Figure 3. Total discharge ($Q_{tot.}$), separated pre –event water discharge ($Q_{pre-event}$)
14 based on the isotope ^{18}O concentration and drainage water temperature during measured
15 events (events 1-5).
16
17

18
19
20 Figure 4. Total discharge ($Q_{tot.}$), separated pre –event water discharge ($Q_{pre-event}$)
21 based on the isotope ^{18}O concentration and drainage water temperature during measured
22 events (events 6-12).
23
24

25
26 Figure 5. Course of precipitation, drainage discharge (Q_{total}), pre-event water portion
27 ($Q_{Pre-event}$) and drainage water temperature during the summer rainfall-runoff event
28 in outlet KP.
29
30

31
32
33 Figure 6. Course of precipitation, drainage discharge (Q_{total}), pre-event water portion
34 ($Q_{Pre-event}$) and drainage water temperature during the winter rainfall-runoff event in
35 outlet KP.
36
37

38
39 Figure 7a, 7b. Relationship between the contribution of event water to the drainage
40 runoff and the extent of drainage water temperature changes during the summer rainfall-
41 runoff events.
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65

Fig.1

[Click here to download Figure: Figure1.tif](#)

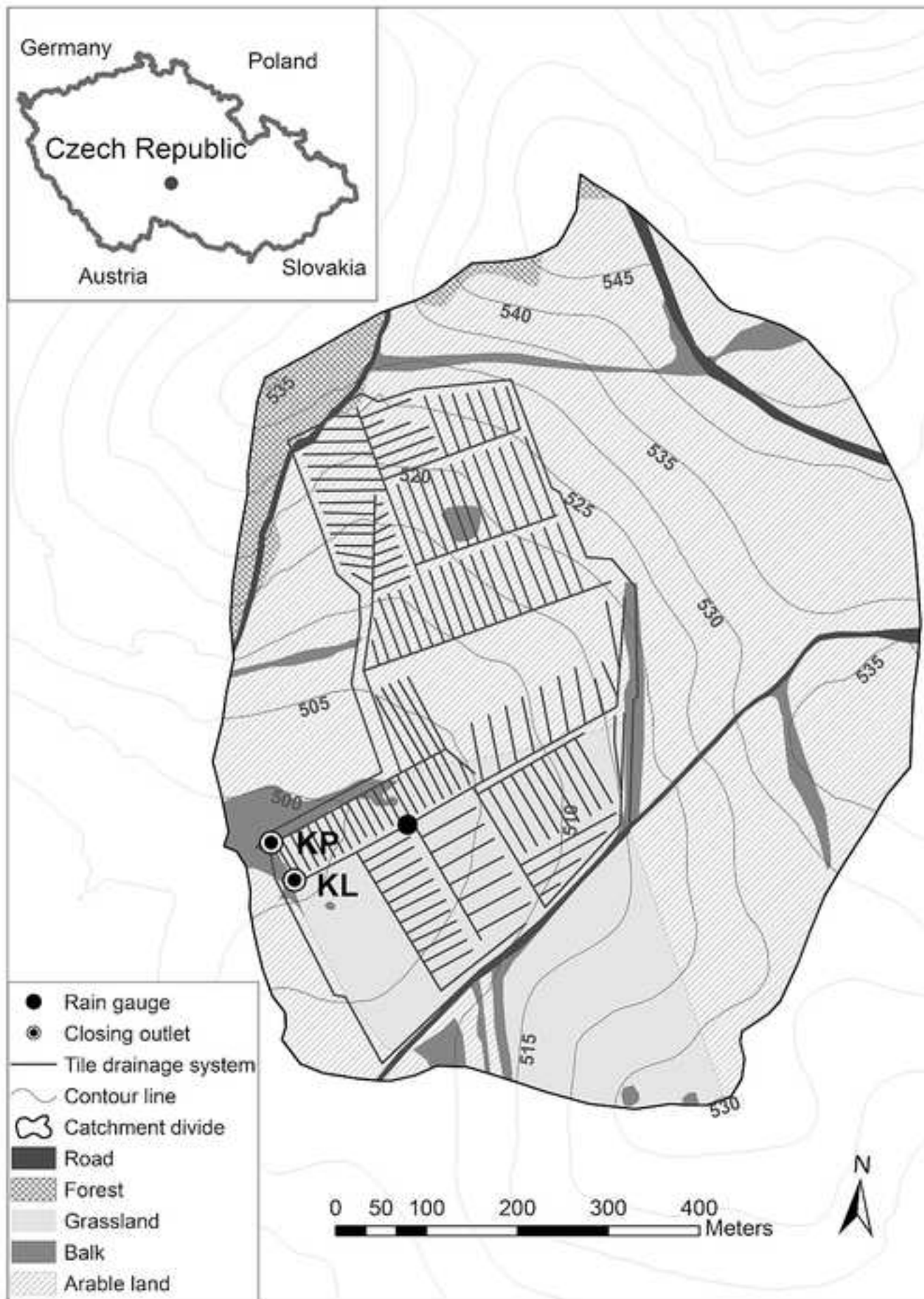


Fig. 2

[Click here to download Figure: Figure2.tif](#)

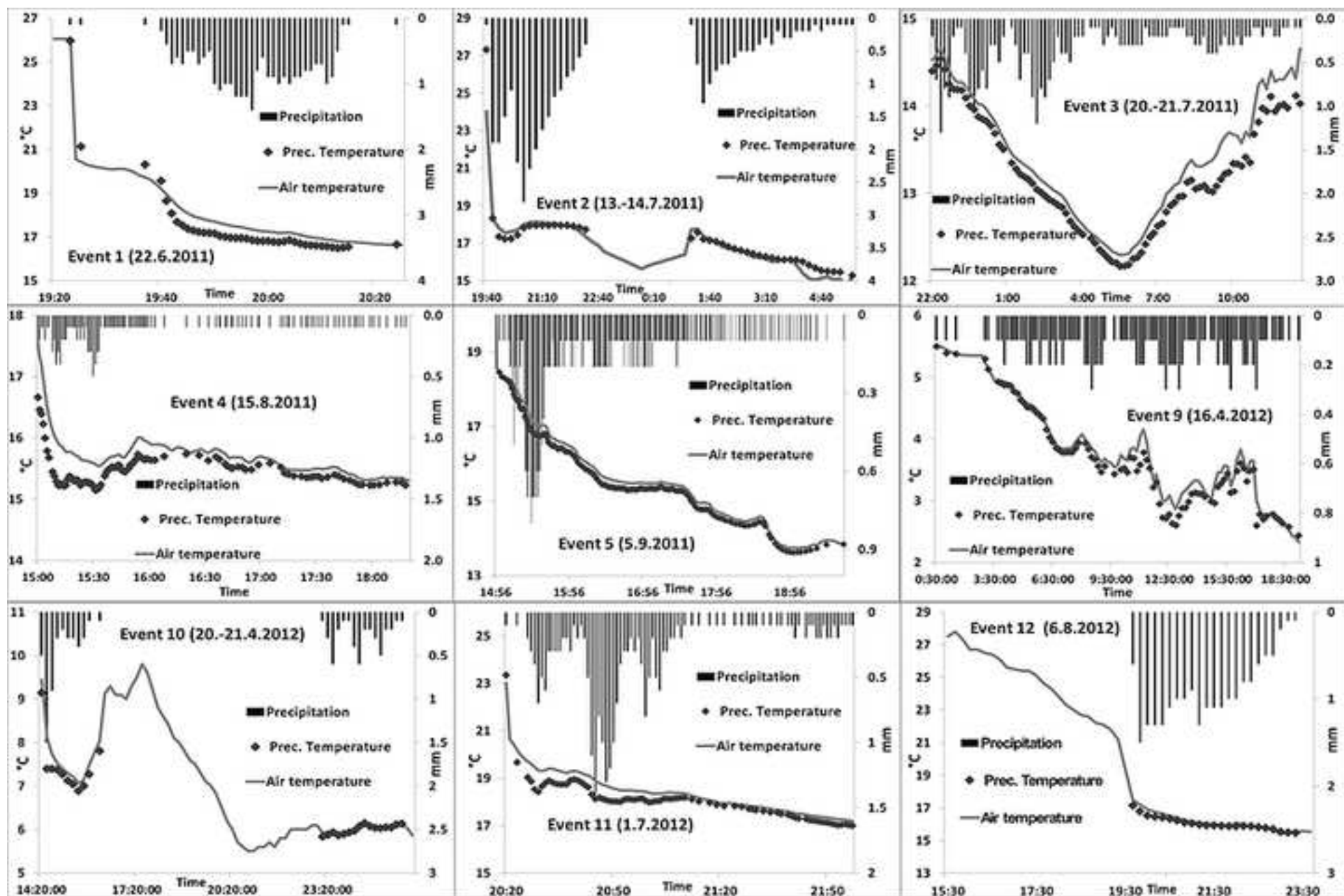


Fig.3

[Click here to download Figure: Figure3.tif](#)

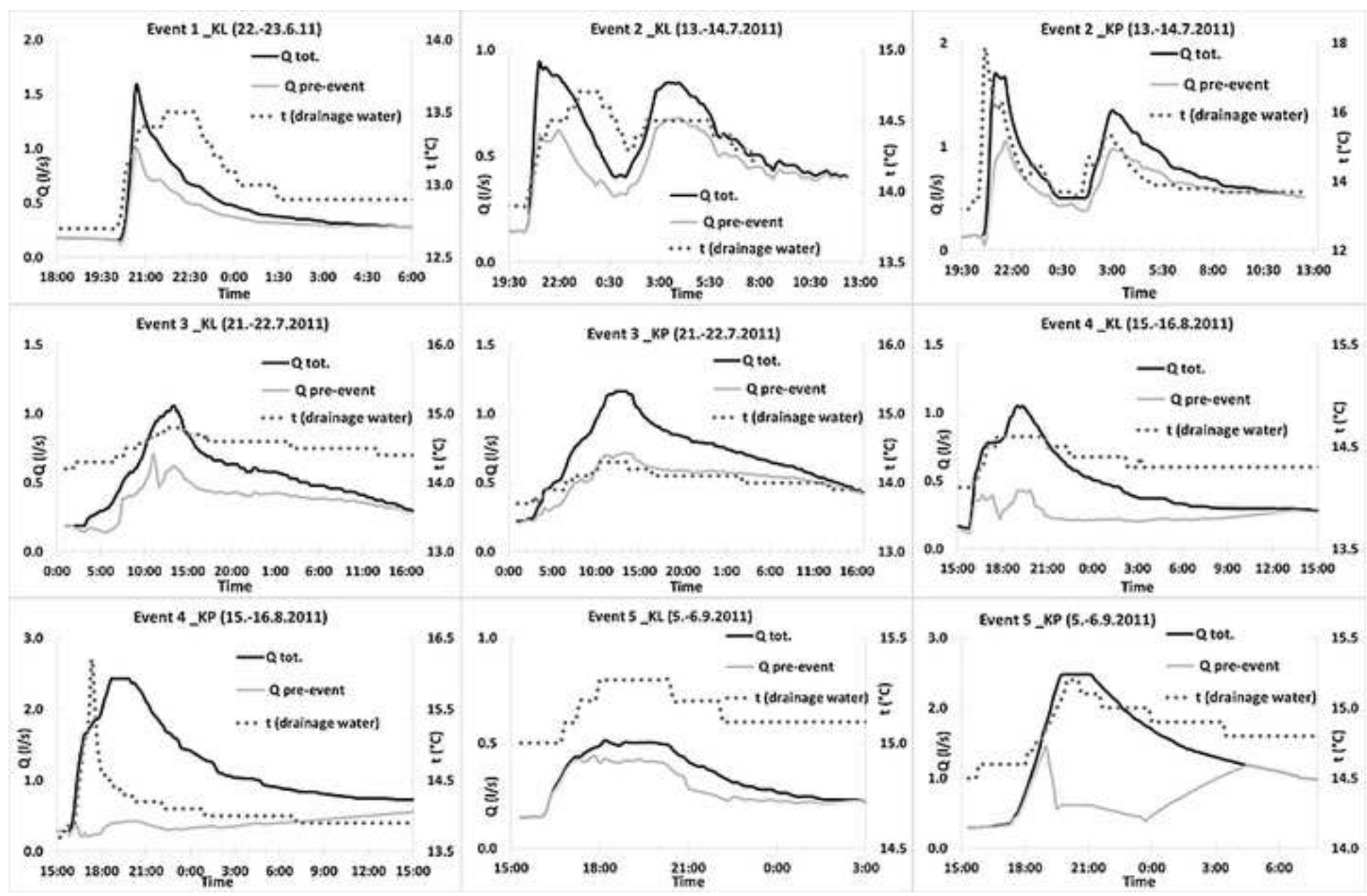


Fig.4

[Click here to download Figure: Figure4.tif](#)

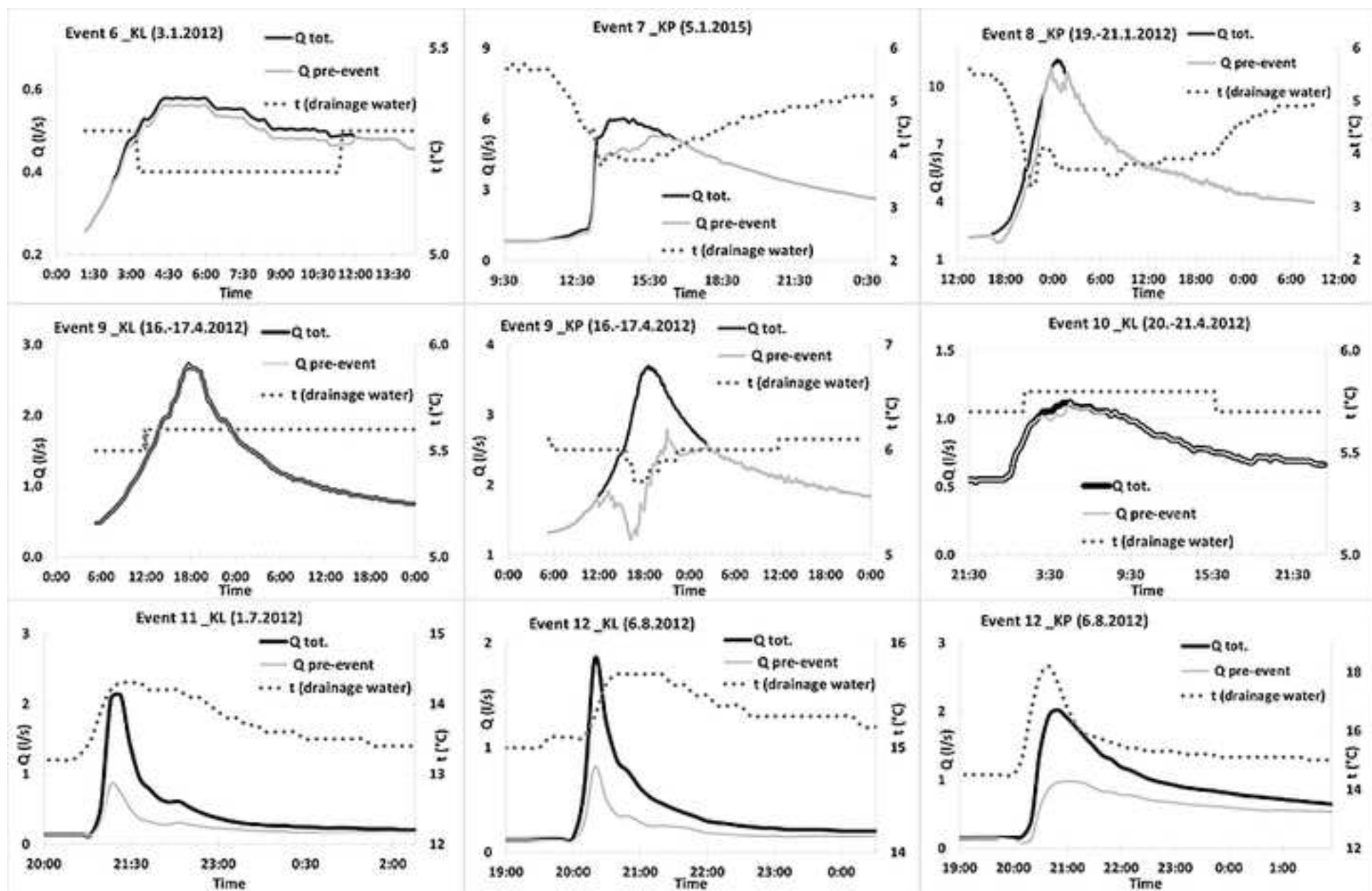


Fig.5

[Click here to download Figure: Figure5.tif](#)

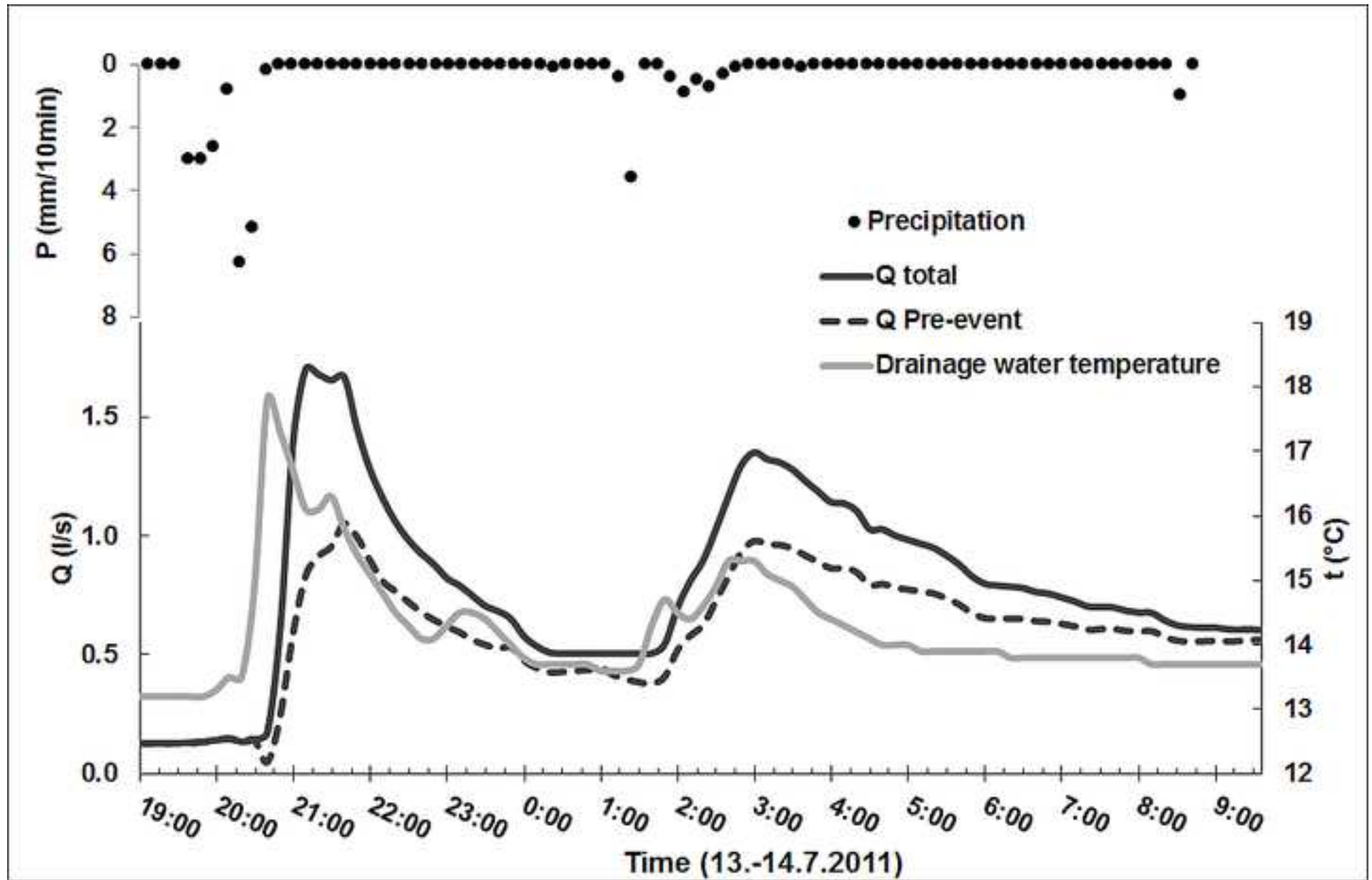
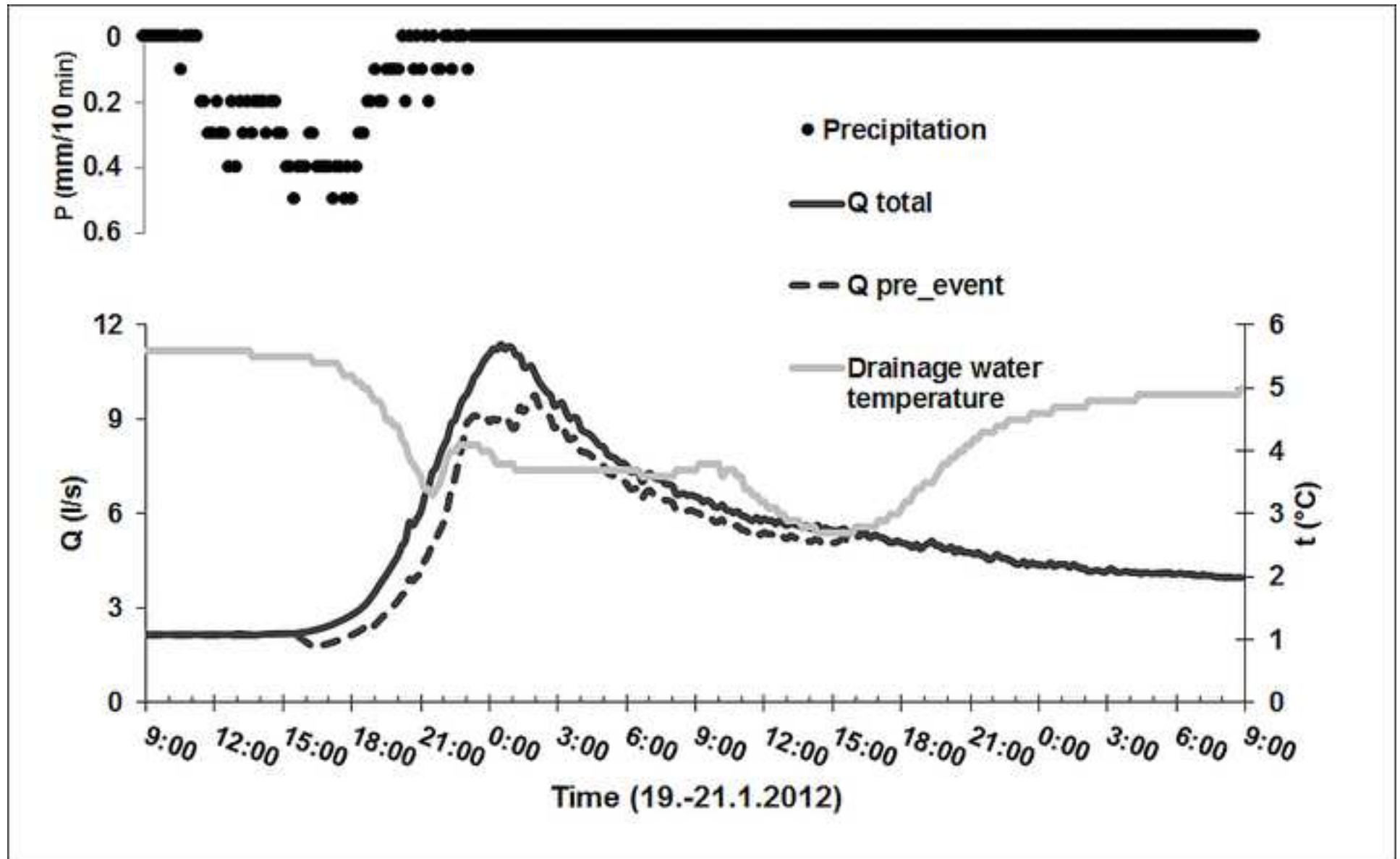
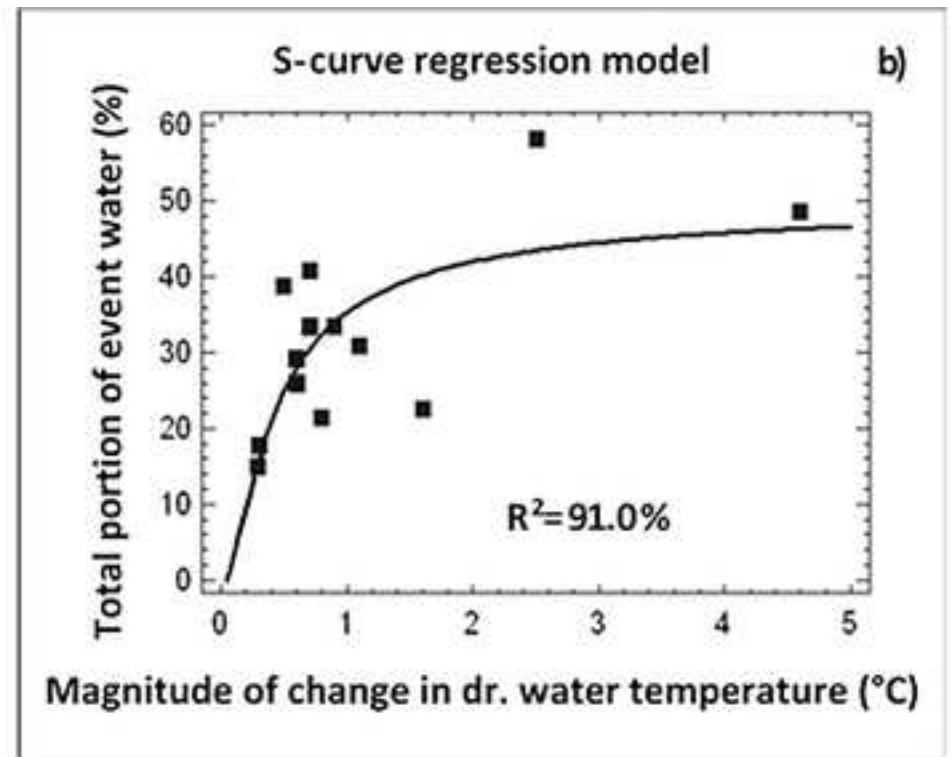
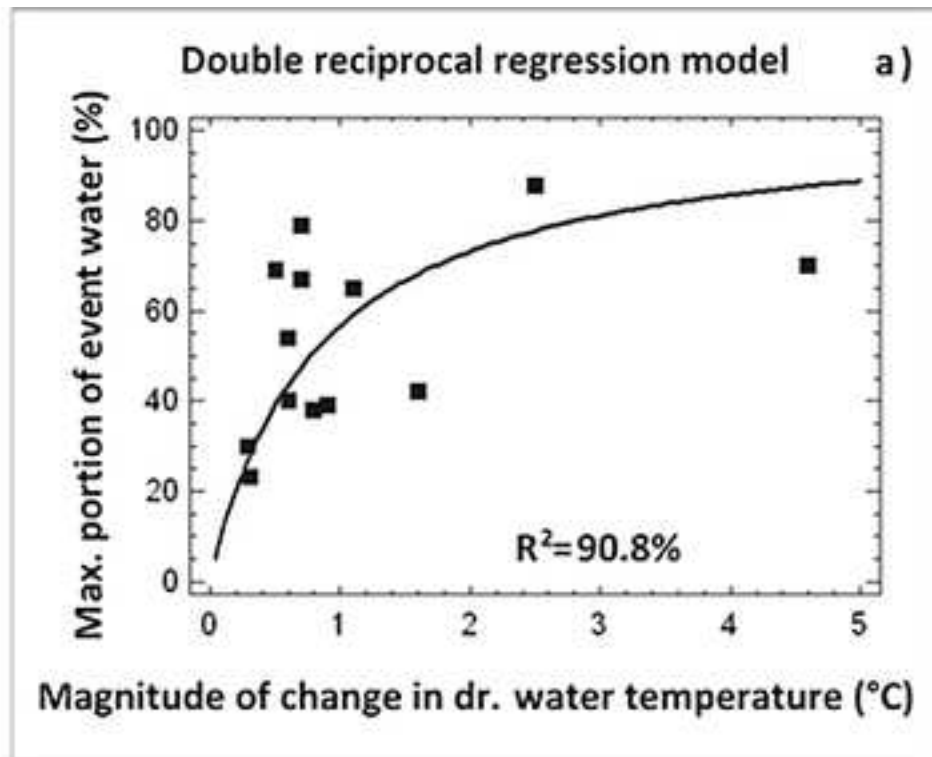


Fig.6

[Click here to download Figure: Figure6.tif](#)





8 Komentáře k předloženým pracím

8.1 Stručný popis předložených publikací

Prostřednictvím tohoto souboru prací je předloženo 9 publikací, které se zabývaly zejména tematikou vzniku drenážního odtoku ve svahu, složení drenážního odtoku, vlivu využití půdy ve zdrojové oblasti povodí na velikost drenážního odtoku a jakost drenážních vod. Hlavním tématem bylo vyhodnocení vlivu experimentálního zatrávnění části zdrojové lokality na vývoj koncentrací dusičnanů v drenážních vodách.

Seznam prací spolu se stručným popisem je uveden níže. Každá práce je označena římskou číslicí chronologicky podle času vydání. V jednotlivých subkapitolách tohoto komentáře (8.2 - 8.6), ve kterých jsou poznatky z těchto publikací diskutovány a uváděny do širších souvislostí, jsou odkazy na tyto publikace uvedeny pomocí čísla tučně.

[I] FUČÍK, P., KAPLICKÁ, M., ZAJÍČEK, A., KVÍTEK, T. 2010. Vyhodnocení monitoringu jakosti vod v malém zemědělsko-lesnickém povodí: diskrétní a kontinuální přístup. *Vodní hospodářství* **60**, (8): 213 – 217. ISSN 1211-0760

Článek se zabývá porovnáním různých způsobů monitoringu jakosti vod na šesti malých odvodněných subpovodích a jednom profilu na drobném vodním toku v povodí s dominantním zastoupením orné půdy na kambizemích Českomoravské vrchoviny za období března-října 2009. Porovnávány byly čtyři varianty bodového a kontinuálního monitoringu jakosti vod pro nerozpuštěné látky, N-NH₄, N-NO₃, P-PO₄ a Pcelk. U koncentrací byly z hlediska maximálních i středních hodnot zjištěny nejčastější odchylky u nerozpuštěných látek a fosforu, nejméně se potom odlišovaly vzorkovací přístupy u většiny statistických ukazatelů u dusičnanového dusíku. Jedná se o první publikaci s výsledky monitoringu koncentrací a odnosu živin z pokusného povodí Dehtáře.

[II] DUFFKOVÁ, R., ZAJÍČEK, A., NOVÁKOVÁ, E. 2011. Actual Evapotranspiration from Partially Tile-drained Fields as Influenced by Soil Properties, Terrain and Crop. *Soil & Water Research* **6** (3): 131-146.

Tato publikace se zabývá vlivem rozdílných fyzikálních vlastností půdy a rozdílného rostlinného pokryvu v různých svahových zónách povodí na velikost evapotranspirace konkrétního stanoviště. Na pokusné lokalitě Dehtáře byla hodnocena velikost aktuální evapotranspirace sledovaná na 4 meteorologických stanicích umístěných tak, aby reprezentovaly svahové zóny povodí a s nimi též rozdílné půdní podmínky. Tyto poznatky jsou

důležité také pro studium drenážního odtoku, jelikož velikost evapotranspirace také zpětně ovlivňuje množství vody schopné infiltrovat půdou a posléze se podílet na drenážním odtoku.

[III] ZAJÍČEK, A., KVÍTEK, T., KAPLICKÁ, M., DOLEŽAL, F., KULHAVÝ, Z., BYSTRICKÝ, V., ŽLÁBEK, P. 2011. Drainage water temperature as a basis for verifying drainage runoff composition on slopes. *Hydrological processes* **25**:3204-3215. DOI: 10.1002/hyp.8039.

Tato práce se zabývá vyhodnocením kontinuálního monitoringu drenážních průtoků, teplot drenážní vody, hladin podzemní vody a vlhkosti půdy na různých místech povodí na 5 malých zemědělských povodí s drenážním systémem umístěným ve svahu, převážně na krystalickém podloží. Cílem bylo určit zdroje a cesty drenážního odtoku, zejména v průběhu srážko-odtokových epizod, a zhodnotit možnost využití kontinuálního měření teploty drenážní vody při získání nových poznatků o místě vzniku a složení drenážního odtoku.

[IV] DUFFKOVÁ, R., ZAJÍČEK, A. 2011. Hodnocení kvality podzemní vody po kejdování a mulčování trvalého travního porostu. *Vodní hospodářství* **61** (7): 290-293.

Cílem této práce bylo otestovat ochrannou funkci trvalých travních porostů z hlediska vyplavování dusíku a fosforu. V rámci maloparcelkového pokusu byla aplikována kejda skotu v dávkách 60 až 240 kg N/ha/rok mulčováním třikrát ročně na 3 lokalitách vybavených drenážními lyzimetry, které představovaly různé svahové zóny povodí (krystalinikum, Českomoravská vrchovina). Infiltrační zóna byla tvořena mělkou, vysoce propustnou půdou, transportní a akumulací zóna hlubokou půdou s odlišným zrnitostním složením a střední infiltrační schopností. Výsledky prokázaly možnost bezrizikového využití kejdy z hlediska kvality podzemní vody po celou dobu vegetace (od počátku dubna do konce září) ve všech hydrogeologických zónách povodí.

[V] ZAJÍČEK, A., KVÍTEK, T., DUFFKOVÁ, R.; TACHECÍ, P. 2013. Vliv využití půdy ve zdrojové oblasti na velikost drenážního odtoku. *Vodní hospodářství* **63**(8):12-16.

Článek hodnotí vliv využití půdy v různých svahových oblastech na velikost drenážního odtoku. Velikost odtoku byla hodnocena pomocí analýzy dvojné součtové čáry, kdy jako závislá proměnná byly využity drenážní odtoky ze souřadu, kde se měnilo využití půdy, zejména v jeho zdrojové oblasti. Vliv zatravnění na velikost podpovrchového odtoku byl hodnocen pomocí empirických čar překročení drenážních průtoků na profilech s různým

využitím půdy ve zdrojové i výtokové oblasti. Dále byly analyzovány hodnoty aktuální a referenční evapotranspirace plodin pěstovaných v různých svahových zónách povodí jako základní faktor určující množství vody, která může infiltrovat půdním profilem a dosáhnout drenážního odtoku.

[VI] ZAJÍČEK, A., KVÍTEK, T. 2013. Vliv cíleného zatravnění zdrojové oblasti na koncentrace dusičnanů v drenážních vodách. *Sovak*, **22**(9):14-17.

Pomocí statistické analýzy dat o koncentracích dusičnanů v období před a po zatravnění části zdrojové oblasti a porovnáním trendů dlouhodobého vývoje koncentrací NO₃ na profilech s různým využitím půdy byl v této práci diskutován vliv zatravnění, cíleného do infiltrační oblasti, na koncentrace dusičnanů v drenážních vodách. Materiálem bylo pokusné povodí Dehtáře, na kterém probíhal v letech 2003 – 2011 poloprovozní pokus spočívající v zatravnění části infiltrační oblasti drenážních systémů (podchycené pramenné vývěry) umístěných ve svažitéch polohách. Podpovrchové vody z nenasycené zóny jsou často jedinými zdroji pitné vody pro zásobování malých obcí, a proto výzkumné poznatky z drenážních systémů lze velmi dobře aplikovat i na tyto zdroje.

[VII] DUFFKOVÁ, R., ZAJÍČEK, A., FUČÍK, P. 2014. Vyplavení dusíku a fosforu z malých zemědělských odvodněných povodí s aplikací různých hnojiv. *Vodní hospodářství* **62** (12): 1-6.

V této práci byla hodnocena intenzita vyplavování dusičnanového dusíku, rozpuštěných fosforečnanů a celkového fosforu z několika drenážních skupin s různým využitím půdy a po aplikaci různých typů hnojiv (kejda, digestát, močůvka, minerální hnojivo). Zemědělské drenážní systémy jsou považovány za významný faktor zvýšeného znečištění podzemních i povrchových vod živinami, a to jak za běžných průtoků, tak i během významných srážko-odtokových epizod. Dále byla provedena separace drenážního odtoku početní metodou a digitálními filtry.

[VIII] FUČÍK, P., ZAJÍČEK, A., DUFFKOVÁ, R., KVÍTEK, T. 2015. Water Quality of Agricultural Drainage Systems in the Czech Republic — Options for Its Improvement. *In book: Research and Practices in Water Quality, Edition: 1., Chapter: 11*, pp. 241 - 262. DOI: 10.5772/59298

Tato práce je zaměřena na vyhodnocení vlivu využití půdy ve zdrojových oblastech drenážních systémů na koncentrace živin v drenážních vodách a jejich odnos. Významnost

různých způsobů využití půdy byla zkoumána analýzou PCA, vliv zatravnění cíleného do zdrojové oblasti potom poloprovozním pokusem na povodí Dehtáře, jehož zdrojová oblast byla částečně zatravněna.

[IX] ZAJÍČEK, A., POMIJE, T., KVÍTEK, T. 2015. Event water detection in tile drainage runoff using stable isotopes and a water temperature in small agricultural catchment in Bohemian - Moravian Highlands, Czech Republic. Revidovaná verze článku odeslaná do redakce časopisu *Environmental Earth Sciences* v červenci 2015.

Hlavním cílem tohoto článku bylo zjistit složení drenážního odtoku v průběhu srážko-odtokových epizod a možnost využít měření teploty drenážní vody, srážek a vzduchu k identifikaci přítomnosti vody z příčné srážky v odtoku. Pro tyto účely byla provedena analýza 18 epizodních hydrogramů zaznamenaných na pokusné lokalitě Dehtáře. Pro separaci odtoku byl použit směsný model. Dále byla porovnávána teplota vzduchu a teplota vody srážkové a drenážního odtoku. Testován byl vztah mezi poměrem velikosti změny teploty drenážní vody v průběhu srážko-odtokové epizody a podílem vody z příčné srážky v drenážním odtoku.

8.2 Složení drenážního odtoku

Znalost složení odtoku je základní podmínkou pro posouzení každého povodí z hlediska jeho hydrologie a následné látkové bilance (Švihla a Šimůnek, 2002).

Drenážní odtok svým charakterem patří do oblasti podpovrchového odtoku (interflow) a je vlastně opožděnou součástí odtoku povrchového. Zároveň však má společné znaky s vodou podzemní (Fidler, 1971). V kvalitativním složení drenážního odtoku a odtoku v malých povrchových tocích není výrazný rozdíl. Jednotlivé složky drenážního odtoku lze tedy separovat s kvalitativně podobným výsledkem jako odtok povrchový (Doležal et al., 2004, Doležal a Kvítek, 2004) To naznačuje, že mechanismus tvorby odtoku povrchového a drenážního odtoku je obdobný, lišit se však bude kvantitativní zastoupení jeho složek. Pro drenážní odtok ve svahu je charakteristická značná prostorová i časová variabilita; průběh drenážního odtoku má stochastický charakter (Švihla et al., 1992; Doležal et al., 2000). Jak bylo již naznačeno i výše, specifíkem drenážních systémů vybudovaných v prostředí krystalinika a situovaných ve svažitéch podmínkách je fakt, že obvykle odvodňují (daleko) větší území, než jaké fyzicky zaujímají (Doležal and Kvítek, 2004), přičemž podle srovnání dlouhodobého monitoringu odtoků v drenážních souřadecích ve stejných geografických podmínkách velikost

drenážního odtoku na konkrétním souřadu závisí především na velikosti jeho zdrojové oblasti (Zajíček et al., 2011 - [III]; Zajíček et al., 2013 -[V]).

V práci Zajíček et al., 2011- [III] stanovili tři hypotézy, jakým způsobem se může srážková voda dostávat do drenážního odtoku. Časově nejpomalejší způsob napájení drenáže je napájení podzemní vodou, kterou odvádí plošná systematická drenáž v případě, že její hladina alespoň lokálně dosáhne úrovně uložení drénů. Hladina podzemní vody je doplňována infiltrací vody srážkové, která s různou rychlostí probíhá po celé ploše odvodněného povodí. Tato složka drenážního odtoku má ze všech složek drenážního odtoku nejdelší dobu zdržení v řádech jednotek až desítek let (Bůzek et al., 2009). Středně rychlá část odtoku, hypodermický odtok (mělký podpovrchový), má odhadovanou dobu zdržení řádově v měsících až v letech, ale s možností rychlé mobilizace v průběhu srážko-odtokových epizod (Kirchner, 2003; Šanda et al., 2009; Dušek et al., 2012b; Šanda a Císlarová, 2009). Podle Doležala et al., (2004) je právě hypodermický odtok složkou, která nejvíce přispívá k vyplavování dusičnanů z povodí a je považován za jeden z hlavních faktorů, které formují odtok a kvalitu vody v malých svažitých povodích v oblastech humidního klimatu. Srážková voda v tomto případě infiltruje zejména ve zdrojové oblasti a teče svahem na rozhraní mezi více propustnou vadózní zónou a málo propustným podložím. Tato voda je nejčastěji odváděna záchytnými drény, v případě srážko-odtokových epizod napájí celý drenážní systém. Nejrychlejší částí drenážního odtoku je odtok přímý, s dobou zdržení v desítkách minut až hodinách (Tachecí et al., 2013). Podle výsledků práce Zajíček et al., (2011 - [III]), se tato voda dostává do drenážního odtoku rychlou infiltrací do mělkých, snadno propustných půd, které se obvykle nacházejí ve zdrojové oblasti. Tato voda dále pokračuje do větších hloubek systémem puklin a trhlin v krystalickém podloží. Ve výtokové oblasti či na rozhraní transportní a výtokové oblasti potom často vyvěrá na povrch v podobě vzestupných pramenných vývěřů, které jsou podchyceny drenážním systémem. Pramenné vývěry pokládají za významnou preferenční cestu odtoku také Schilling a Helmers, (2008). Na pokusné lokalitě Dehtáře byly identifikovány např. v pracích Haken a Kvítek (1982) a dále Karous a Chalupník (2007). Tato cesta se uplatňuje zejména v průběhu srážko-odtokových epizod.

8.3 Separace drenážního odtoku

Pro podrobnější studium charakteru hydrologické a hydrochemické odezvy jakéhokoli povodí na srážku (tj. zjištění původu vody) je nezbytné oddělení jednotlivých složek odtoku vody v korytě na jeho rychlou složku (povrchový odtok, rychlý podpovrchový) a pomalou (základní odtok a nízký hypodermický – drenážní odtok), Serrano et al. (1997). Jak zdůrazňují

Švihla a Šimůnek (2002) , základní a klíčovou úlohou pro posouzení každého povodí z hlediska jeho hydrologie a následné látkové bilance je separace celkového odtoku v závěrovém profilu (resp. místa odběrů vzorků vody) na odtok z orné půdy, TTP, lesů a ostatních ploch.

Doležal et al. (2002) použili kombinaci dvou metod separací odtoku – tzv. digitální filtr, kalibrovaný přístupem dle Klinera a Kněžka (založený na vztahu mezi pozorovanou úrovní hladiny podzemní vody a průtokem v hodnoceném vodoměrném profilu) a metodu GROUND (Kulhavý et al., 2001) pro několik povodí v pahorkatinných až vysočinných podmínkách krystalinika ČR. Zjistili, že v průměru představuje přímý odtok, tj. velmi rychlá složka odtoku (povrchového i podpovrchového), tvořená špičkami průtokových vln, cca 30 %, hypodermický odtok, tj. středně rychlá složka, tvořená déletrvajícimi odtokovými vlnami po odečtení špiček, cca 40 % a základní, pomalu proměnlivý odtok cca 30 % celkového odtoku vody v závěrovém profilu. Drenážní odtok byl separován v práci Duffková et al., (2014 - [VII]) na pokusných odvodněných lokalitách na Českomoravské vrchovině. Odtok byl rozdělen na 3 složky metodami digitálních filtrů Grayson a Nathan-McMahon, separujícími základní odtok, a početními metodami MGPM a GROUND (Doležal et al., 2001; Kulhavý et al., 2001) separujícími přímý odtok. Středně rychlá složka byla získána odečtením základního odtoku od výsledků separace MGPM a GROUND. Podle těchto metod činil podíl základního odtoku na různých lokalitách 32-45 %, střední složky 28-45 % a přímého odtoku 16-40%. Švihla et al., (1992) uvádí pro povodí Ovesná Lhota, že základní drenážní odtok (ze zdrojů podzemních vod) činil v povodí průměrně 58 % a drenážní odtok podpovrchový 42 % z celkového objemu drenážního odtoku.

Z výše uvedených výsledků je podstatné zjištění, že průběh tvorby drenážního odtoku se příliš neliší od procesu tvorby odtoku vod v korytě, což znamená, že v těchto povodích je přímý odtok dopravován do recipientu také mělkými podpovrchovými cestami.

Důležitou částí znalostí o drenážním odtoku je jeho složení v průběhu srážko-odtokových epizod, které přes krátké trvání mají značný podíl na celkovém ročním odtoku a v jejichž průběhu dochází k odnosu podstatné části živin (Haygarth et al., 2002; Fučík et al., 2012). Podle výzkumu na různých odvodněných subpovodích v krystaliniku Českomoravské vrchoviny (Duffková et al., (2014 - [VII]) je podíl srážko-odtokových epizod na celkovém ročním odtoku 10 - 36 % dle charakteru sezóny a konkrétního subpovodí. Zároveň v jejich průběhu dochází k odnosu až 32 % celkové roční ztráty dusíku, v závislosti na využití půdy.

Pro účely separace odtoku v průběhu srážko-odtokových epizod je velmi vhodné využít stabilní izotopy ^{18}O a ^2H . Největší výhodou takto prováděných separací je skutečnost, že jsou založeny na reálném fyzikálním základě na rozdíl od metod jako grafická separace hydrografu či různé digitální filtry a další empiricky založené metody. Na druhou stranu tato metoda dodává výsledky poněkud odlišné od předchozích metod. Většina autorů (Vidon a Cuadra, 2010); Klaus et al., 2013; Kennedy et al., 2012) uvádí převahu tzv. staré vody v průběhu srážko-odtokových epizod, zejména zimních. Dochází zde tedy ke stále ne zcela vysvětlenému paradoxu, který spočívá se skutečnosti, že v průběhu srážko-odtokových epizod dochází k velmi rychlé mobilizaci staré vody s dlouhou dobou zdržení (Kirchner, 2003).

Izotopickou separaci 18 epizodních hydrogramů na pokusném povodí Dehtáře provedli Zajíček et al., (2015- [IX]). Výsledky izotopické analýzy prokázaly, že v průběhu letních epizod obsahuje drenážní odtok drenážní odtok 1 %-58 % „nové vody“, tj. vody pocházející z příčinné srážky. V průběhu zimních epizod v odtoku jednoznačně převažuje voda „stará“ tj. voda přítomná v povodí již před začátkem epizody. Nejvyšší okamžitý podíl „nové vody“ dosahoval v průběhu 18 analyzovaných epizod 11 % - 88 %. Z těchto výsledků je patrné, že podíl „nové vody“ v drenážním odtoku vykazuje v různých srážko-odtokových epizodách značnou variabilitu. Tato variabilita byla publikována i v pracích dalších autorů. Kumar et al., 1997 uvádí podíl do 60 %; Stone and Wilson, 2006 a, Vidon a Cuadra, 2010 shodně 11 – 50 %). Značná proměnlivost podílu srážkové v různých epizodách je nejčastěji připisována lišícím se hydrologickým podmínkám v povodí před příčinnou srážkou, a to zejména vlhkosti půdy (Zehe et al. 2007, Šanda and Císlerová 2009) a hladinou podzemní vody (Gish et al., 2004) v letním období a sněhovou pokrývkou v případě epizod zimního typu (do odtoku se nejprve dostává relativně starší voda, která byla zadržována ve sněhové pokrývce). Pro pokusná povodí v krystaliniku Českomoravské vrchoviny, (Dehtáře Zajíček et al., 2015 - [IX]) a k němu relevantní různá subpovodí Kopaninského potoka (Tachecí et al., 2013), který má obdobné geografické podmínky, nebyla potvrzena často publikovaná skutečnost, že při obdobných předchozích hydrologických podmínkách je podíl „nové vody“ v odtoku funkcí velikosti a intenzity příčinné srážky (Vidon a Cuadra, 2010; Merz et al. 2005).

Ačkoli drenážní odtok reaguje na příčinnou srážku velmi rychle, většinou do 1 hodiny v případě letních epizod a do 3 hodin v případě zimních, většina odtoku je tvořena rychle mobilizovanou „starou“ vodou, která pravděpodobně pochází z náhle zvýšeného podpovrchového (svahového) toku, který probíhá na rozhraní mezi více propustnou vadózní zónou a málo propustným podložím. Vzhledem ke skutečnosti, že základní odtok zůstává

neměnný, zvýšení drenážního odtoku v průběhu epizod s největší pravděpodobností způsobeno rychlým vzrůstem mělkého podpovrchového odtoku (Šanda et al., 2013), který může být vyplaven ze shromážděných zásob půdní vody tzv. „soil water pools“ (Šanda et al. 2009), nebo zrychleného mělkého toku po rozhraní mezi vadózní zónou a těžko propustným podložím (Dušek et al., 2012a). Další uváděný mechanismus rychlé mobilizace podpovrchového toku je tzv. pístový tok (Bůzek et al. 2009). Tesař a Šír (1995), Šanda et al. (1999), Císlarová (2003) uvádějí, že epizodní charakter podpovrchového odtoku v horských oblastech závisí na průběhu srážek a přitom podpovrchový odtok je dominantní složkou vodního režimu horských oblastí. Podobnou váhu podpovrchovému odtoku přisuzují pro oblast Českomoravské vrchoviny také Doležal et al., (2004).

Jako preferenční cesta svahového toku můžou sloužit makropóry (Šanda and Císlarová 2009; Klaus et al. 2013) nacházející se v půdě přímo nad vlastním drenážním systémem. V případě drenážních systémů vybudovaných ve svahu jsou zdrojem rychlého odtoku zejména mělké půdy zdrojových oblastí, ležící výše po svahu mimo vlastní odvodněnou lokalitu (Zajíček et al., 2011- [III]). Zde voda z příčinné srážky infiltruje do velmi propustné půdy (Duffková et al., 2011- [II]). Infiltrovaná voda proniká hlouběji hlubšími preferenčními cestami, jako jsou pukliny a trhliny (např. pro povodí Dehtáře byly tyto cesty popsány např. v práci Nováková et al. 2013). Tyto preferenční cesty mohou napájet podzemní vodu (do odtoku se dostane později), nebo napájí pramenné vývěry (do odtoku se dostane rychle), které jsou v podmínkách zájmového území častým zdrojem zamokření. Pro povodí Dehtáře byly podrobně popsány např. v práci Haken a Kvítek (1982). Voda z těchto pramenných vývěrů bývá často podchycena drenážními systémy (Zajíček et al., 2009; Shilling and Hellmers 2008).

8.4 Vyhodnocení kontinuálního měření teploty vody pro studium drenážního odtoku

Kontinuální záznam teploty drenážní a srážkové vody může za jistých okolností fungovat podobně jako rozdíl v koncentraci stabilních izotopů v celkovém odtoku před epizodou, v průběhu epizody a ve srážkové vodě. Z dat získaných jejím kontinuálním měřením lze získat celou řadu znalostí o hydrologii zkoumaného povodí. Teplotu vody pramenů pokládal za důležitou indikaci původu vody již Hynie (1961). Pelikán (1988) určoval pomocí teploty hloubku oběhu vyvěrající vody. O změně teploty krasového pramene v Českém krasu referuje Žák et al. (1991). Lacas (1976) rozlišoval měřením teploty ve vrtech vodu rychle infiltrovanou ze srážek od hlubší, teplotně stabilní, podzemní vody. V krasu sledoval reakce teploty vody a průtoku na srážky např. Genthon (2005) který zjistil cestu, kudy se voda ze srážek rychle

dostává do odtoku. Shanley a Peters (1988) identifikovali na základě změn teploty vody v potoce mechanismus tvorby odtoku v počáteční fázi hydrologické odezvy povodí na srážku. Pomocí měření teploty vody lze též rozpoznávat přítoky podzemní vody do povrchového toku, např. (Constanz, 1998; Westhoff et al., 2007; Pelikán a Herber, 2011). Zajíček et al. (2009) se pomocí náhlé změny teploty drenážního odtoku pokusili prokázat průnik srážkové vody do rychlé složky drenážního odtoku. Výhodou této metody je její dostupnost cenová i technická. Nevýhodou je skutečnost, že patří k tzv. nekonzervativním stopovačům (Milanovič, 2001), které své vlastnosti mohou měnit stykem s prostředím, kterým procházejí. Protože však voda má velkou tepelnou kapacitu a v porovnání s většinou přírodních materiálů mění svoji teplotu pomaleji, je použití teploty vody jako stopovače možné, zejména pro kvalitativní účely (Keys a Brown 1978).

Dlouhodobý kontinuální monitoring teploty drenážní vody (Zajíček et al., 2009; Zajíček et al., 2011- [III]) prokázal sezónní, přibližně sinusoidní, průběh teplot drenážní vody, která s malým zpožděním kopíruje teplotu vzduchu. Z toho vyplývá, že drenážní odtok pochází z mělkého oběhu podzemní vody. K podobným výsledkům došli také Crowther a Pitty (1982) a James et al. (2000). V průběhu srážko-odtokových epizod pak bývá dlouhodobý vývoj teplot drenážní vody narušen náhlou a rychlou změnou - v létě nárůstem a v zimě poklesem (Zajíček et al., 2009). Tato změna teploty celkového drenážního odtoku je vždy ve směru od (relativně stabilní) teploty podzemní a svahové vody směrem k teplotě vody srážkové. Vzhledem k tomu, že teplota podzemní vody v hlubší zvodni je v průběhu roku téměř neměnná a mělká podzemní voda vykazuje v průběhu roku jen pomalé změny teploty, lze tvrdit, že náhle změněná teplota drenážní vody indikuje změnu ve složení drenážního odtoku, a to přítomnost „nové“ vody (Zajíček et al., 2011- [III]). Tato skutečnost byla dokázána porovnáním změn teplot drenážní vody s výsledky separace drenážního odtoku pomocí koncentrací stabilních izotopů ^{18}O a ^2H . Vždy, když dle izotopů byla „nová“ voda přítomna v drenážním odtoku, byla zjištěna také změněná teplota drenážní vody. Velikost této změny byla úměrná velikosti podílu „nové“ vody v celkovém drenážním odtoku v průběhu srážko-odtokové epizody (Zajíček et al., 2015- [IX]).

Výše publikované výsledky prokazují, že kontinuálně měřená teplota drenážní vody může být úspěšně využita jako vzorkovač různých zdrojů podzemní vody k rozlišení na hlubokou zvodň a mělký podpovrchový oběh (James et al., 2000); Manga and Kirchner, 2004), a také pro přinejmenším kvalitativní (Shanley and Peters, 1988), rozlišení složek odtoku v průběhu srážko-odtokových epizod. Jako vhodné se ukázalo současné měření teplot různých složek drenážního odtoku a teploty srážek (Zajíček et al., 2015 - [IX]) pomocí automatického

vzorkovače srážek s kontinuálním záznamem jejich teploty. V případě nedostupnosti dat o teplotě srážkové vody lze využít měření teploty vzduchu, která je v průběhu srážky od teploty srážkové vody jen málo odlišná. Korelační koeficient mezi těmito teplotami se v průběhu v průběhu sledovaných epizod pohyboval mezi $r=0,98$ a $r=0,99$, přičemž rozdíly mezi průměrnou, množstevně váženou teplotou srážky a průměrnou teplotou vzduchu v průběhu srážko-odtokové epizody se pohybovaly $0,1 - 0,2$ °C.

Nevýhodou využití teploty vody jako stopovače může být její nekonzervativní chování, což se projevuje možnou změnou teploty vody při styku s různě teplým prostředím, kterým během odtoku prochází (Milanovič 2001). Změna teploty vody při kontaktu s prostředím, kterým prochází (Webb a Zhang 2004) a opoždění teplotního signálu v průběhu infiltrace půdou (Engelhart et al. 2011) poněkud omezují možnost kvantitativně přesné separace složek drenážního odtoku v průběhu většinou rychlých srážko-odtokových epizod. Na druhou stranu vysoká termální kapacita vody, která způsobuje pouze pomalé změny její teploty v porovnání s jinými přírodními látkami její využití jako stopovače umožňuje (Keys a Brown 1978). Ve spojení s dalšími metodami, jako jsou fyzikálně založené modely (Bingeman et al., 2006; Ewen a Birkinshaw, 2000; Rau et al., 2014), popřípadě ve spojení s jinými stopovači jako jsou například stabilní izotopy ^{18}O a ^2H (Zajíček et al., 2015 - [IX]), lze předpokládat úspěšné využití teploty vody také jako stopovače kvantitativního. Navíc nevýhoda částečně nekonzervativního charakteru tohoto stopovače je více než vyvážena jeho ekonomickou a technickou dostupností (Birkinshaw a Webb 2010). Výhodná je snadnost kontinuálního měření teploty u různých složek odtoku (podzemní voda, drenážní voda, svahová voda i srážková voda), v libovolně krátkém intervalu, kdežto dostatečně častý odběr vzorku vody na chemickou analýzu koncentrace jiných stopovačů je poněkud náročnější.

8.5 Vliv využití půdy ve zdrojové oblasti na drenážní odtok

Velikost drenážního odtoku závisí na mnoha faktorech. Mezi nejdůležitější patří například množství a rozvržení srážek, průběh teplot vzduchu a geologické, půdní, geomorfologické a geomorfologické podmínky konkrétní lokality. Množství vody, které dosáhne drenážního odtoku, je ovlivněno kombinací intercepce, infiltrace a evapotranspirace. Vzhledem ke skutečnosti, že na tvorbě drenážního odtoku se podílí větší území než vlastní odvodněná lokalita (Zajíček et al., 2011- [III]); Herrman a Duncker, 2008), je nutno i zde počítat se teorií svahových zón (Serrano, 1997). Podle této teorie mají různá povodí na tvorbě odtoku různý podíl. Existuje tedy předpoklad, že změna využití půdy v těchto oblastech se na

množství i jakosti drenážního odtoku velmi rychle projeví. Typ rostlinného pokryvu má vliv na povrchový odtok, ale také na velikost zásoby vody v půdě, její doplňování a velikost podpovrchového, tedy i drenážního, odtoku (Zhang et al., 2001). V podmínkách krystalinika Českomoravské vrchoviny je častější a významnější odtok půdním profilem, probíhající nehluboko pod povrchem (často jen v ornici a podorničí, resp. v drnových a humusových horizontech lučních a lesních půd), ve kterých se vytvořila dočasná hladina podzemní vody, často jen v makropórech (Kvítek a Doležal, 2003).

Způsob využití půdy může ovlivnit podpovrchový odtok přímo vlastnostmi jeho rostlinného pokryvu (Calder, 2003) nebo mechanicky. Například intenzivní agrotechnika zhoršuje půdní strukturu utužením a tvořením povrchové krusty, což vede k rychlému a náhlému zvýšení povrchového odtoku na úkor infiltrace vody do půdy (Sullivan et al., 2004). Vlastní rostlinný povrch potom především pomocí intercepce a evapotranspirace ovlivňuje velikost infiltrace vody do půdy. Zejména evapotranspirace je významnou složkou vodní bilance povodí. Aktuální evapotranspirace (ETA) je nejvýznamnější složkou bilance vody v krajině (Ward a Elliot 1995; Allen et al. 1998). Je charakterizovaná výparem z povrchu půdy, vodní plochy a intercepční zdrže (evaporace) a rostlinstva (transpirace). Aktivně se podílí na produkci biomasy, formuje ochlazovací schopnost krajiny, přispívá v závislosti na půdním typu k tvorbě odtoku vody z povodí (Novák, 1995). Intenzita tohoto procesu odráží integrovaný vliv meteorologických činitelů, obsahu vody v půdě, půdního typu, vegetace a hloubky kořenového systému (Brutsaert, 2005). Změnou evapotranspirace po změně rostlinného pokryvu je možné nejen ovlivnit rychlost a velikost povrchového odtoku (Thanapakpawin et al., 2008), ale také množství vody, která by mohla infiltrovat do půdy a stát se součástí odtoku podpovrchového (drenážního). Vliv půdního typu na evapotranspiraci závisí na jeho pórovitosti. Jílovité (jemně zrnité) půdy mají tendenci k vyšší pórovitosti (Brutsaert, 2005), půdní vodní zásobě a evapotranspiraci (Yokoo et al., 2008) než písčité (hrubě zrnité) půdy. Největší vododržnost, tj. využitelnou vodní kapacitu, mají hlinité půdy, které sice mají nižší hodnotu polní vodní kapacity než jílovité půdy, ale naopak výrazně nižší bod vadnutí. Během vegetačního období proces transpirace výrazně transformuje vliv půdního typu a reliéfu terénu na pohyb vody, neboť přenos vody rostlinou se uskutečňuje řádově vyššími rychlostmi než je rychlost přenosu vztlínající vody v půdě bez vegetačního krytu (Novák, 1995).

V práci Duffková et al., (2011 - [II]) byl na pokusném povodí Dehtáře hodnocen vliv půdního typu a jeho fyzikálních vlastností ve spojitosti s reliéfem terénu a odvodněním na výpar vody v povodí v závislosti na přítomnosti vegetace a její vývojové fázi. Výsledky této práce

ukazují, že průměrná denní ETA se v období od počátku zrání výrazně lišila v závislosti na půdním typu a svahové zóně (Mengelkamp et al., 1999). Oba v povodí nejvíce zastoupené půdní typy, pseudoglej a kambizem, jsou charakterizovány výrazně odlišnými vybranými fyzikálními vlastnostmi ovlivňujícími jejich retenční kapacitu. Voda z půdního profilu pseudogleje (jemnější zrnitost) je pomaleji odváděna (nižší nasycená hydraulická vodivost K_{sat}) a pro účely evapotranspirace je v půdním profilu více vody než v profilu kambizemě, kde byla zároveň zjištěna i větší K_{sat} .

Vliv půdního typu, jeho fyzikálních vlastností a morfologie terénu na výpar stanoviště se výrazněji projevuje v období s omezenou či žádnou transpirací, tj. při převládající evaporaci. Za podmínek zapojeného zeleného rostlinného porostu působí transpirace, která využívá pomocí sací síly kořenů podstatnou část půdní vodní zásoby, jako jednotící faktor výparu půdně nestejnorožného území. Vyrovnává rozdíly ve výparu dokonce i mezi různými půdními typy s odlišnou plodinou. Evaporace i transpirace jsou za podmínek dostatku půdní vláhy principiálně shodně řízeny meteorologickými činiteli, avšak pohyb vody v půdě při evaporaci je ovládán fyzikálními půdními vlastnostmi a přenos vody rostlinou sací silou kořenů, která proces výparu výrazně zintenzivní ve srovnání s pouhou evaporací Novák (1995). Vegetace minimalizuje odtok v jakékoliv formě, omezuje průsak vody v zdrojových zónách, potažmo i dotaci hladiny podzemní vody. Přestože méně propustná půda (pseudoglej) byla odvodněna drenážním systémem, byla zde intenzita ETA vyšší než na neodvodněné propustnější půdě (kambizem), tzn. v souladu s působením fyzikálních půdních vlastností a nikoli zamokření.

Z výsledků sledování ETA v různých svahových zónách vyplývá, že využití půdy a půdní fyzikální vlastnosti dané lokality nelze hodnotit samostatně (Duffková a Zajíček, 2009). Zatímco v období s dostatkem srážek a půdní vlhkosti byla velikost evapotranspirace určována převážně typem plodiny, v suchém období byly rozhodující fyzikální vlastnosti půdy, vnikly tedy rozdíly mezi zdrojovou, transportní a výtokovou oblastí povodí. Tyto poznatky jsou důležité pro studium drenážního odtoku, jelikož velikost evapotranspirace také zpětně ovlivňuje množství vody schopné infiltrovat půdou a tím se podílet na drenážním odtoku.

Velikost evapotranspirace různých plodin v různých svahových zónách a její vliv na velikost drenážního odtoku na pokusném povodí Dehtáře byly hodnoceny v publikaci Zajíček et al., 2013 - [V]. Přímým srovnáním hodnot ETA různých plodin ve stejné svahové oblasti v sezónách 2009, 2010 bylo zjištěno, že jeteloviny ve zdrojové oblasti mají až o 26 % vyšší ETA než obiloviny, čímž snižují množství vody, která se může účastnit odtoku (v tomto konkrétním

případě až o 80 mm za rok). Naopak okopaniny a obiloviny nižší evapotranspirací hypodermický odtok zvyšují.

Z výsledků měření dále vyplývá, že velikost evapotranspirace různých plodin se významně liší nejen ve stejné geomorfologické zóně, ale v případě vlhkého roku může rozdíl ETA mezi plodinami setřít rozdíly mezi zdrojovou a výtokovou oblastí, např. v roce 2010 vykázal porost jetele lučního ve zdrojové oblasti vyšší ETA, než vodou dostatečně zásobovaný TTP v oblasti výtokové. Toto zjištění potvrzuje též výsledky (Duffková et al., 2011- [II]). Trvalý travní porost ve zdrojové oblasti neměl (na rozdíl od odtoku povrchového - Mrkvička, 1998; Kovář a Vaššová, 2010) prokazatelný vliv na velikost drenážního odtoku. Stejně tak hodnoty jeho ETA se podle přímého srovnání významně neliší od hodnot ETA obilovin v této svahové oblasti.

Analýzou empirických čar překročení a dvojně čáry překročení (metoda uvedená např. v publikaci Serrano, 1997) bylo prokázáno, že změnou využití půdy ve zdrojové oblasti (zatravněním nebo změnou osevního postupu) lze ovlivnit velikost drenážního resp. mělkého podpovrchového odtoku z malého zemědělsky využívaného povodí (k obdobným výsledkům došli také Mutiga et al., 2009), a to zejména v měřítku malého povodí. Po zatravnění zdrojové oblasti zůstaly na plošné drenáži nízké odtoky do 46 % čáry překročení na podobné úrovni jako před zatravněním, došlo pouze k mírnému zvýšení v oblasti velmi malých odtoků mezi 81–96 % čáry překročení. Střední a vyšší odtoky (do 10 % čáry překročení) se po zatravnění zdrojové oblasti mírně zvýšily, jedná se zejména o odtoky v mimovegetační sezóně, kdy celoroční pokryv zadržuje vodu a umožňuje její infiltraci. Naopak v oblasti vysokých průtoků (mezi 10–0,4 % čáry překročení) došlo k poměrně výraznému snížení drenážních odtoků. Z časového hlediska se jedná převážně o odtoky v období tání sněhu a také o odtoky ve vegetační sezóně. V oblasti extrémních odtoků došlo po zatravnění zdrojové oblasti k výraznému zvýšení drenážních odtoků, to však bylo způsobeno mimořádně vysokými odtoky v hydrologicky odlišném roce 2010. V případě většího povodí však může být vliv využití půdy zastíněn jinými faktory (Holko et al., 2008) a jeho změna se na odtoku nemusí vůbec projevit. Tuto změnu je však obtížné kvantifikovat vzhledem k proměnlivým přírodním podmínkám, zejména rozložení srážek v průběhu sezóny. Z porovnání poměru velikosti drenážního odtoku na profilu bez změny využití půdy a na profilu s dočasnou změnou plodiny na porost jetele pomocí dvojně součtové čáry vyplývá, že v období, kdy byl ve zdrojové oblasti pěstován jetel luční, došlo k relativnímu poklesu odtoku na příslušném drenážním souřadku.

Změnu ve velikosti drenážního odtoku lze dát do souvislosti s rozdílnými hodnotami evapotranspirace různých zemědělských plodin zastoupených v povodí. Podobné výsledky jsou uvedeny též v práci Qi et al., (2011), podle níž obecně plodiny s vysokými hodnotami ETA dokáží drenážní odtok prokazatelně snižovat snížením infiltrace a zásoby vody v půdě. Relativní porovnání dvou drenážních skupin na stejném povodí prokázalo, že porost jetele lučního způsobí zmenšení drenážního odtoku.

8.6 Vliv využití půdy ve zdrojové oblasti na jakost vod

Pro podmínky České republiky byla významná závislost koncentrací dusičnanů ve vodách (povrchových i podzemních) na podílu orné půdy v povodí a na podílu orné půdy v kritických zdrojových lokalitách povodí a mikropovodí drenážních systémů prokázána statisticky. Lexa et al., (2006) určili v povodí VN Švihov na Želivce pomocí vícenásobné faktorové analýzy jako nejzávažnější z hlediska koncentrací dusičnanů v povrchových vodách povodí IV. řádu podíl orné půdy v povodí celkově a podíl orné půdy na infiltračně zranitelných půdách v povodí. Podobně Fučík et al., (2008) na povodích tří různých měřítek (desítky ha, stovky až tisíce ha a stovky až tisíce km²) prokázali významné vazby mezi procentem zornění v povodí a hodnotami koncentrací dusičnanů v povrchových vodách drobných vodních toků v povodí VN Švihov. Dále zjistili, že každé snížení zastoupení zornění v povodí o 10 % může snížit hodnotu (C90 – 90% kvantil) koncentrace dusičnanů v průměru o 6,4 mg/l. V zahraničí jsou dostupné podobné výsledky z Německa, kde Hirt et al. (2005) provedli porovnání odnosů N látek drenážemi v povodí řeky Mulde (2700 km²) v Sasku pro 80. a 90. léta. Zjistili pokles z průměrně 33 kg N/ha/rok na cca 10 kg N/ha/rok. Pokles je vysvětlován výraznými změnami v hospodaření na půdě, které proběhly po rozpadu NDR, resp. po znovusjednocení Německa

Ochranná funkce travního porostu ve vztahu k jakosti podzemních vod byla testována v práci Duffková a Zajíček, 2011 - [IV]. Výsledky maloparcelkového pokusu na trvalém travním porostu umístěném v různých svahových zónách prokázaly velmi nízké vyplavování živin po aplikaci kejdy skotu domácího na TTP. Aplikováno bylo dle varianty 60 - 240 kg N/rok /ha. Jediná z testovaných variant, která vykazovala zvýšené koncentrace a odnosy dusíkatých látek v podzemních (lyzimetrických) vodách, byla varianta kejdivaná nejvyšší dávkou 240 kg N/ha/rok, ale i zde celkové odnosy půdního minerálního a organického dusíku byly velmi nízké, nepřesahující 1,5 kg N.ha-1.rok-1. Kejdivání ani mulčování nemělo vliv na koncentraci a odnos fosforu. Voda do lyzimetrů pronikla pouze při jarním tání a po výrazných srážkách, v nejvyšším množství na propustné variantě ve zdrojové oblasti. Se snižujícím se průsakem vody do

lyzimetřů ve vegetačním období se koncentrace amonných iontů a dusičnanů zvyšovaly, naopak koncentrace organického dusíku a dusičnanů (jarní tání) se snižovaly. Odnosy dusičnanového dusíku v jednotlivých letech odpovídaly úhrnu srážek, tj. vysoké byly ve vlhkých letech a nízké v letech suchých. Tyto výsledky jsou ve shodě s výsledky publikovanými domácí (Havelka a Šonka, 1990) i zahraniční literaturou (Saarijärvi et al., 2004; Wachendorf et al., 2004), které uvádějí, že aplikace minerálních hnojiv a/nebo kejdy skotu na TTP do maximální dávky 350 kg N.ha⁻¹ neprokázala překročení limitu dusičnanů pro pitnou vodu (50 mg/l) v podzemní vodě.

Praktické ověření výše uvedených a statisticky podložených zjištění o významu využití půdy zejména ve zdrojové oblasti na jakost drenážních a jiných vod bylo prováděno poloprovazním experimentem na povodí Dehtáře (Zajíček a Kvítek, 2013 - [V]; Kvítek et al., 2012; Duffková et al., 2014 - [VII]; Fučík et al., 2015 - [VIII]), který probíhal v letech 2003 - 2013. Vlastní experiment spočíval v zatravnění části zdrojové oblasti tohoto povodí a za dalšího běžného zemědělského hospodaření byla sledována změna koncentrací dusičnanů v drenážních a podzemních vodách, změna ve velikosti drenážního odtoku a změna ve velikosti odnosu dusíku z jednotlivých částí povodí. Zatravnění plochy o velikosti 4,6 ha bylo provedeno 22. 8. 2006 po sklizni ječmene jarního s travním podsevem protierozní směsí UNI 14 (Oseva UNI, a.s. Choceň). Druhové složení osevní směsi bylo: jílek vytrvalý 40 %, kostřava rákosovitá 35 %, lipnice luční 15 %, kostřava červená 10 %. Travní porost je udržován sečením, v průběhu sezóny jsou provedeny 2 až 3 seče podle množství biomasy. Hnojení přibližně 100 - 120 kg N/ha bylo prováděno převážně močovinou a doplňkově močůvkou a od roku 2012 digestátem kejdy skotu domácího. Na orné půdě probíhá běžný osevní postup s dávkami hnojiv dle aktuálně pěstovaných plodin. Pro statistickou analýzu dat o koncentracích dusičnanů bylo vybráno celkem 7 měrných profilů na drenážním systému, které reprezentovaly závěrové profily dvou drenážních skupin na povodí Dehtáře, plošnou systematickou drenáž i záchytné drény, vše s rozdílným využitím půdy ve výtokové (přímo na odvodněné lokalitě) oblasti i v oblasti zdrojové.

Na všech sledovaných profilech byla pozorována značná variabilita koncentrací v průběhu jedné sezóny i při porovnání sezón mezi sebou. Na sledovaných měrných profilech byly zjištěny koncentrace dusičnanů v rozmezí od 18 do 253 mg/l. Příčinou sezónní variability koncentrací je kromě měnicí se zásoby dusíku v půdě také velmi silné ovlivnění koncentrací velikostí průtoku, kdy nejvyšší koncentrace bývají měřeny koncem léta či začátkem podzimu, tedy v období převažujícího základního odtoku s malými průtoky. Naopak v průběhu jarního

tání a také v průběhu významných srážko-odtokových událostí dochází spolu s vysokými průtoky způsobenými rychlou složkou odtoku k výraznému ředění koncentrací dusičnanů s výjimkou některých epizod na profilech s ornou půdou v infiltrační oblasti navazujících na aplikaci hnojiv, kdy naopak může docházet ke zvýšenému vyplavování dusičnanů z půdy bez vegetačního pokryvu. Rozdíly v koncentracích dusičnanů mezi jednotlivými sezónami jsou způsobeny, kromě rozdílů v odtoku, také rozdílnými rostlinami v osevním postupu spojenými s rozdílnými dávkami hnojiv.

Statistická analýza dat vývoje koncentrací dusičnanů měřených na drenážních subpovodích s různým využitím půdy před a po odvodnění (pomocí neparametrického Mann-Kendallova testu, který pro hodnocení dlouhodobých trendů koncentrací nutrientů a jejich odnosu z povodí použili např. Ulén et al., 2012) prokázala pokles mediánu koncentrací v období po zatravnění o 26 - 32 % (statisticky průkazný) na subpovodích, jejichž zdrojová oblast byla zatravněna celá. Pokles byl zaznamenán přesto, že trvalý travní porost byl nadále hnojen močovinou, močůvkou a digestátem (Duffková et al., 2014 - [VII]) o celkové roční dávce 100 -120 kg N/ha. V rámci celé drenážní skupiny (zatravněno 20 % zdrojové oblasti) byl zaznamenán pokles mediánu koncentrací o 11 %. Za stejné období bylo zaznamenáno také snížení odnosu dusičnanového dusíku o 23 %. (Fučík et al., 2015 - [VIII])

Pokles koncentrací je však stále dosti pomalý, když medián koncentrací NO_3^- se pohybuje mezi 90 - 100 mg/l (Fučík et al., 2015 - [VIII]). Pomalou reakci jakosti vody na opatření k jejímu zlepšení uvádí i jiní autoři, např. Meals et al., 2010. Příčinou je složení drenážního odtoku (Zajíček et al., 2011 - [III], 2015 - [IX]) a také způsob odběru vzorků. Většina vzorků pravidelného monitoringu byla odebírána v období, kdy v odtoku převažovaly obě pomalejší složky, z nichž zejména svahový odtok je pokládán za nejdůležitější pro kontaminaci drenážních vod dusičnany. Vzhledem k tomu, že předpokládaná doba zdržení mělkého podpovrchového toku může být řádově až v jednotkách let (Bůzek et al., 2009) během kterých se do odtoku stále dostává voda kontaminovaná dusičnany průchodem ornou půdou. Naopak vyhodnocení pravidelně odebíraných vzorků většinou opomíjí vodu z rychlých srážko-odtokových epizod, která obsahuje nekontaminovanou vodu z příčinné srážky s dobou zdržení v řádu hodin (Zajíček et al., 2015 - [IX]). Pravidelné 14denní manuální sledování jakosti vod je sice dle autorů Fučík et al., 2010 - [I] hodnoceno jako nejméně spolehlivé, avšak z hlediska dusičnanového dusíku nebyly rozdíly ve srovnání s kontinuálním monitoringem příliš vysoké. Vzhledem ke skutečnosti, že pro výši odnosu dusíku z povodí je nejdůležitější kontinuální měření odtoku (Kvítek et al., 2012) a v posledních letech sledování se odehrálo jen málo

významných srážko-odtokových epizod s malým podílem na celkovém odnosu N, zejména ze zatravněných lokalit (Duffková et al, 2014 - [VII]), lze způsob vyhodnocení dat o koncentracích dusičnanů na povodí Dehtáře považovat za dostačující. Významnější než absolutní snížení hodnot koncentrací dusičnanů je z dlouhodobého hlediska skutečnost, že došlo k trvalému otočení trendu jejich vývoje na profilech se zatravněnou infiltrační oblastí. Po zatravnění infiltrační oblasti došlo k obrácení tohoto trendu a od hydrologického roku 2008 koncentrace dusičnanů mírně, leč trvale klesají, zatímco na profilech s nezměněným využitím půdy stagnují nebo rostou (Zajíček a Kvítek, 2013 - [VI]; Fučík et al., 2015 - [VIII]).

Zjištěné změny koncentrací dusičnanů po zatravnění infiltrační oblasti jsou v souladu se statistickým zhodnocením, které provedli Fučík et al., (2008), jimiž zjištěný pokles hodnot C90 koncentrací NO_3^- v průměru o 6,4 mg/l na každých 10 % zatravněné plochy infiltrační oblasti je ve stejném řádu jako výše uvedené výsledky experimentu. Výsledky pokusu na Dehtářích byly také potvrzeny pomocí modelu SWAT, kterým byla simulována změna využití půdy ve zdrojové oblasti na pokusném povodí Kopaninský potok (Kvítek et al., 2012; Moravcová et al., 2015). Výsledky této simulace jsou plně v souladu s výsledky získanými přímým experimentem, když ukázaly 25% - 30% snížení koncentrací dusičnanů v různých subpovodích Kopaninského potoka. Výsledky získané monitoringem na povodí Dehtáře byly dále porovnány s koncentracemi a odnasy dusičnanového dusíku na dalších malých odvodněných povodích v krystaliniku Českomoravské vrchoviny (Duffková et al., 2014; [VII]). Bylo zjištěno, že vyplavování N z povodí souvisí s využitím půdy a nikoli s typem hnojiva. I v této práci byly prokázány morfologické a fyziologické charakteristiky travních druhů účinně omezují vyplavení živin do vod (Whitehead, 1995; Duffková a Zajíček, 2009) a průtokové koncentrace dusičnanů byly na lokalitách se zatravněnou zdrojovou oblastí výrazně nižší než na lokalitách zorněných, a to zejména v mimovegetačním období.

Výsledky experimentálního zatravnění zdrojové oblasti (Zajíček a Kvítek, 2013 [VI], Kvítek et al., 2012, Fučík et al., 2015 - [VIII]) prokázaly, že zatravnění může představovat účinné opatření pro snížení dusičnanové zátěže vod, nicméně mělo by být cíleno do správného místa v povodí - tedy do zdrojové oblasti (Kvítek et al., 2009; Lemke et al., 2011). Mělké půdy, hrubozrnné půdy ve zdrojových oblastech (Zajíček et al., 2011 - [III]; Nováková et al., 2013) s vysokou infiltrační kapacitou (Doležal a Kvítek, 2004; Zajíček a Fučík, 2014) jsou velmi vhodné pro zatravnění, které mimo zlepšení jakosti vody zvýší polní vodní kapacitu půd a umožní infiltraci většího množství srážek v porovnání s ornou půdou, zejména v případě větších srážko-odtokových epizod (Fučík et al., 2008; Constantin et al., 2012). Správně vymezená

infiltrační oblast tak představuje efektivní a relativně nenákladný způsob jak ovlivnit jakost mělkých podzemních vod resp. jakost místních zdrojů pitné vody pro zásobování malých obcí. Toto opatření je však nutno používat pouze v relativně malých, přesně vymezených částech povodí (Janglová et al., 2003, Kvítek et al., 2008), aby nedošlo k přílišnému omezení produkční funkce krajiny (Hauck et al., 2014).

9 Souhrn nejdůležitějších poznatků

- Vznik drenážního odtoku ve svahu je poměrně komplikovaný proces, při kterém se uplatňují různé složky odtoku s různou dobou zdržení a různými cestami. Jednotlivé svahové zóny povodí jsou pro vznik drenážního odtokurůzně významné. Pro jeho velikost je dle výsledků porovnání průtoků různých drenážních souřadů ve stejných podmínkách rozhodující velikost zdrojové oblasti drenážního systému. U drenážního odtoku ve svahu lze rozlišit tři složky. Přímý (nejrychlejší) s dobou zdržení v desítkách minut až hodinách, dále základní, který je nejpomalejší, s dobou zdržení v letech až desítkách let, a hypodermický (mělký podpovrchový) odtok s dobou zdržení řádově v měsících až v letech, ale s možností rychlé mobilizace v průběhu srážko-odtokových epizod. Stejně tak lze identifikovat různé cesty, kterými se infiltrovaná srážka dostává různou rychlostí do drenáže. Časově nejpomalejší způsob napájení drenáže je napájení podzemní vodou, kterou odvádí plošná systematická drenáž v případě, že její hladina alespoň lokálně dosáhne úrovně uložení drénů. Podzemní voda je doplňována infiltrací vody srážkové, která s různou rychlostí probíhá po celé ploše odvodněného povodí. Další možností je napájení drénů mělkým podpovrchovým tokem, který je jedním z hlavních faktorů, které formují odtok a kvalitu vody v malých svažitých povodích v oblastech humidního klimatu. Srážková voda v tomto případě infiltruje zejména ve zdrojové oblasti a teče svahem na rozhraní mezi více propustnou vadózní zónou a málo propustným podložím. Tato voda je nejčastěji odváděna záchytnými drény, v případě srážko-odtokových epizod napájí celý drenážní systém. Nejrychlejší cestou srážkové vody do drenáže je její rychlá infiltrace do mělkých, snadno propustných půd ve zdrojové oblasti. Tato voda dále pokračuje do větších hloubek systémem puklin a trhlin v krystalickém podloží. Ve výtokové oblasti či na rozhraní transportní a výtokové oblasti potom často vyvěrá na povrch v podobě vzestupných pramenných vývěrů, které jsou podchyceny drenážním systémem. Tato cesta se uplatňuje zejména v průběhu srážko-odtokových epizod.

- Výsledky izotopické analýzy v průběhu srážko-odtokových epizod prokázaly, že v průběhu letních epizod obsahuje drenážní odtok drenážní odtok 1 %-58 % „nové vody“ tj. vody pocházející z příčinné srážky. V průběhu zimních epizod v odtoku jednoznačně převažuje voda „stará“ tj. voda přítomná v povodí již před začátkem epizody. Nejvyšší okamžitý podíl „nové vody“ dosahoval v průběhu 18 analyzovaných epizod 11 % - 88 %. Příčina variability podílu „nové vody“ spočívá pravděpodobně v předchozích hydrologických podmínkách (vlhkost půdy, předchozí srážky, hladina podzemní vody). Ačkoli drenážní odtok reaguje na příčinnou srážku velmi rychle, většinou do 1 hodiny v případě letních epizod a do 3 hodin v případě zimních, většina odtoku je tvořena rychle mobilizovanou „starou“ vodou, která pravděpodobně pochází z náhle zvýšeného podpovrchového (svahového) toku, který probíhá na rozhraní mezi propustnou vadózní zónou a málo propustným podložím.

- Měřením teploty drenážní vody lze získat cenné poznatky o hydrologii drenážního odtoku. Dlouhodobý kontinuální monitoring prokázal sezónní, přibližně sinusoidní, průběh teplot drenážní vody, která s malým zpožděním kopíruje teplotu vzduchu. To znamená, že drenážní odtok pochází z mělkého oběhu podzemní vody. V průběhu srážko-odtokových epizod pak bývá tento dlouhodobý vývoj teplot drenážní vody narušen náhlou a rychlou změnou - v létě nárůstem a v zimě poklesem. Tato změna teploty celkového drenážního odtoku je vždy ve směru od (relativně stabilní) teploty podzemní a svahové vody k teplotě vody srážkové. Lze proto tvrdit, že náhle změněná teplota drenážní vody indikuje přítomnost „nové“ vody v drenážním odtoku. Tato skutečnost byla dokázána porovnáním změn teplot drenážní vody s výsledky separace drenážního odtoku pomocí koncentrací stabilních izotopů ^{18}O a ^2H . Vždy, když dle izotopů byla „nová“ voda přítomna v drenážním odtoku, byla zjištěna také změněná teplota drenážní vody. Velikost této změny byla úměrná velikosti podílu „nové“ vody v celkovém drenážním odtoku v průběhu srážko-odtokové epizody.

- Vliv půdního typu a jeho fyzikálních vlastností a morfologie terénu na velikost výparu hodnoceného stanoviště se výrazněji projevuje v období s omezenou či žádnou transpirací, tj. při převládající evaporaci. Za podmínek zapojeného zeleného rostlinného porostu působí transpirace, která využívá pomocí sací síly kořenů podstatnou část půdní vodní zásoby, jako jednotící faktor výparu půdně nestejnoroitého území. Vegetace vyrovnává a někdy i sama určuje rozdíly ve výparu mezi různými půdními typy v různých svahových zónách s odlišnou plodinou. Vegetace snižuje odtok v jakékoliv formě, omezuje průsak vody ve zdrojových zónách, potažmo i dotaci hladiny podzemní vody. Vlastní drenážní systém nemá vliv na velikost evapotranspirace, když méně propustná, ale odvodněná půda (pseudoglej) vykazovala vyšší intenzitu ETA než na neodvodněné ploše více propustná půda (kambizem).

- Dlouhodobým monitoringem drenážních odtoků a za pomoci analýzy empirických čar překročení a dvojné součtové čáry odtoku bylo prokázáno, že způsobem využití půdy ve zdrojové oblasti lze kontrolovat velikost drenážního odtoku. Využitím rostlin s vysokou hodnotou aktuální evapotranspirace (ETA) ve zdrojové oblasti (například jetel luční) lze dosáhnout poklesu drenážního odtoku a naopak pěstováním rostlin s nízkou hodnotou ETA (např. okopaniny) dojde ke zvýšení drenážních odtoků. Přímým porovnáním hodnot ETA různých plodin pěstovaných ve stejném časovém období ve stejné svahové oblasti bylo zjištěno, že porost jetele lučního může mít až o 26 % vyšší roční evapotranspiraci než obiloviny. Trvalý travní porost ve zdrojové oblasti neměl (na rozdíl od často citovaného odtoku povrchového) na velikost drenážního odtoku prokazatelný vliv. Tato skutečnost má souvislost s velikostí ETA, jejíž hodnota se v případě trvalého travního porostu nijak výrazně nelišila od ETA běžně pěstovaných obilovin.

- Výsledky dlouhodobého monitoringu na pokusných povodích s drenážními systémy umístěnými ve svahu ve spojení s přímým experimentem se změnou využití půdy prokázaly, že výše koncentrací dusičnanů v drenážních vodách je nejvíce ovlivněna využitím půdy ve zdrojové oblasti odvodněného subpovodí. Analýza využití půdy a podrobný monitoring kvality a kvantity drenážních vod spolu s experimentální změnou využití půdy ve zdrojové oblasti potvrdily, že zatravnění cílené do správně vymezených, tj. zdrojových (zranitelných) oblastí povodí může působit jako účinné opatření pro snížení koncentrací dusičnanů v drenážních vodách. Zatímco trvalý travní porost situovaný ve výtokové oblasti přímo nad drenážním systémem (ve výtokové oblasti odvodněného povodí) neměl žádný vliv na koncentrace dusičnanů ve vodách toho drenážního systému, zatravnění jeho zdrojové oblasti způsobilo trvalý statisticky průkazný pokles koncentrací dusičnanů v drenážních vodách. Statistická analýza dat vývoje koncentrací dusičnanů měřených na drenážních subpovodích s různým využitím půdy před a po odvodnění prokázala pokles mediánu koncentrací v období po zatravnění o 26 - 32 % na subpovodích, jejichž zdrojová oblast byla zatravněna celá. V rámci celé drenážní skupiny (zatravněno 20 % zdrojové oblasti) byl zaznamenán pokles mediánu koncentrací o 11 %. Za stejné období bylo zaznamenáno také snížení odnosu dusičnanového dusíku o 23 %. Tyto výsledky mohou být zevšeobecněny na svažitá zemědělská povodí s podložím krystalických hornin.

10 Závěr

Prostřednictvím tohoto souboru prací byly předloženy nové poznatky o místě vzniku a cestách drenážního odtoku ve svahu a o jeho složení. Hypotéza, že zatravnění zdrojové oblasti drenážního systému má pozitivní a významnější vliv na snížení koncentrací dusičnanů v drenážních vodách než zatravnění výtokové oblasti, byla potvrzena. Jednoznačně byl prokázán zásadní význam zdrojových oblastí pro velikost a jakost drenážního odtoku. Výsledky dlouhodobého monitoringu na pokusných povodích s drenážními systémy umístěnými ve svahu ve spojení s přímým experimentem se změnou využití půdy prokázaly, že na koncentrace dusičnanů v drenážních vodách má největší vliv využití půdy ve zdrojové oblasti. Zatímco zatravnění jako preventivní ochranné opatření situované přímo nad drenážním systémem (ve výtokové oblasti povodí) nemělo žádný vliv na jakost drenážních vod, zatravnění cílené do zdrojové oblasti drenážního systému (tj. od vlastní odvodněné lokality vzdálené) způsobilo snížení koncentrací dusičnanů až o 32 %. Zároveň byl experimentálně potvrzen význam trvalého travního porostu pro ochranu vod, když ochranná funkce travního porostu zůstává zachována i přes poměrně vysoké dávky dusíku aplikovaného v různých hnojivech organického i minerálního původu.

Důležitou součástí tvorby opatření pro zlepšení kvality drenážních vod v podmínkách svažitých povodí zůstává přesné vymezení zdrojových lokalit. Proto je nutno věnovat pozornost studiu míst vzniku drenážního odtoku a zároveň zpřesňovat metody vymezení těchto zranitelných oblastí. Do budoucna je nutné provést ekonomické zhodnocení nákladnosti zatravnění jako opatření pro ochranu vod v porovnání s ostatními preventivními (změna způsobu zpracování půdy, osevního postupu) jakožto i následnými (denitrifikační bioreaktory, umělé mokřady) opatřeními. Je také třeba zhodnotit účinnost všech těchto opatření z hlediska snižování dusičnanové zátěže vod.

Výše uvedené poznatky o významu využití zdrojových oblastí na jakost vod mají velký význam pro zlepšení kvality vody v malých vodních tocích, na jejichž kvalitu mají drenážní vody v regionu Českomoravské vrchoviny značný význam. Další praktické využití mají tyto poznatky při plánování ochranných pásem vodárenských nádrží a také při ochraně malých lokálních zdrojů pitné vody.

11 Summary

Water quality in small agricultural slopy catchments in Bohemian - Moravian highlands is often threatened by high nitrate concentration and nitrogen loads from diffusive agricultural sources.

The main goal of this thesis was to get a practical evidence for findings obtained in the Czech Republic and abroad by statistical approaches concerning the profoundly mitigative effects that grassing certain catchment areas has on the nitrate burden in drainage and surface waters. The research was conducted mainly in the Dehtáře experimental catchment, where part of the recharge area with an area of 4.6 ha, has been grassed since the hydrological year 2007. Together with long-term monitoring of nitrate leaching in subcatchments with different land use in recharge and discharge are, drainage runoff generation and composition were surveyed in order to find knowledge about the recharge area placement and its importance for drainage water quality. The possibility of using the continuous measurement of water temperature for drainage runoff separation was also tested.

Main findings achieved from the presented publications can be summarized as follows:

- Drainage runoff generation in slopy areas of Bohemian - Moravian highlands has some specifics. At first, the whole area catchment must be taken into the account, Second, the runoff is composed of at least three components with different flow pathways and residence time
- During summer rainfall-runoff (R-R) events, the drainage runoff was composed of 1%-58% event water. The presence of event water was detected in all analysed summer R-R events. During winter R-R events, pre-event water significantly dominated the runoff composition. The maximum temporary event water portion varied between 11% and 88% during summer events. Despite the very fast response of drainage discharge at the beginning of casual precipitation (usually less than 1 hour in summer and ca. 3 hours in winter), a substantial part of event drainage runoff is comprised of pre-event water. This water most probably come from suddenly increased shallow subsurface flow.
- In all cases, when event water was detected in the drainage runoff, the drainage water temperature changed rapidly, converging to the rainfall temperature and diverging from the relatively stable temperatures of pre-event water, soil water and groundwater. As the magnitude of the drainage water temperature change during R-R events was proportional to the portion of event water in the drainage runoff ($R^2 = 91.0\%$), and drainage water temperature

converged to the temperature of precipitation, it is possible to state that sudden changes in drainage water temperature indicate the presence of event water in drainage runoff. Drainage water temperature can be successfully used, at least as a qualitative tracer, for distinguishing the drainage runoff components

- It was found that some crops have the ability to influence drainage runoff by their ETa. E.g. Red clover in the recharge area showed higher ETa than cereals by 26 %, which decreased the amount of water that could infiltrate to the soil by 80 mm. Red clover's ETa values in the recharge area were similar to, or even higher than, ETa values of perennial grassland in the discharge area with sufficient water storage during the whole vegetation period. On the contrary, the root crops increased drainage runoff due to their low ETa values. The perennial grassland placed in the recharge area did not affect tile drainage discharge and its ETa values were similar to those of grain in the same geomorphological area.

- While permanent grassland placed directly in the drained area (corresponding to the catchment discharge zone) did not show any influence, the grassing focused on the catchment recharge area demonstrated a significant decrease in both, NO₃ concentrations and N loads. Approximately one year after grassing, the long-term course of nitrates concentrations changed direction and became decreasing in sites with completely or partly grassed recharge zone, while in sites without land use change), the nitrate concentrations trend remains increasing or the stagnation was found. Decreases by 32% was detected in systematic drainage subsystem, which recharge area was completely grassed. The nitrate-nitrogen leaching decreased after grassing in recharge area of the drainage system by 23%.

The above presented results show that nitrate concentration values in drainage water were influenced the most by the land use of the recharge zones within the drainage subcatchment. These findings can be generalised for slopy agricultural catchments with common land use in soil environments formed on crystalline rocks. The acquired findings are of high importance for improving the water quality of small streams as well as groundwater in agriculturally exploited areas, for planning protective zones within large catchments of potable water reservoirs, and also for protecting small local surface or groundwater sources of potable water.

12 Použitá literatura

ADAM, B., VAŠKŮ, Z. 1970. Hydropedologic Division of Reason for Waterlogging. *In Sborník ÚVTI, Meliorace 6 (XLIII)*, s. 127-136. Česká akademie zemědělská, Ústav vědeckotechnických informací.

ADDISCOTT, T. 1983. Kinetics and temperature relationships of mineralisation and nitrification in Rothamsted soils with differing histories. *Soil Sciences Journal*, **34**: 343-353. Paper 56, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome.

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. 1998. Crop evapotranspiration, guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage

ALLER, L., BENNET, T., LEHR, J. H., PETTY, R., J., HACKETT, G. 1987. DRASTIC: A standardised system for evaluating groundwater pollution potential using hydrogeological settings. EPA/600/2-87/035, US Environmental Protection Agency, Ada, OK.

BATEY, T. 1982. Nitrogen cycling in upland pastures of the United Kingdom. *Proc. R. Soc. B.*, **296**: 551-556.

BECQUER, T., MERLET, D., BOUDOT, J., ROUILLER, J., GRAS, F. 1990. Nitrification and nitrate uptake: Leaching balance in a declined forest ecosystem in eastern France. *Pl. Soil*, **1990**: 95-107.

BEHRENDT, H., BACHOR, A. 1998. Point and diffuse load of nutrients to the Baltic Sea by river basins of North East Germany (Mecklenburg-Vorpommern), *Water Sciences and Technology*, **38**: 147-155.

BINGEMAN, A. K., KOUWEN, N., SOULIS, E. D. 2006 Validation of the hydrological processes in a hydrological model. *Journal of Hydraulical Engineering*, **11(5)**:451-463. doi: 10.1061/(ASCE)1084-0699(2006)11:5(451).

BIRKINSHAW, S. J., WEBB, B. 2010. Flow pathways in the Slapton Wood catchment using temperature as a tracer. *Journal of Hydrology*, **383**:269-279. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.12.

BONELL, M. 1993. Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. *Journal of Hydrology*, **150**: 217-275.

BORIN, M., F. MORARI, Z. BONAITI, M. PAASCH, R. W. SKAGGS. 2000. Analysis of DRAINMOD performances with different detail of soil input data in the Veneto region of Italy. *Agricultural Water Management*, **42**, 259-272.

BRUTSAERT, W. 2005. Hydrology – an Introduction. Cambridge University Press, Cambridge, pp605.

BURNS, D.A. 2002. Stormflow-hydrograph separation based on isotopes: the thrill is gone – what's next? *Hydrological Processes*, **16**, 515-1517.

BUTTLE, J.M.1994. Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. *Progress in Physical Geography* **18**: 16-41.

BŮZEK F, BYSTRICKÝ V, KADLECOVÁ R, KVÍTEK T, ONDR P, ŠANDA M, ZAJÍČEK A, ŽLÁBEK, P. 2009. Application of two-component model of drainage discharge to nitrate contamination. *Journal of Contaminant Hydrology*, **106**: 99-117.

CALDER, I. R. 2003. Assessing the water use of short vegetation and forests: Development of the Hydrological Land Use Change (HYLUC) Model. *Water Resources Research*, **39**: 1318, doi:10.1029/2003WR002040.

- CARRIER, J. P.; KAO, C; GINZBURG, I. 2007. Field-scale modeling of subsurface tile-drained soils using an equivalent-medium approach. *Journal of Hydrology*, **341**, 105– 115.
- CARPENTER-BOGGS L., STAHL P. D., LINDSTROM M. J., SCHUMACHER T. E. 2003. Soil microbial properties under permanent grass, conventional tillage, and no-till management in South Dakota, *Soil & Tillage Research* **71**: 15–23.
- CÍSLEROVÁ, M. 2003, Preferenční proudění ve vadózní zóně a formování hydrogramu odtoku. In:Hydrologie půdy v malém povodí, Praha, ÚH AV ČR, 2003, 103-109.
- CIVITA M. V. 2010. The Combined Approach When Assessing and Mapping Groundwater Vulnerability to Contamination. *J. Water Resource and Protection* **2**: 14–28.
- COELHO, B. B., BRUIN, A. J.; STATON, S.; AND HAYMAN, D. 2010. Sediment and Nutrient Contributions from Subsurface Drains and Point Sources to an Agricultural Watershed. *Air, Soil and Water Research*, **3**, p. 1–21.
- COLES, N., TRUDGIL, S. 1985. The movement of nitrate fertiliser from the soil surface to drainage waters by preferential flow in weakly structured soils, Slapton, S. Devon. *Soil Science Society American Journal*, **13** (3-4:) 241-259.
- CONSTANTIN, J. A., BEAUDOIN, N. A., LAUNAY, M. B., DUVAL, J. A., MARY, B. 2012. Long-term nitrogen dynamics in various catch crop scenarios: Test and simulations with STICS model in a temperate climate. *Agriculture, Ecosystems and Environmen*, **147** (1) 36-46.
- CONSTANZ J. 1998. Interaction between stream temperature, streamflow, and groundwater exchanges in alpine streams. *Water resources research*, **34**: 1609-1615.
- CORREL, DL., DIXON, D. 1980. Relationship of nitrogen discharge to land use on Rhode river watersheds. *Agro-Ecosystems*, **6**: 147–159.
- CROWTHER, J, PITTY, A. F. 1982. Water temperature variability as an indicator of shallow-depth groundwater behaviour in limestone areas in west Malaysia. *Journal of Hydrology* **57**: 137–146.
- DARBY, R. J.; HEWITT, M. V.; PENNY, A.; JOHNSTON, A. E.; MCEWAN, J. 1988. The effects of increasing length of ley on the growth and yield of winter wheat. *Rothamsted report I*, 101–102.
- DOLEŽAL, F.; SOUKUP, M.; KULHAVÝ Z. 2000. Poznámky k hydrologii drenážního odtoku. *Vědecké práce VUMOP*, **11**, 5 – 27.
- DOLEŽAL, F.; KULHAVÝ, Z.; SOUKUP, M., KODEŠOVÁ, R. 2001. Hydrology of Tile Drainage Runoff. *Phys. Chem. Earth (B)*, **26** (7-8), 623-627.
- DOLEŽAL, F.; KVÍTEK T. 2004. The role of recharge zones, discharge zones, springs and tile drainage systems in peneplains of Central European highlands with regard to water quality generation processes. *Physics and Chemistry of the Earth*, **29**,775–785.
- DOLEŽAL, F.; SOUKUP, M.; KULHAVÝ, Z. 2004. Bilanční odhady příspěvku odvodňovacích soustav k průběhu povodní. II. Aplikace. *Soil and Water*, **3**, 93-108. Scientific Studies RISWC Praha.
- DOLEŽAL, F. et al. 2006. Posouzení vlivu preferenčního proudění v půdě na vyplavování dusičnanů v podmínkách krystalinika českých a moravských vrchovin. Metodika. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy Praha, 90 s.
- DUCKWORTH, C. M. S., CRESSER, M. S. 1991. Factors influencing nitrogen retention in forest soils. *Environmental Pollution*, **72**, 1-21.

- DUFFKOVÁ, R., ZAJÍČEK, A. 2009. Vliv vegetačního krytu a stanovištních podmínek na aktuální evapotranspiraci. *Vodní hospodářství*, **59** (4): 121 – 125. ISSN 1211-0760.
- DUŠEK J., VOGEL T., ŠANDA M. 2012. Hillslope hydrograph analysis using synthetic and natural oxygen-18 signatures. *Journal of Hydrology*, **475** (19), p. 415-427.
- DUŠEK, J., VOGEL, T., DOHNAL, M., GERKE, H. 2012. Combining dual-continuum approach with diffusion wave model to include a preferential flow component in hillslope scale modeling of shallow subsurface runoff. *Adv Water Res* 44:113–125. doi: 10.1016/j.advwatres.2012.05.006.
- ENGELHARDT, I., PIEPENBRINK, M., TRAUTH, N., STADLER, S., KLUDT, C., SCHULZ, M., SCHÜTH, C., TERNES, T. A. 2011. Comparison of tracer methods to quantify hydrodynamic exchange within the hyporheic zone. *Journal of Hydrology*, **400** (1-2): 255 – 266. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.01.033.
- EDWARDS, A. C.; PUGH, K.; WRIGHT, G. G.; SINCLAIR, A. H.; REAVES, G. A. 1990. Nitrate status of two major rivers in N. E. Scotland with respect to land use and fertiliser additions. *Chemistry and Ecology*, **4**, 97-101.
- EWEN, J., BIRKINSHAW, S. J. 2007. Lumped hysteretic model for subsurface stormflow developed using downward approach. *Hydrological Processes* **21** (11): 1496–1505. doi: 10.1002/hyp.6344.
- 2008.FAUSER, P., THOMSEN, M., SØRENSEN, P. B., PETERSEN, S. Predicted concentrations for pesticides in drainage dominated catchments. *Water, Air, and Soil Pollution* **187** (1-4), pp. 149-156.
- FENELON, J. M., MOORE, R. C. 1998. Transport of agrichemicals to ground and surface water in a small central Indiana watershed, *Journal of Environmental Quality*, **27**: 884–894.
- FÍDLER, J. 1971. Posouzení drenážních odtoků. *Meliorace - Sborník ÚVTIZ*, **2**: 93-98.
- FÍDLER, J.; KARNECKI, J. 2001. Vliv odvodňovacích opatření na vodní bilanci ve vybraných povodích. Sborník z celostátní konference "Krajina, les a lesní hospodářství", II. díl, Kostelec nad Černými lesy, s. 66-71. ISBN 80-213-0703-X.
- FIRESTONE, M. K., DAVIDSON, E. A. 1989. Microbiological basis of NO and N₂O production and consumption in soil. In ANDREAE, M. O. et SCHIMMEL, D. S. (Eds.) *Exchange of Trace Gases between Terrestrial Ecosystems and the Atmosphere*. Wiley, Chichester, p. 7-21.
- FUČÍK, P.; KVÍTEK, T.; LEXA, M.; NOVÁK, P.; BÍLKOVÁ, A. 2008. Assessing the Stream Water Quality Dynamics in Connection with Land Use in Agricultural Catchments of Different Scales. *Soil & Water Res.* **3**, 98–112.
- FUČÍK, P., KAPLICKÁ, M., KVÍTEK, T., J., 2012. Dynamics of stream water quality during snowmelt and rainfall - runoff events in a small agricultural catchment. *Clean - Soil, Air, Water* **40** (2): 154 – 163. doi: 10.1002/clen.201100248.
- GALLOWAY J. N., TOWNSEND A. R., JAN WILLEM ERISMAN J. W., BEKUNDA M., Cai Z., FRENEY J.R., MARTINELLI L. A., SEITZINGER S. P., SUTTON M. A. 2008. Transformation of the Nitrogen Cycle: Recent Trends, Questions, and Potential Solutions. *Science* 320: 889–892.
- GARNIER, M., LEONE, A., URICCHIO, V., MARINI, R. 1999. Application of GLEAMS model to assess groundwater pollution risk caused by animal waste land disposal. In: Lerner D. N., Walton N. R. G. (eds.), *Contaminated Land and Groundwater: Future Directions Special Publication*, *Geological Society, Engineering Geology* **14**: 93–99.

- GENTHON, P., BATAILLE, A., FROMANT, A., D'HULST, D., BOURGES, F. 2005. Temperature as a marker for karstic waters hydrodynamics. Inferences from 1 year recording at La Peyrère cave (Ariège, France). *Journal of Hydrology*, **311**:157-171.
- GENTRY, L. E., DAVID, M. B., SMITH, K. M., KOVACIC, D. A. 1998. Nitrogen cycling and tile drainage nitrate loss in a corn/soybean watershed, *Agriculture, Ecosystems & Environment*, **68**: 85-97.
- GILLIAM, J. W., SKAGGS R. W., WEED, S. B. 1979. Drainage control to reduce nitrate loss from agricultural fields, *Journal of Environmental Quality*, **8**: 137-142.
- GISH, T. J., KUNG, K. J. S., PERRY, D. C., POSNER, J., BUBENZER, G., HELING, C. S., KLADIVKO, E. J., STEENHUIS, T. S. 2004. Vadose Zone Processes and Chemical Transport – Impact of Preferential Flow at Varying Irrigation Rates by Quantifying Mass Fluxes. *Journal of Environmental Quality*, **33**:1033-1040.
- GOLDSCHIEDER, N., KLUTE, M., STURM, S., HOTZL, H. 2000. The PI Method: a GIS Based Approach to Mapping Groundwater Vulnerability with Special Consideration of Karst Aquifers, *Z. Angew. Geol.* **3**: 157-166.
- GOSWAMI, D., KALITA P. K., COOKE R. A. C., MCISAAC G. F. 2009. Nitrate-N loadings through subsurface environment to agricultural drainage ditches in two flat Midwestern (USA) watersheds. *Agricultural Water Management*, **96**: 1021-1030.
- GRIFFITHS, B. S., HALLETT P. D., KUAN H. L., GREGORY A.S., WATTS C. W., WHITMORE, A. P. 2008. Functional resilience of soil microbial communities depends on both soil structure and microbial community composition. *Biol. Fertil. Soils*, **44**: 745-754.
- HAKEN, D., KVÍTEK, T. 1984. Účinnost komplexního zúrodnění zamokřené luční lokality v bramborářsko výrobní oblasti., 121s.
- HALLBERG, G.R., 1985. Groundwater quality and agricultural chemicals: a perspective from Iowa. *Proc. North Central Weed Control Conf.*, **40**: 130-147.
- HAUCK, J., SCHLEYER, CH., WINKLER, K. J., MAES, J., 2014. Shades of Greening: Reviewing the Impact of the new EU Agricultural Policy on Ecosystem Services. *Change Adaptation Socioecological Systems*, **1**: 51-62.
- HARRIS, G. L., GOSS, M. J., DOWDELL, R. J., HOWSE, K. R., MORGAN, P. 1984. A study of mole drainage with simplified cultivation for autumn-sown crops on a clay soil. 2. „Soil water regimes, water balances and nutrient loss in drain water”. *Journal of Agricultural Science*, **102**: 561-581.
- HAVELKA, F., ŠONKA, J. 1990. Effectiveness of the retention function of meadow swards. *Rostlinná výroba* **36**: 471-480.
- HAYGARTH, P. M., JARVIS, S. C. (Eds.) 2002. *Agriculture, Hydrology and Water Quality*. CABI Publishing. Oxon, UK; New York, USA. 502 p.
- HEATHWAITE, A. L., GRIFFITHS, P. 1998. Nitrogen and phosphorus in runoff from grassland with buffer strips following application of fertilizers and manures. *Soil use and management* **3**: 142-148.
- HEGGENSTALLER, A.H., ANEX, R.P., LIEBMAN, M., SUNDBERG, D.N., GIBSON, L.R. 2008. Productivity and nutrient dynamics in bioenergy double-cropping systems. *Agronomy journal*. **100**:1740-1748.doi:10.2134/agronj2008.0087.

- HELWIG, T. G., CHANDRA A. MADRAMOOTOB, CH. A., DODDSA, G. T. 2002. Modelling nitrate losses in drainage water using DRAINMOD 5.0. *Agricultural Water Management*, **56**: 153–168.
- HERRMANN, A.; DUNCKER, D. 2008. Runoff Formation in a Tile-drained Agricultural Basin of the Harz Mountain Foreland, Northern Germany. *Soil & Water Res.*, **3**, 83–97.
- HEWLETT, P., NUTTER, W. L. 1970. The Varying Source Area of Streamflow From Upland Basins. *Symposium on Interdisciplinary Aspects of Watershed Management, Montana State University*, 65–83.
- HIRT, U., HAMMAN, T., MEYER, B. C. 2005. Mesoscale estimation of nitrogen discharge via drainage systems. *Limnologia – Ecology nad Management of Inland Waters*, **35** (3): 206–219.
- HOLKO, L., ŠANDA, M., KOSTKA, Z., MICHALKO, J. 2008. Priemerná doba prechodu vody v povodiach s rôznou veľkosťou. In: Šír, M., Tesař, M., Lichner, L. (Eds.) *Hydrologie malého povodí 2008*. Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, Praha, 107–113.
- HOLMAN, I. P.; WHELAN, M. J.; HOWDEN, N. J. K.; BELLAMY, P. H.; WILLBY, N. J.; RIVAS-CASADO, M. AND MCCONVEY, P. 2008. Phosphorus in groundwater—an overlooked contributor to eutrophication? *Hydrol. Process.*, **22**, 5121–5127.
- HONISCH, M., HELLMEIER, C., WEISS, K. 2002. Response of surface and subsurface water quality to land use changes. *Geoderma*, **105**: 277–298.
- HORNUNG, M. ET AL. 1994. Impacts of Nitrogen Deposition on Terrestrial Ecosystems. *Report of the United Kingdom Review Group on Impacts of Atmospheric Nitrogen*, 110 p.
- HORTON, R. E. 1940. An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Science Society of America Proceedings*, **5**: 399–417.
- HRNČÍŘ, M., ŠANDA, M., KULASOVÁ, A. AND CÍSLEROVÁ, M. 2010. Runoff formation in a small catchment at hillslope and catchment scales. *Hydrological Processes* **24** (16): 2248 – 2256. doi: 10.1002/hyp.7614.
- HŮNOVÁ, I., PROŠKOVÁ, J., HESOUN, R., KURFÜRST, P., OSTATNICKÁ, J. Atmosférická depozice na území České republiky. (kapitola 3) In *Znečištění ovzduší na území České republiky v roce 2004 (resp. 2003, 2000, 1998)*. Český hydrometeorologický ústav - Úsek ochrany čistoty ovzduší. ČHMÚ, Praha, 2004 (resp. 2003, 2000, 1998).
- HYNIE O. 1961. Hydrogeologie ČSSR, část první - prosté vody Československá akademie věd, Praha. 564 s.
- JAMES, E. R., MANGA, M., ROSE, T. P., HUDSON, G. B. 2000. The use of temperature and the isotopes of O, H, C, and noble gases to determine the pattern and spatial extent of groundwater flow. *Journal of Hydrology* **237**: 100–112.
- JANEČEK, M. a kol. 1984. Ochrana vody před plošným zemědělským znečištěním. Zpráva za časovou etapu DU C 11-329-208-08, 1. a 2. díl. VÚZZP, Praha-Zbraslav, váha obou dílů dohromady cca 2,8 kg.
- JANGLOVÁ, R., KVÍTEK, T., NOVÁK, P. 2003. Kategorizace infiltrační kapacity půd na základě geoinformatického zpracování dat půdních průzkumů. *Soil and Water Scientific Studies* **2**: 61–81.
- JŮVA, K. Odvodňování půdy. 1957 Praha, 526 s.

- KAROUS, M., CHALUPNÍK, T. Geofyzikální výzkum charakteristik půd a nesaturované zóny na lokalitě Dehtáře etapa 2007. Praha. 2007.
- KASPAR, T. C., JAYNES, D. B., PARKIN, T. B., MOORMAN, T. B., SINGER J.W. 2012. Effectiveness of oat and rye cover crops in reducing nitrate losses in drainage water. *Agricultural Water Management* **110**: 25– 33.
- KENNEDY, C. D., BATAILLE, C., LIU, Z., ALE, S., VANDEVELDE, J., ROSWELL, C. R., BOWLING, L. C., BOWEN, G. J., 2012. Dynamics of nitrate and chloride during storm events in agricultural catchments with different subsurface drainage intensity (Indiana, USA). *Journal of Hydrology*, **466-467**: 1 - 10. doi: 10.1016/j.jhydrol.2012.05.002.
- KETTNER, R. 1954. Všeobecná geologie, III Vnější geologické síly, zemský povrch a geologická činnost vody, Praha Academia, 464 s.
- KEYS, W. S., BROWN, R. F. 1978. Use of temperature logs to trace movement of injected water. *Ground Water* , **16**: 32-48.
- KIRCHNER, J. W. 2003. A double paradox in catchment hydrology and geochemistry. *Hydrological Processes* **17**: 871–874. doi: 10.1002/hyp.5108.
- KLADIVKO, E. J. , GROCHULSKA, J., TURCO, R. F., VAN SCOYOC, G. E., EIGEL, J. D. 2009. Pesticide and nitrate transport into subsurface tile drains of different spacings. *Journal of Environmental Quality*. **28** (3): 997-1004.
- KLAUS, J., MCDONNELL, J.J. 2013. Hydrograph separation using stable isotopes: Review and evaluation. *Journal of Hydrology* **505**: 47 - 64. doi: 10.1016/j.jhydrol.2013.09.006.
- KOHLER, K., DUYNISVELD, W. H. M., BÖTTCHER, J. 2006. Nitrogen fertilization and nitrate leaching into groundwater on arable sandy soils. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 2: 185–195.
- KOVÁŘ, P.; VAŠŠOVÁ D. 2010. Impact of Arable Land to Grassland Conversion on the Vegetation-period Water Balance of a Small Agricultural Catchment (Němčický Stream). *Soil and Water Research*, **5** (4): 128–138.
- KRISHNAPPAN, B. G., MARSALEK, J. 2002. Modelling of flocculation and transport of cohesive sediment from an on-stream stormwater detention pond *Water Research* **36** (15): 3849-3859.
- KULHAVÝ, Z., DOLEŽAL, F., SOUKUP, M. 2001. Separace složek drenážního odtoku a její využití při klasifikaci existujících drenážních systémů. *Vědecké práce VÚMOP*, Praha, 2001: 29 – 52.
- KULHAVÝ, Z a kol. Zemědělské odvodnění drenáží. Racionalizace využívání, údržby a oprav. *Uplatněná metodika. VÚMOP, v.v.i.*, Praha, 2007. ISBN 978-80-254-0672-4.
- KULHAVÝ, Z.; TLAPÁKOVÁ, L.; ČMELÍK, M.; DOLEŽAL, F. 2010. Podíl drenážního odtoku na celkovém odtoku z povodí. *Vodní Hospodářství*, **7**.
- KULHAVÝ, Z., FUČÍK, P., 2015- Adaptation Options for Land Drainage Systems towards Sustainable Agriculture and the Environment: A Czech Perspective. *Polish journal of environmental studies* **24**(3): 1085-1102.
- KUMAR, A., KANWAR, R. S., HALLBERG, G. R. 1997. Separating preferential and matrix flows using subsurface tile flow data. *Journal of Environmental Science and Health - Part A Environmental Science and Engineering and Toxic and Hazardous Substance Control*, **32**, (6):1711-1729.

- KVÍTEK, T. 1996. Návrh řešení ochrany povrchových a podzemních vod v ČR vymezením zón zranitelnosti. *Rostlinná výroba*, **42** (8), 349-357.
- KVÍTEK, T. 1999. Vývoj koncentrací dusičnanů a analýza stability zemědělských povodí vodárenské nádrže Švihov. *Rostlinná výroba*, **45** (3), 107-111.
- KVÍTEK, T.; DOLEŽAL, F. 2003. Vodní a živinný režim povodí Kopaninského toku na Českomoravské vrchovině. *Acta Hydrologica Slovaca*, **2**, 255-264.
- KVÍTEK, T. a kol. 2004. Zásady využívání zón diferencované ochrany vod v povodí vodárenských nádrží. VÚMOP Praha.
- KVÍTEK, T.; FUČÍK, P.; NOVÁK, P.; NOVOTNÝ, I.; KAPLICKÁ, M.; ŽÍŽALA, D. 2007. Identifikace potenciálních zdrojových lokalit plošného zemědělského znečištění - standardizovaný podklad pro projektování komplexních pozemkových úprav. *Metodika, VUMOP, v.v.i.*, 34 s., ISBN 978-80-904027-3-7.
- KVÍTEK, T., ŽLÁBEK, P., BYSTRICKÝ, V. FUČÍK, P, LEXA, M., GERGEL, J., NOVÁK, P., ONDR, P. 2009. Changes of nitrate concentrations in surface waters influenced by land use in the crystalline complex of the Czech Republic. *Physics and Chemistry of the Earth*. **34** (10):1474-7065.
- KVÍTEK, T., DUFFKOVÁ, R., BYSTRICKÝ, V., MORAVCOVÁ, J., PAVLÍČEK, T., PETERKOVÁ, J., POMIJE, T., TACHECÍ, P., ZAJÍČEK, A., ŽLÁBEK, P. 2012 *Modelování vlivu využívání půdy v geomorfologických zónách na odtok vody a koncentraci dusičnanů*. Metodika VUMOP v.v.i. 2012. 89 s
- LACAS J. L. 1976. Introduction `a la m´ethodologie d’ ´etude et d’ utilisation des champs hydrothermiques des aquif´eres karstiques d’ apr`es l’ exemple du site de l’ exsurgence de la source du Lez (In French).H´erault, France. C.E.R.H. Mem. X, Montpellier.
- LEMKE, A. M., KIRKHAM, K. G., LINDENBAUM, T. T., HERBERT, M. E., TEAR, T. H., PERRY, W. L., HERKERT, J. R. 2011. Evaluating Agricultural Best Management Practices in Tile-Drained Subwatersheds of the Mackinaw River, Illinois. *Journal of Environmental Quality*, 40(4) 1215-28. doi: 10.2134/jeq2010.0119.
- LENNARTZ, B., MICHAELSEN, J., WICHTMANN, W., WIDMOSER, P. B. 1999. Time variance analysis of preferential solute movement at a tile-drained field site. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **63**: 39–47.
- LEONE A., RIPA M. N., URICCHO V., DEAK J., VARGAY Z. 2009. Vulnerability and risk evaluation of agricultural nitrogen pollution for Hungary’s main aquifer using DRASTIC and GLEAMS models. *Journal of Environmental Management* **90**: 2969–2978.
- LEXA, M., KVÍTEK T., HEJZLAR J., FUČÍK P. 2006. Vliv drenážních systémů na koncentrace dusičnanů v povrchových vodách v povodí VN Švihov. *Vodní hospodářství* **8**: 246–250.
- LORD, E. I., JOHNSON P. A., ARCHER J. R. 1999. Nitrate Sensitive Areas: a study of large scale control of nitrate loss in England. *Soil Use and Management* **15**, 201-207.
- MALÝ, S., ŠARAPATKA, B., NĚMEC, P. 2001. Interactions among anaerobic and aerobic N mineralization, nitrification and selected soil properties. *Rostlinná výroba* **9**: 405–410.
- MALOSZEWSKI, P., ZUBER, A. 1996. Lumped parameter models for the interpretation of environmental tracer data. In *Manual on Mathematical Models in Isotope Hydrology*, p. 9-58. IAEA-TECDOC-910. International Atomic Energy Agency. Wien.

- MANGA, M., KIRCHNER, J. W. 2004. Interpreting the temperature of water at cold springs and the importance of gravitational potential energy. *Water Resources Research* **40** (5): W051101-W051108.
- MARSCHNER B., KALBITZ K. 2003. Controls of bioavailability and biodegradability of dissolved organic matter in soils. *Geoderma* **113**: 211–235.
- MEALS, D. W., DRESSING, S. A., DAVENPORT, T. E. 2010. Lag time in water quality response to best management practices: A review. *Journal of Environmental Quality* **39**(1) 85–96. doi:10.2134/jeq2009.0108.
- MENGELKAMP, H. T., WARRACH, K., RASCHKE, E. 1999. SEWAB - a parameterization of the Surface Energy and Water Balance for atmospheric and hydrologic models. *Advances in Water Resources*, **23**: 165–175.
- MERINO, A., PÉREZ-BATALLÓN, P., MACÍAS, F. 2004. Responses of soil organic matter and greenhouse gas fluxes to soil management and land use changes in a humid temperate region of southern Europe. *Soil Biology & Biochemistry* **36**: 917–925.
- MERZ, R., BLOSCHL, G., PARAJKA, J. 2006. Spatio-temporal variability of event runoff coefficients. *Journal of Hydrology*, **331**: 591–604.
- MÍCHAL, I. 1992. *Ekologická stabilita*. Veronica. Brno, 275 s. ISBN: 80-7212-303-3
- MILANOVIĆ, P. T. 2001. Geological engineering in karst. Zebra Publishing. Belgrade.
- MOORE, R. D. 1989. Tracing runoff sources with deuterium and oxygen-88 during spring melt in a headwater catchment, southern Laurentians, Quebec. *Journal of Hydrology* **112** (1-2):135-148.
- MUTIGA, J. K., SU, Z., WOLDAI, T. 2009. Using satellite remote sensing to assess evapotranspiration: Case study of the upper Ewaso Ng'iro North Basin, Kenya. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, **12S** :100–108.
- MRKVIČKA, J., VELICH, J. 1988. Vyplavování dusíku při stupňovaném hnojení trvalých lučních porostů. *Rostlinná výroba* **34** (2), 179-188.
- MRKVIČKA, J., VRZAL, J., VELICH. 1994. Koncentrace nitrátového dusíku v lyzimetrických vodách a jeho vyplavování při obnově travního porostu s různou dobou vápnění. *Rostlinná výroba* **40** (11), 1043-1048.
- MRKVIČKA, J. 1998. Pastvinářství. Česká zemědělská univerzita Praha, 1998, 81 s., ISBN 80-213-0403-0.
- NEILL, M. 1989. Nitrate concentrations in river waters in the south-east of Ireland and their relationship with agricultural practice. *Water Research*, **11**:1339–1355.
- NJOS, A. 1994. Future land utilization and management for sustainable crop production. *Soil and Tillage Research* **30** (2-4), pp. 345-357.
- NOVÁK, P., DVOŘÁKOVÁ, E., MICHLÍČEK, E., SLAVÍK J., HARTLOVÁ L. 2010. Metodika konstrukce syntetických map potenciální zranitelnosti podzemních vod pro území České republiky. *Geodetický a kartografický obzor* **9**: 189–193.
- NOVÁK, P. a kol. 2012. Metodický postup tvorby syntetické mapy zranitelnosti podzemních vod. Uplatněná certifikovaná metodika.
- NOVÁK, P. 1994. Půda a voda po provedeném odvodnění. In *Sborník semináře Problematika vodní hospodářství v zemědělství a lesnictví*, 126-128. Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy, Praha, 1994.

- NOVÁKOVÁ, E., KAROUS, M., ZAJÍČEK, A., KAROUSOVÁ, M. 2013. Evaluation of ground penetrating radar and vertical electrical sounding methods to determine soil horizons and bedrock at the locality Dehtáře. *Soil and Water Research* **8** (3), 105-112.
- NOVOTNY, V. 2009. Kvetení sinic a hypertrofie vodních nádrží se zvláštním zřetelem na řeku Želivku. *Vodní hospodářství. Mimo pravidelná čísla*.
- NOVOTNY, V., OLEM, H. 1994. Water Quality: Prevention, Identification and Management of Diffuse Pollution. *ITP, Inc.*, 1054 p.
- OCAMPO, C. J.; SIVAPALAN, M.; OLDHAM, C. 2005. Hydrological connectivity of upland-riparian zones in agricultural catchment: Implications for runoff generation and nitrate transport. *Journal of Hydrology*, **331** (3-4): 643-658.
- ØYGARDEN, L., KVÆRNER, J., JENSSEN, P. D. 1997. Soil erosion via preferential flow to drainage systems in clay soils. *Geoderma* **76** (1-2), 65-86.
- PANAGOPOULOS, G. P., ANTONAKOS A. K., LAMBRAKIS N. J. 2006. Optimization of the DRASTIC method for groundwater vulnerability assessment via the use of simple statistical methods and GIS. *Hydrogeology Journal* **14**: 894-911.
- PAYNE, S. M., MAGRUDER, I. A., WOESSNER, W. W. 2013. Application of a Groundwater Classification System and GIS Mapping System for the Lower Ruby Valley Watershed, Southwest Montana. *Journal of Water Resource and Protection* **5**: 775-791.
- PELIKÁN V. et al. 1988. Hydrogeology measurements (In Czech.) SNTL/ALFA, Prague.
- PELIKÁN L., HERBER, V. 2011. An application of stream thermometry in small drainage basins. *Moravian geographical reports*, **19** (3): 29-35.
- PITTER P. 1999. Hydrochemie. VŠCHT, Praha. 568 s. ISBN: 9788070807019
- QI, Z.; HELMERS, M. J.; KALEITA, A. L. 2011. Soil water dynamics under various agricultural land covers on a subsurface drained field in north-central Iowa, USA. *Agricultural Water Management*, **98**, 665-674.
- RAU, G. C., ANDERSEN, M. S., MCCALLUM, A. M., ROSHAN, H., ACWORTH, R. I 2014. Heat as a tracer to quantify water flow in near-surface sediments. *Earth Sciences Review*, **129**: 40-58.
- REYNOLDS, B., EDWARDS, A. C. 1995. Factors influencing dissolved nitrogen concentrations and loading in upland stream of the UK. *Agricultural water management*. **27**, 181-202.
- RICE, C. W., TIEDJE, J. M. Regulation of nitrate assimilation by ammonium in soil and in isolated soil micro-organisms. *Soil Biol. Biochem.*, 1989, 21: 597-602.
- RICHARDS, L. A. 1931. Capillary conduction of liquids in porous mediums. *Physics 1*, 318-333.
- ROBINSON, M. 1990. Impact of Improved Land Drainage on River Flows. *Report No. 113. Institute of Hydrology, Wallingford, UK. 1990*
- RUIZ, L., ABIVEN, S., DURAND, P., VERTÈS, F., BEAUJOUAN, V. 2002. Effect on nitrate concentration in stream water of agricultural practices in small catchments in Brittany: I. Annual nitrogen budgets. *Hydrology and Earth System Sciences* **6** (3), 497-505.
- RŮŽEK, P., KLÍR, J. 1995. Hnojení dusíkem se zřetelem na ochranu životního prostředí. *Úroda*, **10**: 26-27.

- RYCHNOVSKÁ, M. 1985. Ekologie lučních porostů. *Academia*, Praha, s. 291.
- SAARIJÄRVI, K., VIRKAJÄRVI, P., HEINONEN-TANSKI, H., TAIPALINEN, I. 2004. N and P leaching and microbial contamination from intensively managed pasture and cut sward on sandy soil in Finland. *Agriculture, Ecosystems and Environment* **104**, 621-630.
- SERRANO, S. E. 1997. Hydrology for Engineers, Geologists and Environmental Professionals, Lexington. 451s.
- SHANLEY, J. B., PETERS, N. E. 1988. Preliminary observations of streamflow generation during storms in a forested piedmont watershed using temperature as a tracer. *Journal of Contaminant Hydrology*, **3**: 349-365.
- SHILLING, K. E., HELMERS, M. 2008 Tile drainage as karst: Conduit flow and diffuse flow in a tile-drained watershed. *Journal of Hydrology* **349**:191–301.
- SCHULTZ, B., ZIMMER, D., VLOTMAN, W. F. 2007. Drainage under increasing and changing requirements, *Irrigation and Drainage*, **56**: 3–22.
- SKAGGS, R. W., GILLIAM, J. W. 1981. Effect of drainage system design on nitrate transport, *Trans. American Society of Agricultural Engineering*, **24**: 929–934.
- SKLASH, M. G. 1990. Environmental isotope studies of storm and snowmelt runoff generation. *Process studies in hillslope hydrology*: 401-435.
- SKOŘEPOVÁ, I., KOŘOUSKOVÁ, J. (Eds.) 1988. *Biogeochemický cyklus dusíku*. Sborník přednášek ze semináře - Nová Rábyně, 90 s.
- SKOŘEPOVÁ, I. 1998. Problematika dusičnanů (a dusíku). + Kritické zátěže. In ROSENDORF, P. (Ed.) et al. *Omezování plošného znečištění povrchových a podzemních vod v ČR*. Etapová zpráva za rok 1998. Projekt Rady vlády České republiky pro výzkum a vývoj VaV/510/4/98. Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. M., Praha – Podbaba.
- SLEPIČKA, J. 1982. Vyplavování dusíku ze dvou půdních profilů na hnědé půdě v osevním postupu s maximální pokryvností. *Rostlinná výroba*, **28** (10): 1057-1066.
- SOUTHWICK, L. M., WILLIS G. H., JOHNSON, D. C. 1995. Water-quality – leaching of nitrate, atrazine, and metribuzin from sugarcane in southern Louisiana, *Journal of Environmental Quality*, **24**: 684–690.
- STAMM, C.; FLÜHLER, H.; AND GÄCHTER, R. 1998. Preferential transport of phosphorus in drained grassland soils. *Journal of Environmental Quality*, **27**: 515 - 522.
- STONE, W. W., WILSON, J.T. 2006. Preferential flow estimates to an agricultural tile drain with implications for Glyphosate Transport. *Journal of Environmental Quality* **35**: 1825-1835.
- STROCK, J. S., PORTER, P. M., RUSSELLE, M. P. 2004. Cover cropping to reduce nitrate loss through subsurface drainage in the northern U.S. Corn Belt. *Journal of Environmental Quality* **33** (3), 1010-1016.
- SULLIVAN, A., TERNAN, J. L., WILLIAMS, A. G. 2004. Land use change and hydrological response in the Camel catchment, Cornwall. *Applied Geography* , **24**: 119–137.
- ŠANDA, M. 1999. Subsurface runoff generation on a slope. Ph.D. Thesis. Czech Technical University in Prague. Prague.
- ŠANDA, M., CÍSLEROVÁ, M. 2009. Transforming hydrographs in the hillslope subsurface. *J. Hydrol. Hydrom.* **57**: 264–275, DOI: 10.2478/v10098-009-0023-z.

- ŠANDA, M., KULASOVÁ, A., CÍSLEROVÁ, M. 2009. Hydrological processes in the subsurface investigated by water isotopes and silica. *Soil and Water Research* **4** (SPECIAL ISSUE 2): 83-92.
- ŠANDA, M., VITVAR, T., KULASOVÁ, A., JANKOVEC, J., CÍSLEROVÁ, M. 2013. Run-off formation in a humid, temperate headwater catchment using a combined hydrological, hydrochemical and isotopic approach (Jizera Mountains, Czech Republic). *Hydrological Processes* **28** (8), 3217-3229.
- ŠANTRŮČEK, J., SVOBODOVÁ, M., TRUNEČEK, J. 2001. Vyplavování dusíku pod pícními porosty. *Úroda*, **6**: 29.
- ŠARAPATKA, B., MALÝ, S., DUCHOSLAV, M. 2001. Mineralizace dusíku v závislosti na půdních vlastnostech a způsobu obhospodařování. Sborník z konference „Půda, její funkce, vlastnosti a taxonomie v zemědělské a lesní krajině“. *Pedologické dny, Brno*: 133–135.
- ŠTIBINGER, J. 2009. Approximation of Subsurface Drainage Discharge by De Zeeuw-Hellinga Theory and its Verification in Heavy Soils of Fluvial Landscape of the Cerhovice Brook. *Soil & Water Res.*, **4** (1): 28–38.
- ŠVIHLA, V. 1985. Vliv odvodnění na hydrologickou bilanci v malém povodí, *Meliorace*, **21**: 81-94.
- ŠVIHLA, V., ŠIMUNEK, O. 2002. Stanovení systému zemědělského hospodaření a dalšího využití území v ochranných pásmech vodních zdrojů. *In sborník: Ochranná pásma vodních zdrojů*. Klub techniků, Praha, 1. října 2002, str. 29 - 43. ČVVS. ISBN 80-02-01507.
- ŠVIHLA, V. et al. 1992. Výzkumný objekt Ovesná Lhota. Monografie. VÚMOP Praha, 156 s.
- THANAPAKPAWIN, P.; RICHEY, J.; THOMAS, D; RODDA, S.; CAMPBELL, B.; LOGSDON, M. 2005. *Journal of Hydrology*, **334**: 215– 230.
- TACHECÍ, P., ŽLÁBEK, P., KVÍTEK, T., PETERKOV8, J. 2013. Analysis of rainfall-runoff events in four subcatchments of the Kopaninský potok (Czech Republic). *Bodenkultur* **64** (3-4): 105 - 111.
- TESAŘ, M., ŠÍR, M. 1995. Metodika studia vlivu plošného odvodnění na pohyb dusíku v půdě s aplikací modelu ANIMO. *Stavební obzor*, **8**: 247 - 250.
- TESAŘ, M., ŠÍR, M., PRAŽÁK, J., LICHNER, Ľ. 2004. Instability driven flow and runoff formation in a small catchment. *Geologica Acta*, **2**: 147–156.
- TESAŘOVÁ M., ZÁHORA J., ŠROUBKOVÁ E. 2003. Mikrobiální aspekty půd nivních luk. *Sborník, Pedologické dny*: 49–54.
- THORNTON, G. J. P., DISE, N. B. 1998. The influence of catchment characteristics, agricultural activities and atmospheric deposition on the chemistry of small streams in the English Lake District. *The Science of the Total Environment*, **216**: 63–75.
- TIEMEYER, B., KAHLE, P., LENNARTZ, B. 2006. Nutrient losses from artificially drained catchments in North-Eastern Germany at different scales. *Agricultural Water Management* **85** (1-2), 47-57.
- TIEMEYER, B., MOUSSA, R., LENNARTZ, B., VOLTZ, M. 2007. MHYDAS-DRAIN:A spatially distributed model for small, artificially drained lowland catchments. *Ecological Modelling* **299**: 2-20.

- TIETEMA, A., DE BOER, W., RIEMER, L., VERSTRATEN, J. M. 1992. Nitrate production in nitrogen-saturated acid forest soils: Vertical distribution and characteristics. *Soil Biology and Biochemistry*, **24**: 235-240.
- TLAPÁK, V., PRUDIL, S. 1983. Frekvence drenáže ve vztahu k podpovrchové vodě. *Meliorace*, **19** (2): 81-86.
- TOMER, M. D., MOORMAN, T. B., ROSSI, C. G. 2008. Assessment of the Iowa River's South fork watershed: part 1. Water quality, *Journal of Soil and Water Conservation*, **63**(6): 360-370.
- TOMER, M. D.; WILSON, C. G.; MOORMAN, T. B.; COLE, K. J., HEER, D.; ISENHART, T. M. 2010. Source-Pathway Separation of Multiple Contaminants during a Rainfall-Runoff Event in an Artificially Drained Agricultural Watershed. *J. Environ. Qual.* **39**: 882–895.
- ULÉN, B. 1999. Leaching and balances of phosphorus and other nutrients in lysimeters after application of organic manures or application of organic manures or fertilizers. *Soil Use and Management*, **15**: 56 – 61.
- UHLENBROOK, S., HOEG, S. 2003. Quantifying uncertainties in tracer-based hydrograph a case study for two-, three- and fivecomponent hydrograph separations in a mountainous catchment. *Hydrological Processes* **17**: 431–453. doi: 10.1002/hyp.1134.
- ULRICH, R.; SEIFERT, J. 1979. Nitrifikace – producent nitrátového dusíku půd. *Rostlinná výroba*, **25**, (11):1157 – 1161.
- VIAS J. M., ANDREO B., PERLES M. J., CARRASCO F., VADILLO I., JIMENEZ P. 2006. Proposed Method for Groundwater Vulnerability Mapping in Carbonate (Karstic) aquifers: the COP method: Application in Two Pilot Sites in Southern Spain. *Journal of Hydrology*, **6**: 1–14.
- VIDON, P., CUADRA, P. E. 2010. Impact of precipitation characteristics on soil hydrology in tile-drained landscapes. *Hydrological Processes*, **24**: 1821-1833. DOI: 10.1002/hyp.7627.
- VOGEL, T., CÍSLEROVÁ, M., ŠANDA, M. 2003. Modeling Formation of Runoff in Soil with Preferential Pathways. *Acta Hydrologica Slovaca*, **4**: 307-312.
- WACHENDORF, M., BUCHTER, M., TROTT, H., TAUBE, F. 2004. Performance and environmental effects of forage production on sandy soils. II. Impact of defoliation system and nitrogen input on nitrate leaching losses. *Grass and Forage Science* **59** (1), 56– 68.
- WARD, A. D., ELLIOT, W. J. (EDS) 1995.: *Environmental Hydrology*. Lewis Publishers, Boca Raton, New York.
- WEBB, B. V., ZHANG, Y. 2004. Intra-annual variability in the non-advective heat energy budget of Devon streams and rivers. *Hydrological Processes* **18** (11): 2117-2146.
- WADE, A., NEAL, C., SOULSBY, C., SMART, R., LANGAN, S., CRESSER, M. 1998. Impacts of land use and flow on nitrate concentrations and fluxes in an upland river system in North East Scotland. In: Haigh M., Krecjek J. (eds): *Headwaters: Water Resources and Conservation*. IASWC, 127–136.
- WESTHOFF, M. C., SAVENIJE, H. H. G., LUXEMBURG, W. M. J., STELLING, G. S., VAN DE GIESEN, N. C., SELKER, J. S., PFISTER, L., UHLENBROOK, S. 2007. A distributed stream temperature model using high resolution temperature observations. *Hydrological Earth System Science*, **11**: 1469-1480.
- WHITEHEAD, D. C. 1995. *Grassland nitrogen*. CABI Publ., Wallingford, UK.

- WORRALL, F., BURT, T., ADAMSON, J. 2003. Controls on the chemistry of runoff from an upland peat catchment. *Hydrological processes* **17** (10), 2063-2083.
- YOKOO Y., SIVAPALAN M., OKI T. 2008. Investigating the roles of climate seasonality and landscape characteristics on mean annual and monthly water balances. *Journal of Hydrology*, **357**: 255–269.
- YILDIRIM, M., BULENT, T. 2007. Groundwater Protection: A Comparative Study of Four Vulnerability Mapping Methods. *CLEAN – Soil, Air, Water* 6: 594–600.
- ZAJÍČEK, A., KVÍTEK, T., KAPLICKÁ, M. 2009. Teplota drenážní vody jako indikátor formování odtoku. *Vodní Hospodářství*, **59** (9): 372 – 376.
- ZAJÍČEK, A., FUČÍK, P. 2014. Vliv pastvy na infiltrační schopnost půdy v různých svahových zónách. *Krmivářství*, **18** (1): 42-43.
- ZAJÍČEK, A., FUČÍK, P. 2015. Rezidua pesticidů v drenážních vodách - zahraniční zkušenosti a první výsledky z České republiky. *Rostlinolékař*. Přijato k tisku v srpnu 2015.
- ZHANG, L., DAWES, W. R., WALKER, G. R. 2001. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resources Research*, **37**: 701–708
- ZHENG, F. L., HUANG CH. H., NORTON L. D. 2004. Effects of Near-Surface Hydraulic Gradients on Nitrate and Phosphorus Losses in Surface Runoff. *Journal of Environmental Quality*, **33**: 2174 – 2182.
- ŽÁK, K., HLADÍKOVÁ, J., BUZEK, F., KADLECOVÁ, R., LOŽEK, V., CÍLEK, V., KADLEC, J., ŽIGOVÁ, A., BRUTHANS, J., ŠŤASTNÝ, M. 2001. Karstic spring and calcareous tufa accumulation of Holocene age in Svatý Jan pod Skalou (Bohemian Karst). *Czech Geological Survey Special Papers*, **13** (1): 135.