

JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH
ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA

Studijní program: N4101 Zemědělské inženýrství
Studijní obor: Pozemkové úpravy a převody nemovitostí
Katedra: Katedra krajinného managementu
Vedoucí katedry: prof. Ing. Tomáš Kvítek, Csc.

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Vyhodnocení vztahu teploty vody a vydatnosti pramene
v oblasti Klatovska

Vedoucí diplomové práce: Ing. Pavel Žlábek, Ph.D.
Konzultant diplomové práce: prof. Ing. Tomáš Kvítek, Csc.

Autor: Zdeněk Havel

Plzeň , duben 2012

JIHOČESKÁ UNIVERZITA V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH
Zemědělská fakulta
Akademický rok: 2009/2010

ZADÁNÍ DIPLOMOVÉ PRÁCE

(PROJEKTU, UMĚLECKÉHO DÍLA, UMĚLECKÉHO VÝKONU)

Jméno a příjmení: Zdeněk HAVEL
Osobní číslo: Z07602
Studijní program: M4101 Zemědělské inženýrství
Studijní obor: Pozemkové úpravy a převody nemovitostí
Název tématu: Vyhodnocení vztahu teploty vody a vydatnosti pramene
v oblasti Klatovska
Zadávací katedra: Katedra krajinného managementu

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

Cílem práce je vyhodnocení závislosti mezi kolísáním vydatnosti pramene a teploty vody jak v průběhu roku, tak i při extrémních srážko-odtokových událostech. Sběr dat bude probíhat na konkrétním pramenu vybaveným měrným přepadem a přístrojovou technikou s kontinuálním záznamem teploty vody a výšky vodní hladiny na přepadu.

1. Literární rešerše
 - a. Oběh vody v přírodě.
 - b. Pramenné vývěry.
 - c. Vztah teploty vody a kolísání vydatnosti pramene.
2. Popis konkrétního povodí a metod.
3. Sběr a zpracování naměřených dat.
4. Vyhodnocení výsledků a závěr.

Rozsah grafických prací: dle potřeby
Rozsah pracovní zprávy: 50 stran
Forma zpracování diplomové práce: tištěná/elektronická

Seznam odborné literatury:

- Brutsaert, W. Hydrology: An introduction. Cambridge University Press, 2005, 605 s.
Číslerová, M. Preferenční proudění ve vadozní zóně a formování odtoku. Hydrologie půdy v malém povodí, Praha, 2003, s. 103-109.
Hynie, O. Hydrogeologie ČSSR, část I. prosté vody, Praha, 1961, 564 s.
Kettner, R. Všeobecná geologie, III. vnější geologické síly, zemský povrch a geologická činnost vody, Praha, 1954, 464 s.
Luxmoore, R.J. Micro-, meso-, and macroporosity of soil. Soil Sci. Soc. Am. J.: 45, 1981, s. 45-671.
Maidment, D.R. (ed.): Handbook of hydrology. McGraw-Hill, New York, 1993, 1424 s.
Články v recenzovaných časopisech (dop. Journal of Hydrology, Hydrological processes, Water Resources Research a další)


Vedoucí diplomové práce: Ing. Pavel Žlábek, Ph.D.
Katedra krajinného managementu

Datum zadání diplomové práce: 15. března 2010
Termín odevzdání diplomové práce: 30. dubna 2012

V. Z. 
prof. Ing. Milošlav Šoch, CSc.
děkan

JIHOČESKÁ UNIVERZITA
V ČESKÝCH BUDĚJOVICÍCH
ZEMĚDĚLSKÁ FAKULTA
studijní oddělení
Studentská 13
370 08 České Budějovice

L.S.


prof. Ing. Tomáš Kvitak, CSc.
vedoucí katedry

V Českých Budějovicích dne 15. března 2010

Prohlášení autora DP:

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

V Plzni dne:

Zdeněk Havel

.....

.....

Poděkování:

Na tomto místě bych v první řadě poděkoval svým rodičům a přítelkyni za podporu a zajištění vhodných podmínek při vytváření této práce.

Velice rád bych poděkoval Ing. Pavlu Žlábkovi, Ph.D. za vedení diplomové práce, za cenné rady a připomínky, kterými významně přispěl k jejímu vypracování, a to jak v průběhu sběru dat, tak i při jejím psaní. Dále bych rád poděkoval za odborné konzultace při vypracování této práce doc. Ing. Tomáši Kvítkovi, CSc. a za kvalifikované posouzení měřené lokality RNDr. Stanislavu Škodovi, Ph.D.

Rovněž bych rád poděkoval paní Kamile Kořánové, která umožnila vstup na pozemek s pramenem. Poděkování si zasluhuje i instituce Výzkumný ústav meliorací a ochrany půdy za zapůjčení měřících přístrojů včetně software, bez kterých by tato práce nemohla vzniknout.

Současně mé díky patří mému kolegovi a spolužákovi Davidu Kuželovi za konzultování problémů s touto prací spojených.

Abstrakt:

Tato práce je zaměřena na vyhodnocení závislosti mezi kolísáním vydatnosti pramene a teploty vody jak v průběhu roku, tak i při extrémních srážko-odtokových událostech na prameni, který je vybavený měrným přepadem s měřicími přístroji s kontinuálním záznamem teploty vody ve vývěru pramene a výšky vodní hladiny na přepadu. Sběr dat probíhal na sestupném puklinovém prameni Točnického potoka, který se nachází v jihozápadní části přírodního parku Plánický hřeben na Klatovsku. Pro vyhodnocení závislosti byly měřeny i další hodnoty stanovištních charakteristik (teplota vzduchu, teplota půdního profilu, vlhkost půdy) a to jak u pramene, tak i v infiltrační oblasti na západním svahu nejvyššího vrcholu Rovná. Formování odtoku na svahu měřeného pramene podléhá pravděpodobně kombinaci mělkého oběhu se složkou odtoku preferenčními cestami při průběhu extrémních srážko-odtokových událostí a oběhu hlubšího, který není prozatím dobře poznán a pochopen.

Klíčová slova: pramen; vydatnost; teplota vody; závislost; formování odtoku

Abstract:

This work focuses on the evaluation of dependence between the spring discharge fluctuations and water temperature, both during the year and extreme rainfall-runoff events, on spring equipped with a V-notch weir with a continuous monitoring of spring water temperature and water level above the weir. Data were gathered on descending fissure spring of Tocnicky stream, located in the southwestern part of the Planicky ridge natural park in Klatovsko region. More data and stand characteristics (air temperature, soil temperature profile, soil moisture) were measured for better evaluation of the dependence, both at the spring location and in the infiltration area on the western slope of local highest peak Rovná. The formation of runoff on the slope above measured spring is likely to be subject to a combination of shallow circulation with a component of preferential flow during extreme rainfall-runoff events and deeper circulation, which is not yet well known and understood.

Key words: spring; discharge; water temperature; dependence; formation of runoff

Obsah:

1. ÚVOD	9
2. LITERÁRNÍ PŘEHLED	10
2.1. OBĚH VODY NA ZEMI	10
2.2. POVRCHOVÁ VODA	12
2.3. PODPOVRCHOVÁ VODA	12
2.3.1. <i>Podpovrchové vody ve vertikálním profilu.....</i>	<i>13</i>
2.4. PODZEMNÍ VODA.....	16
2.4.1. <i>Původ podzemní vody.....</i>	<i>16</i>
2.4.2. <i>Chemické složení a fyzikální vlastnosti</i>	<i>17</i>
2.4.3. <i>Forma výskytu a pohybu podzemní vody v horninách.....</i>	<i>18</i>
2.4.4. <i>Oběh podzemní vody</i>	<i>20</i>
2.4.5. <i>Odvodňování podzemní vody.....</i>	<i>21</i>
2.5. PRAMENNÉ VÝVĚRY.....	21
2.5.1. <i>Klasifikace pramenů.....</i>	<i>22</i>
2.5.2. <i>Druhy pramenů</i>	<i>29</i>
2.5.3. <i>Vydatnost a stálost pramenů</i>	<i>31</i>
2.6. VZTAH TEPLoty VODY A KOLÍSÁNÍ VYDATNOSTI PRAMENE	35
2.6.1. <i>Teplota vody.....</i>	<i>35</i>
2.6.2. <i>Vzájemné vztahy</i>	<i>37</i>
3. MATERIÁL	39
3.1. POPIS ÚZEMÍ.....	39
3.1.1. <i>Geografické poměry</i>	<i>39</i>
3.1.2. <i>Geomorfologické poměry</i>	<i>40</i>
3.1.3. <i>Hydrologické poměry</i>	<i>41</i>
3.1.4. <i>Hydrogeologické poměry</i>	<i>42</i>
3.1.5. <i>Pedologické poměry</i>	<i>43</i>
3.1.6. <i>Radonový index</i>	<i>43</i>
3.1.7. <i>Geologické poměry.....</i>	<i>44</i>
3.1.8. <i>Klimatické poměry.....</i>	<i>44</i>
3.2. POPIS PRAMENE A JEHO BLÍZKÉHO OKOLÍ	46
4. METODY	47
4.1. VYBUDOVÁNÍ MĚŘICÍ STANICE	47
4.1.1. <i>Zabezpečení měření.....</i>	<i>47</i>
4.1.2. <i>Měrný přeliv (měrný přepad)</i>	<i>48</i>
4.2. PRACOVNÍ POSTUP	48

4.3.	MĚŘENÍ VYDATNOSTI PRAMENE	49
4.3.1.	<i>Objemová metoda</i>	49
4.3.2.	<i>Měrná křivka průtoku</i>	50
4.3.3.	<i>Měření vydatnosti samočinným registračním zařízením</i>	51
4.4.	MĚŘENÍ TEPLoty	51
4.4.1.	<i>Měření teploty vzduchu</i>	52
4.4.2.	<i>Měření teploty vody</i>	52
4.5.	MĚŘENÍ TEPLoty PŮDNÍHO PROFILU.....	53
4.6.	MĚŘENÍ VLHKOSTI PŮDNÍHO PROFILU	54
5.	VÝSLEDKY A DISKUZE	55
5.1.	ZPRACOVÁNÍ GRAFICKÉHO VYHODNOCENÍ	55
5.2.	VYHODNOCENÍ CELKOVÉHO OBDOBÍ MĚŘENÍ	55
5.3.	ROZBOR VYBRANÝCH ODTOKOVÝCH UDÁLOSTÍ	58
5.3.1.	<i>Rozbor letní odtokové události 1. typu</i>	58
5.3.2.	<i>Rozbor letní odtokové události 2. typu</i>	60
5.3.3.	<i>Rozbor zimní odtokové události</i>	64
5.4.	ROZBOR VYBRANÝCH ODTOKOVÝCH EPIZOD	68
5.5.	SHRNUTÍ VÝSLEDKŮ	71
6.	ZÁVĚR.....	72
7.	SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY.....	74
7.1.	LITERATURA	74
7.2.	OSTATNÍ ZDROJE.....	77
8.	SEZNAM OBRÁZKŮ, TABULEK, GRAFŮ A PŘÍLOH.....	78
9.	PŘÍLOHY	80
9.1.	GRAFICKÉ PŘÍLOHY	
9.2.	FOTODOKUMENTACE	

1. Úvod

Atmosférická srážka, která dopadá na určité povodí, prochází přeměnou a postupným přesunem až na odtok uzávěrovým profilem. Při zkoumání srážko-odtokového procesu se vychází z poznání, že odtok se vytváří ve zdrojové, infiltrační oblasti. V oblasti pod rozvodnicí bývá na svahu povětšinou malá mocnost půdního pokryvu. Navíc preferenční cesty a následné soustavy puklin vytvářejí předpoklady pro intenzivnější zasakování srážek nebo pro odvedení jejich rychlé složky. Tento velmi složitý proces je ovlivněn řadou činitelů a jejich vzájemnými vztahy. Postupně jsou poznávány vztahy mezi měřitelnými hodnotami teploty srážkové vody, teploty vody ve vývěru pramene, teploty půdního profilu, teploty vzduchu, atmosférického tlaku, srážkového úhrnu, vydatnosti ve vývěru pramene, vlhkosti půdy, směru větru, síly větru, infiltrace půdy, hydraulické vodivosti půdy a výparu při formování odtoku, resp. speciálně při formování odtoku na svahu. Mezi prvními zkoumanými lokalitami bylo např. experimentální povodí Dehtáře, resp. Kopaninského potoka. Byly zkoumány vztahy na systematických drenážích, na záchytných drénech a na pokusném prameni P51.

Cílem této práce je vyhodnocení závislosti mezi kolísáním vydatnosti pramene a teploty vody ve vývěru pramene jak v průběhu roku, tak i při extrémních srážko-odtokových událostech, a to v kontextu zkoumané lokality s infiltrační oblastí na svahu. Práce přinese další experimentální poznatky pro řešení problematiky spojené s poznáváním vztahů, které řeší rychlou složku odváděné vody mělkého oběhu. Sběr dat probíhá na konkrétním pramenu, který je vybaven měrným přepadem a měřicími přístroji s kontinuálním záznamem teploty vody a výšky vodní hladiny na přepadu. Pro zjištění dalších potřebných vztahů jsou měřeny i jiné hodnoty – teploty vzduchu, teploty půdního profilu a vlhkosti půdy. K zajištění komplexních informací o měřené lokalitě je proveden průzkum přírodních a místních poměrů včetně potřebných dat nejbližších klimatologických, resp. srážkoměrných stanic. Ze získaných měření a po jejich zpracování budou vybraná časová období graficky vyhodnocena. V rámci grafického vyhodnocení budou identifikovány reprezentativní odtokové události. Jednotlivé reprezentativní odtokové události budou popsány, analyzovány a budou na nich prezentovány zjištěné závislosti.

2. Literární přehled

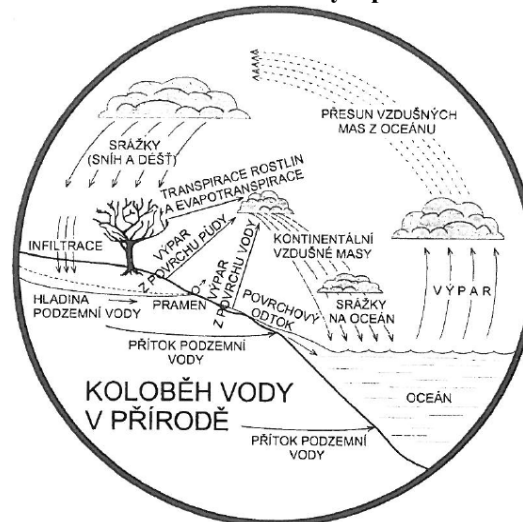
2.1. Oběh vody na Zemi

Voda ve skupenství plynném, kapalném a pevném je na Zemi ve věčném oběhu (koloběhu), který je vyvolán sluneční energií. Sluneční energie umožňuje výpar a pohyb vlhkosti v atmosféře. Gravitace je příčinou pohybu vody v kapalném i pevném skupenství (ŠILAR, 1996). Vzniká uzavřený hydrologický cyklus, který probíhá mezi světovým oceánem a pevninou – velký koloběh vody, nebo probíhá pouze nad oceány, případně nad bezodtokovými oblastmi pevniny – malý koloběh vody (HRÁDEK, KUŘÍK, 2002). Pouze malé množství vody je do oběhu přidáváno z nitra země při sopečné činnosti. Naproti tomu malé množství vody je odnímáno při sedimentaci hornin, jejich zpevňování a překrystalizování v hloubce, kde je vysoký tlak a teplota (PAČES, 1982).

Koloběh vody probíhá takto: z hladiny moří a oceánů se voda nepřetržitě vypařuje. I když většina páry se opět ihned sráží a vrací se do oceánu jako déšť, značnou část par odnese vítr nad pevninu, kde se páry srážejí a spadnou jako déšť, mlha, kroupy nebo sníh. Mimo to se vzdušná vlhkost sráží (kondensuje) jako rosa nebo námraza na rostlinstvu nebo na jiných předmětech (KRAVKA, 2009). Téměř všechna vlhkost ve formě rosy nebo jinovatky se buď přímo vypaří nebo je spotřebována rostlinami a znovu se vypaří jejich póry. Srážky se částečně vypaří ještě dříve, než dopadnou na zemský povrch (ŠILAR, 1983). Další část zachytí listy rostlinstva nebo jiné předměty, část stéká na zem a část se vypařuje (KRAVKA, 2009). Část, která dopadla na zemský povrch, odtéká do řek a zpět do moře nebo se vsakuje do země. Část vsáklé vody je v půdě vázána kapilárními silami při zemském povrchu a vypařuje se, část je spotřebována rostlinstvem a vrací se do vzduchu transpirací, další část přechází do vody podzemní a zvolna se pohybuje k řekám (vytváří skrytý příron podzemní vody nebo vyvěrá na povrchu v pramenech) (ŠILAR, 1996). Podzemní voda je vlastně soustava podzemních toků a jezer, tekoucích v průlínkách a pórech hornin (KRAVKA, 2009). Další nevelká, ale často významná část, proniká do větších hloubek a objevuje se po delší době, často ve značné vzdálenosti, v pramenech a vrtech (ŠILAR, 1983). Tak vidíme, že voda, která se vypařila z rozsáhlé hladiny světového moře a byla větry zanesena

nad pevniny, se opět s pevnin vrací do moře (KETTNER, 1954). Celý koloběh vody závisí na vypařování a pohybu atmosféry. Zdrojem obojího je sluneční záření, jež tedy tvoří podstatu jevů meteorologických i hydrologických (KRAVKA, 2009).

Obr. 1: Koloběh vody v přírodě



Zdroj: (HRÁDEK, KUŘÍK, 2002)

PAČES (1982) konstatuje, že hydrologický oběh se skládá ze čtyř hlavních částí a to atmosférických srážek, povrchového odtoku, infiltrace a vypařování spojené s transpirací, tj. předáváním vody do atmosféry rostlinami. BRUTSAERT (2005) uvádí, že není snadné oddělit přímý výpar z hladiny vody nebo půdních ploch a transpiraci biologické vody z rostlin, proto je někdy tato kombinace procesů nazývaná evapotranspirací.

Infiltrace je proces, kdy voda ze srážek, tání sněhu či zavlažování zasakuje do půdy (RAWLS et al., 1993). SERRANO (1997) uvádí, že infiltrace představuje jeden z nejdůležitějších hydrologických procesů, který ovlivňuje nejen rozdělení mezi povrchovými a podpovrchovými vodami, ale i doplňování zvodní. DAŇHELKA (2007) uvádí, že infiltrace je základní proces ovlivňující tvorbu odtoku.

Srážko-odtokovým procesem rozumíme postupnou transformaci srážky dopadající na povodí až na odtok vody uzávěrovým profilem povodí. Je zřejmé, že se jedná o velmi složitý proces, který je ovlivněn řadou činitelů. Především je to skupina klimatických činitelů. Sem patří vlastní časový a prostorový průběh spadlé příčinné srážky, vlhkost ovzduší, výpar, teplota ovzduší, rychlost a směr větru, atmosférický tlak apod. Druhou skupinu tvoří geografické činitele povodí tj.: plocha,

velikost, střední nadmořská výška, tvar, reliéf, říční síť, hydrogeologické poměry, vegetační pokryv apod. (JANDORA, STARA, STARÝ, 2011).

2.2. Povrchová voda

ŠILAR (1996) uvádí, že povrchovou vodou je voda na povrchu Země (voda oceánů, moří, jezer, močálů, ledovců a vodních toků). V zákoně č. 254/2001 Sb. in ČSN 75 0101 (2003) je povrchovou vodou voda přirozeně se vyskytující na zemském povrchu; tento charakter neztrácí, protéká-li přechodně zakrytými úseky, přirozenými dutinami pod zemským povrchem nebo v nadzemních vedeních. Dle ČSN 75 0130 in ČSN 75 0101 je povrchovou vodou voda na zemském povrchu ve formě různých vodních útvarů.

2.3. Podpovrchová voda

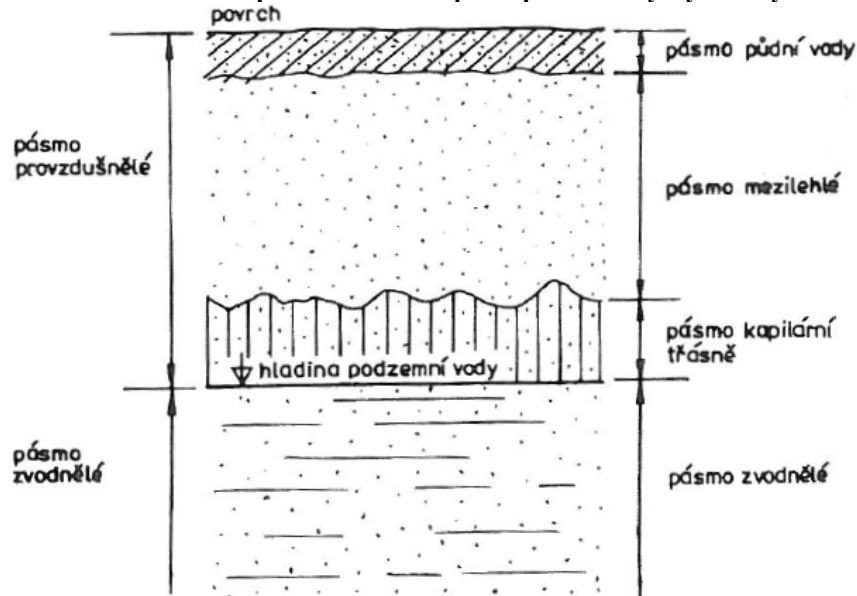
V ČSN 75 0101 (2003) je uvedeno, že podpovrchovou vodou je voda v zemské kůře ve všech skupenstvích. Voda je poutána chemicky, fyzikálně-chemicky nebo mechanicky (SKLENIČKA, 2003). Tyto vody jsou vázány svým výskytem na prostředí, ve kterém se nacházejí nebo pohybují (SOMMER, 1985). Ta její část, která je v půdním profilu většinou v jeho horní části a pohybuje se převážně působením sil adsorpčních a kapilárních, je voda půdní (NĚMĚC, 1965). Dle ČSN 75 0145 je vodou půdní veškerá voda obsažená v půdě bez ohledu na skupenství, která obvykle nevytváří souvislou hladinu. Vznik podpovrchových vod je vysvětlován dvěma teoriemi – infiltrační a kondenzační (KEMEL, 1991). Výskyt podpovrchových vod a jejich pohyb v přírodě je podmíněn prostředím, ve kterém se nacházejí, tj. horninami (DUB, NĚMEC, 1969). Z dosud uvedeného vyplývá, že v našich poměrech se uplatňuje v plném rozsahu teorie infiltrační, která je založena na předpokladu, že podpovrchové vody se tvoří a jejich zásoby doplňují vsakem atmosférické vody do půdy, kondensací atmosférických par v pórech zeminy v zóně aerace nebo infiltrací povrchové vody z řek do podzemí (SOMMER, 1985). Kondenzační teorie spojuje výskyt vody v zemské kůře s kondenzací vodních par vnikajících do půdy z atmosféry, z části kondenzují vodní páry, které vznikly v hlubinách země (KEMEL, 1991).

2.3.1. Podpovrchové vody ve vertikálním profilu

Voda dopadající na povrch půdy částečně infiltruje, vlivem gravitace se pohybuje směrem dolů a akumuluje se nad nepropustným podložím (VALENTOVÁ, 2007). Při svém pohybu prochází voda velmi různě propustnými horninami (JETEL, HRUDA, 1991). Horninové prostředí, jehož propustnost je ve srovnání s bezprostředně sousedícím horninovým prostředím natolik větší, že se gravitační voda jím může pohybovat snadněji za jinak stejných hydraulických podmínek, nazýváme kolektor. Jiným způsobem můžeme také hydrogeologický kolektor definovat tak, že je to propustná hornina obsahující významné množství podzemní vody a umožňující její pohyb (VALENTOVÁ, 2007). Izolátor je horninové prostředí, jehož propustnost je ve srovnání s bezprostředně sousedícím horninovým prostředím natolik menší, že gravitační voda se jím může pohybovat mnohem nesnadněji za jinak stejných hydraulických podmínek (ŠILAR, 1996). Vodní útvar, který podzemní voda tvoří v kolektoru se nazývá zvodeň (VALENTOVÁ, 2007). Část hydrogeologického kolektoru, která je nasycena podzemní vodou (obsahuje zvodeň), nazýváme zvodněným kolektorem nebo stručněji zvodněncem (JETEL, HRUDA, 1991). Kolektory mohou být rozděleny na kolektory s napjatou nebo nenapjatou vodou, v závislosti na existenci volné hladiny (VALENTOVÁ, 2007).

Půda jako porézní prostředí umožňuje proudění vody (KUTÍLEK, KURÁŽ, CÍSLEROVÁ, 1993). Proudění podzemní vody neboli filtrace je pohyb vody v dutinách půdy, tvořící zemskou kůru (HÁLEK, ŠVEC, 1973). Prostor, v němž se voda může pohybovat, je omezený, maximálně odpovídá objemu pórů (KUTÍLEK, KURÁŽ, CÍSLEROVÁ, 1993). Podle toho, zda jsou všechny póry zcela vyplněny vodou, či nikoliv, rozlišujeme zónu nasycenou (zvodnělou) a zónu nenasyčenou (zónu provzdušnění – aerace) (VALENTOVÁ, 2007). Přechody mezi podpovrchovými vodami různých typů nejsou v přírodě nijak vyhraněné. Nejvyhraněnější a prakticky nejvýznamnější je hranice mezi zónou, v níž se ještě kromě půdní vody, gravitační vody a kapilární vody vyskytuje v pórech vzduch, a zónou zcela nasycenou podzemní vodou. Rozhraní mezi těmito zónami označujeme jako hladinu podzemní vody (PAČES, 1982).

Obr. 2: Pásma podle zvodnění a podle prostředí výskytu vody



Zdroj: (ŠILAR, 1983)

Podle prostředí výskytu a sil, kterým voda podléhá, rozlišujeme tato pásma:

- ***pásmo půdní vody (pásmo zavěšené kapilární vody)***

Půdní voda se nachází těsně při zemském povrchu, je vázána kapilárními a adsorpčními silami v půdě a je využívána kořeny rostlin (PAČES, 1982). Vlhkostní rozdělení v této zóně je ovlivněno podmínkami na povrchu půdy a hladinou podzemní vody v případě, že tato hladina je blízko pod povrchem. Pohyb vody je směrem dolů při infiltraci a směrem vzhůru při evaporaci a transpiraci. Dočasně může být toto pásmo v důsledku vysoké infiltrace kompletně nasyceno (VALENTOVÁ, 2007). TOURKOVÁ (2004) uvádí, že v tomto pásmu se vyskytuje voda hygroskopická a může se vyskytovat i voda kapilární a gravitační.

- ***pásmo mezilehlé (přechodné)***

Pod zónou půdní vody se nachází přechodné pásmo, jehož dolní úroveň odpovídá hranici pásma kapilární vody. Tloušťka této zóny je závislá na hloubce hladiny podzemní vody. V případě, že je hladina podzemní vody vysoká, může kapilární výška dosahovat do pásma půdní vody a přechodná zóna neexistuje (VALENTOVÁ, 2007). ŠILAR (1983) uvádí, že se zde vyskytuje voda hygroskopická a kapilární (protože leží mimo dosah vysychání) a po srážkovém období i voda gravitační.

- ***pásmo kapilární třásně (podepřené kapilární vody, zóna kapilární vody)***

Vyskytuje se v něm voda hygroskopická, kapilární a podle okolností gravitační (ŠILAR, 1996). Zóna kapilární vody je zdola omezena hladinou podzemní vody

a její výška je dána výškou kapilárního vztlínání, které závisí na vlastnostech zeminy, především na velikosti pórů. Ve štěrku je výška kapilárního vztlínání prakticky nulová, v jemných (jílovitých) materiálech dosahuje 2 až 3 metrů. V této zóně je velmi výrazný pokles vlhkosti rostoucí výškou nad hladinou podzemní vody. Póry těsně nad hladinou jsou prakticky nasycené (VALENTOVÁ, 2007).

- ***pásma zvodnělé (zvodnění)***

Všechny dutiny jsou vyplněny vodou, která podléhá působení gravitace; kapilární síly se neuplatňují, protože vznikají jen na rozhraní tuhé, kapalné a plynné fáze (ŠILAR, 1983). TOURKOVÁ (2004) uvádí, že hladina podzemní vody tvoří horní hranici tohoto pásma a v její úrovni je hydraulický tlak rovný tlaku atmosférickému.

Podle sil, kterým voda v půdě i v hornině podléhá, rozlišujeme tyto druhy:

- ***adsorpční voda***

Adsorpční voda je buď pevně vázána (hygroskopická) molekulovými silami a povrchem částic zeminy a má původ v pohlcování vodních par z atmosféry (SOMMER, 1985). Není pohyblivá vlivem gravitace; hygroskopická síla je tak velká, že hygroskopická voda nemůže být využívána rostlinami, z půdy nebo horniny může být odstraněna vysokým zahřátím (ŠILAR, 1983). Nebo je volně vázaná (obalová voda) a tvoří obal nad pevně vázanou vodou okolo částic zeminy (SOMMER, 1985). Obalová voda už je vázána menšími molekulárními silami, takže je již volnější ve svém pohybu – nicméně gravitační síla není stále s to uvést ji do pohybu (KEMEL, 1991).

- ***kapilární voda***

Se zvětšováním tloušťky vodních obalů kolem částic pevné fáze adsorpční síly postupně ztrácejí převládající účinek na půdní vodu a její vazbu i pohyblivost určují kapilární síly, které vznikají na rozhraní pevné, kapalné a plynné fáze půdy. Voda, jejíž stav v půdě závisí na kapilárních silách, se nazývá kapilární vodou (DUB, NĚMEC, 1969). Kapilární voda vyplňuje póry v půdách a pukliny v horninách. Nalézáme jí v zóně zavěšené kapilární vody a nad hladinou podzemních vod v zóně podepřené kapilární vody. Kapilární voda této zóny je hydraulicky svázána s hladinou podzemních vod. Proto její hranice se mění v těsné závislosti na pohybu hladiny těchto podzemních vod (KEMEL, 1991).

- **gravitační voda**

Při dalším zvyšování vlhkosti půdy se zvětšuje obsah kapilární vody, až se vliv tíže uplatňuje ve větší míře, než jsou síly kapilární. Voda, u které převládá účinek gravitační síly, se označuje jako gravitační voda. Objevuje se v nekapilárních, částečně i v semikapilárních pórech. Voda, která v nekapilárních pórech odtéká z aerační zóny, se nazývá prosakující gravitační voda (KREŠL, 2001). TOURKOVÁ (2004) uvádí, že gravitační voda je vodou v pravém slova smyslu, neboť je schopna pohybu v horninovém prostředí, ať je již tento pohyb vyvolán hydraulickým gradientem při rozdílné úrovni hladiny podzemní vody, nebo rozdílem teplot podzemní vody, nebo rozdílnou mineralizací vody (hustotou).

Hranice mezi jednotlivými kategoriemi půdní vody nejsou ostré, ale existuje přechodný mezní stav v určitém intervalu vlhkosti, v němž se síly jedné kategorie postupně zmenšují a jsou nahrazovány silami příslušejícími následující kategorii (KREŠL, 2001).

2.4. Podzemní voda

Ta část podpovrchové vody, která vytěsnila veškerý vzduch z pórů a puklin v hornině a vytvořila v ní zcela nasycené pásmo, se nazývá podzemní vodou. Podzemní voda se také pohybuje vlivem gravitace, ale směr jejího pohybu není ke středu Země ale ve směru hydraulického spádu (PAČES, 1982). Prosakováním se voda dostává až na nepropustné podloží (BÉM, BÉMOVÁ, PATOČKA, 1963). Je-li povrch nepropustných hornin sklonitý, nastává proud spodní vody (KETTNER, 1954). Podzemní vody vyplňují vrstvy sypkých, méně často i celistvých hornin (sedimentů) a vytvářejí v nich souvislou, obvykle rozsáhlou hladinu (DUB, NĚMEC, 1969). Tyto vrstvy se nazývají vodonosné vrstvy (SKLENIČKA, 2003). Podzemní vodou není voda, která je fyzikálně nebo chemicky vázána na částice minerálů a hornin, např. krystalová voda (ŠILAR, 1996).

2.4.1. Původ podzemní vody

Podle původu rozdělujeme podzemní vodu na vadózní, juvenilní a fosilní (HRÁDEK, KUŘÍK, 2002).

- ***vadózní (mělká) voda***

Převážná část z celkového množství podzemních vod na Zemi vznikla tím, že vody z povrchu zemského vnikly do horninového nebo půdního prostředí. Menší část se vytvořila kondenzací vodních par atmosférického původu v průlinách a puklinách, kterými jsou prostoupeny horniny i půdy. Tyto podzemní vody se označují jako vadózní (KŘÍŽ, 1983). Její název byl odvozen z toho, že se pohybuje v poměrně mělkých vrstvách zemské kůry (HRÁDEK, KUŘÍK, 2002).

- ***juvenilní (mladá) voda***

Jen malá, hydrologicky obyčejně bezvýznamná část podzemních vod vzniká kondenzací hlubinných par. Tyto vody, pokud se nezúčastnily oběhu vody, jmenují se juvenilní (od lat. Juvenis – mladý) (DUB, NĚMEC, 1969). Již od počátku utváření Země je pod zónou saturace voda uvězněna v prostorech nebo chemicky svázaná s horninou (CHANG, 2003). Juvenilní podzemní voda se může dostat až na zemský povrch, především v oblastech s aktivní vulkanickou činností, zejména jako voda termálních pramenů nebo gejzírů (KŘÍŽ, 1983).

- ***fosilní voda***

Část podzemní vody je izolována od současného hydrologického cyklu v polohách propustných hornin (kolektorů), které jsou uzavřeny v polohách hornin méně propustných nebo nepropustných (izolátorů). Tyto vody nazýváme vodami fosilními (ŠILAR, 1983).

2.4.2. Chemické složení a fyzikální vlastnosti

Na základě chemického složení, obsahu plynů nebo i teploty se podzemní vody dělí na prosté a minerální. Rozhodujícím kritériem pro toto dělení vod je množství a druh rozpuštěných látek, popřípadě plynů v nich obsažených a jejich teplota (KŘÍŽ, 1983).

- ***prostá voda***

Prostá voda je běžná podzemní voda s normálním obsahem rozpuštěných tuhých látek, plynů a mikroorganismů. Je to půdní voda umožňující vegetaci, různé druhy vlhkosti hornin, voda, která vyvěrá v pramenech i plynulých výronech napájí povrchové toky a nádrže, voda nádrží podzemních vod využitelná studnami, důlní voda a vůbec voda, se kterou se běžně setkáváme při nejrůznějších zemních pracích

(HYNIE, 1961). V silách ovlivňujících její pohyb převládá gravitace (NĚMEC, 1965). Prosté podzemní vody vznikají geochemickými reakcemi s horninami, kterými protékají. Jejich složení není podstatně ovlivněno příronem hlubinného CO₂, vysokou teplotou hornin, mísením s mořskými, naftovými a jinými fosilními vodami ani intenzivním podpovrchovým vypařováním (PAČES, 1982).

- ***minerální voda***

Voda minerální je zvláštním druhem vody podzemní a liší se od vody prosté chemickým složením nebo fyzikálními vlastnostmi. Jde především o množství nebo druh rozpuštěných minerálních látek ve vodě, které se v prosté podzemní vodě buď vůbec nevyskytují, a nebo v menším množství; dále o obsah plynů nebo teplotu, popřípadě i radioaktivitu (KŘÍŽ, 1983). Mezi přírodní minerální vody v užším slova smyslu patří vody, které mají léčivé účinky a termální vody, které mohou mít kromě léčivých účinků i energetický význam (MELIORIS, MUCHA, POSPÍŠIL, 1987). Minerální vody vznikají nejčastěji rozpouštěním hornin za přítomnosti hlubinného oxidu uhličitého (PAČES, 1982).

2.4.3. Forma výskytu a pohybu podzemní vody v horninách

Nejvýznamnější vlastností horninového prostředí z hlediska možností hromadění a oběhu podzemních vod je propustnost, tj. schopnost tohoto prostředí propouštět vodu či jinou tekutinu (KŘÍŽ, 1983). V přírodě jsou pozvolné přechody od hornin dokonale propustných až k horninám dokonale nepropustným (STEJSKAL, 1958). Propustnost hornin je závislá na tvaru, velikosti, složení i vazbě horninových částic a na tektonických poměrech horninových komplexů. Zcela nepropustná není žádná hornina (KLINER, KNĚŽEK, OLMER, 1978). Do některých hornin se však dostává voda velmi pozvolna a jen omezeně z nich opět vystupuje. Tyto horniny se označují jako nepropustné (jíly, jílovité hlíny, slínovce aj.). Do propustných hornin (šterky, písky, pískovce atd.) se naproti tomu voda dostává poměrně snadno, pohybuje se v nich a opět je opouští, zejména v místech, která jsou pro takovéto odvodňování příhodná (KŘÍŽ, 1983).

V horninovém prostředí se podzemní vody akumulují a pohybují v dutinách různých tvarů i velikostí. Jsou-li tyto dutiny, označovány jako póry, tvořeny drobnými prostory mezi jednotlivými zrny (částicemi) horniny, nazýváme je

mezizrnovými póry čili průlinami. Dutiny plochého tvaru, které představují plochy nespojitosti v hornině, označujeme jako pukliny (mohou být sevřené nebo v různém stupni rozevřené). Složitější tvary mají krasové dutiny, které vznikají rozpuštěním vápenců či sádrovců působením podzemní vody (JETEL, HRUDA, 1991).

Podle typu dutin lze rozlišit tři hlavní typy propustnosti hornin, a to horniny s propustností průlinovou, puklinovou a krasovou. Podobně lze rozlišit podzemní vodu průlinovou, puklinovou a krasovou (ŠILAR, 1996).

- ***průlinová podzemní voda (pravá podzemní)***

Průlinová podzemní voda vyplňuje malé i větší prostory v usazených horninách a zvětralinách, tj. v horninách nezpevněných čili zeminách (HRÁDEK, KUŘÍK, 2002). Do země pronikla vsakováním (HABĚTÍN, KOČÁREK, TRDLIČKA, 1973). Pohyb je velmi pomalý v důsledku odporu horninových částic a viskozity vody (HRÁDEK, KUŘÍK, 2002). Na nepropustných horninách se zastavuje a hromadí (HABĚTÍN, KOČÁREK, TRDLIČKA, 1973). Průlinové propustné sedimenty vytvářejí plošně rozsáhlejší a jednotně zvodněná souvrství vyznačující se souvislou hladinou (HRÁDEK, KUŘÍK, 2002). Její množství a vlastnosti závisí na srážkách, teplotě, sklonu terénu, jeho nerovnostech, petrografickém složení apod. (HABĚTÍN, KOČÁREK, TRDLIČKA, 1973).

- ***puklinová podzemní voda***

Dalším druhem podzemní vody je voda puklinová, která vniká do země po puklinách a trhlinách pevných hornin a otevřenými skulinami ve skalním podkladu. Pohyb puklinové vody se řídí zákony podobnými pohybu vody v potrubí, je však mnohem složitější, neboť průběh podzemních puklin a trhlin, po kterých se voda pohybuje, bývá nepravidelný, světlost trhlin a skulin se často mění a jejich vzájemné spojení bývá spleť. Otevřenější pukliny bývají vyplněny horninovou drtí (KETTNER, 1954). Rychlost pohybu závisí na velikosti puklin a jejich průchodnosti (HABĚTÍN, KOČÁREK, TRDLIČKA, 1973).

- ***krasová podzemní voda***

Posledním typem je krasová podzemní voda v horninách vyznačujících se krasovou propustností. Tato propustnost vzniká postupným vyluhováním vápencových a dolomitických hornin. V počáteční fázi je v těchto horninách síť puklin, z nichž se během vyluhovacího procesu postupně vytvářejí kavernózní dutiny až rozsáhlé systémy jeskyň i dalších podzemních prostorů. Pro podzemní vodu, která proudí v těchto dutinách platí podobné zákonitosti jako pro pohyb vody v potrubí,

když podzemní prostory jsou zcela zaplněny vodou, nebo v korytech otevřených vodních toků, jsou-li vodou zaplněny pouze z části (KŘÍŽ, 1983).

2.4.4. Oběh podzemní vody

Působením sluneční energie a zemské gravitace jsou veškeré vody v přírodě ve víceméně neustálém cyklickém pohybu (přemísťují se). Určitý úsek tohoto přírodního koloběhu vody mezi atmosférou, hydrosférou a litosférou představuje pak oběh podzemních vod – pohyb vod zemskou kůrou (litosférou) (JETEL, HRUDA, 1991). KŘÍŽ (1983) uvádí, že jedinými vodami, které se nezúčastní toho oběhu jsou juvenilní a stagnující podzemní vody. Geologické prostředí, v němž nastává uzavřený oběh podzemní vody, označujeme jako hydrogeologickou strukturu (KLINER, KNĚŽEK, OLMER, 1978). Hydrologické struktury zahrnují oblast infiltrační, akumulaci a vývěrovou (VALENTOVÁ, 2007). Komplex zákonitostí, které určují oběh a vlastnosti vody v hydrogeologické struktuře, nazýváme jejím režimem (ŠILAR, 1996). K oběhu podzemní vody dochází, jestliže existuje spojitost propustných oběhových cest mezi infiltrační a vývěrovou oblastí. Jestliže mezi těmito oblastmi existuje akumulaci oblast, pak v této oblasti může dojít k zachycení velkého objemu podzemní vody. Akumulaci oblast značně prodlužuje dobu zdržení podzemní vody v hydrogeologické struktuře. Doba zdržení je doba, která uplyne od infiltrace vodní částice v infiltrační oblasti do jejího vývěru ve vývěrové oblasti (VALENTOVÁ, 2007). TODD, MAYS (2005) uvádějí že, doba zdržení vody v systému podzemní vody v přírodních podmínkách, se může pohybovat v rozsahu dní až miliónů let.

Podpovrchový oběh vody začíná infiltrací srážkové, popřípadě i povrchové vody z toků, jezer a vodních nádrží do půdních vrstev. Půdní vodu z části odebírají rostliny a spotřebují ji při fyziologických procesech nebo ji vypaří ze svého povrchu. Další část vody se vypaří z povrchu půdy. Část vody působením gravitace prosakuje vrstvami hornin k hladině podzemní vody a doplňuje její zásoby (HRÁDEK, KUŘÍK, 2002). Malá část podzemní vody může vznikat jako výsledek přírodních chemických reakcí a tak poprvé vstupovat do přírodního koloběhu (JETEL, HRUDA, 1991). V horninovém prostředí se voda pohybuje ve směru sklonu vrstev do míst, kde dochází k jejímu odvodňování (HRÁDEK, KUŘÍK, 2002).

2.4.5. Odvodňování podzemní vody

Část vody srážek se infiltrací dostává pod zemský povrch a odtéká půdou a mělkými pokryvnými útvary bezprostředně pod povrchem jako tzv. hypodermický odtok (ŠILAR, 1996). TOURKOVÁ (2004) uvádí, že další složkou infiltrující vody je zpožděný hypodermický odtok, který se po určité době zdržení (hlavně v pásmu zavěšené kapilární vody) spojuje s poslední částí infiltrující vody. ŠILAR (1996) uvádí, že poslední část infiltrované vody prosakuje horninami a po dosažení hladiny podzemní vody pokračuje ve svém oběhu horninovým prostředím k místu odvodnění. Tato část celkového odtoku se nazývá odtok podzemní vody neboli podzemní odtok.

Podzemní voda vyvěrá z hydrologické struktury na zemský povrch přirozeně nebo vlivem umělého zásahu (ŠILAR, 1983). K výtokům podzemní vody na povrch dochází podle hydrogeologických poměrů zvodnělého horninového prostředí dvojím způsobem (HRÁDEK, KUŘÍK, 2002). Veliká část podzemní vody z hlubších hydrogeologických struktur vyvěrá jako skryté vývěry do koryt vodních toků, obvykle čtvrtohorními sedimenty, např. říčními náplavy nebo sutěmi (ŠILAR, 1983). Kromě skrytého odvodňování podzemní vody existuje další přirozené odvodňování soustředěným vývěrem – pramen (TOURKOVÁ, 2004). Prameny jsou počátečními místy povrchových toků běhuté vody a důležitými vodními zdroji potoků a řek (KETTNER, 1954).

2.5. Pramenné vývěry

Podzemní vody, které se hromadí v propustných horninách nad nepropustnými vrstvami, proudí ve směru od vyšších poloh jejich hladin k nižším a odtékají v některých vhodných místech. V případě, že dochází k přirozenému a soustředěnému výtoku podzemní vody ze zvodnělých hornin na zemský povrch, označuje se tento jev jako pramen (KŘÍŽ, 1983). Zpravidla se vyskytuje tam, kde zvodnělá vrstva protíná terén (KEMEL, KOLÁŘ, 1980). Nejde tedy o pouhé prosakování vody na povrch, které se projevuje zamokřením půdy, ale o soustředěný přirozený vývěr této vody (KŘÍŽ, 1983). Vznik pramenů je podmíněn příznivými geologickými, tektonickými, hydrologickými poměry, nebo i reliéfem území (HRÁDEK, KUŘÍK, 2002). Ke vzniku pramene je většinou třeba členitého terénu

a současně i příznivého uložení vrstev (STEJSKAL, 1958). Nejčastěji se prameny vyskytují na výchozech nepropustných vrstev, které jsou v podloží zvodněných hornin, nebo na tektonických poruchách a zlomech, popřípadě i při úpatí zvodněných svahových sutí. Jde zpravidla o jednotlivé prameny, ale v některých případech i o skupiny pramenů, které tvoří např. tzv. pramenní linie vyskytující se zejména na tektonických zlomech. Někdy se vyskytuje v určitém území několik větších nebo menších pramenů, které jsou vzájemném vztahu (odvodňují stejné souvrství apod.). Takovému území se říká prameniště (KŘÍŽ, 1983). KOVAŘÍK (1998) uvádí, že prameništěm je nesoustředěný, plošně rozptýlený přírodní pramen.

2.5.1. Klasifikace pramenů

Klasifikace pramenů byly vypracovány na základě různých hledisek (KŘÍŽ, 1983). Při velkém počtu pramenů v přírodě, jejichž voda vytéká z podzemí za rozličných podmínek, na rozličných tvarech zemského povrchu a má rozličné fyzikální a chemické vlastnosti, se ukázala potřeba třídit je na druhy. Kritéria pro takové třídění jsou rozdílná. S ohledem na odlišné podklady pro taková třídění lze rozlišovat následující druhy pramenů, jejichž jemné označení vystihuje podmínky jejich vzniku. S nimi bývají ve vztahu i některé fyzikální a chemické vlastnosti vody (SOMMER, 1985).

Z geologického hlediska se rozdělují prameny podle geologických formací, na které jsou prameny vázány (prameny krystalinika, mezozoika, paleogenu atd.) (DUB, NĚMEC, 1969).

Podle chemických vlastností se rozlišují prameny vod prostých a vod minerálních. Minerální vody je možné dělit podle obsahu a druhu převládajících látek, sloučenin a plynů (např. hydrokarbonátové, sírnaté, jodobromové, radioaktivní, kyselky apod.) (SOMMER, 1985).

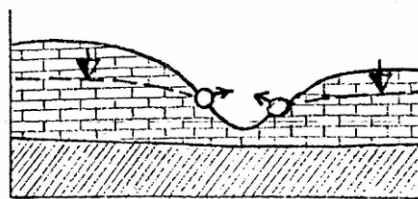
Podle litologie a petrografie hornin, z kterých prameny vyvěrají (žulové, krasové, flyšové atd.) (DUB, NĚMEC, 1969).

Podle teploty vody se rozlišují prameny studené, jejichž průměrná teplota nepřesahuje průměrnou teplotu ovzduší daného místa (akratopegy) a prameny teplé (akratotermy), přesahující tuto teplotu. V rámci teplých pramenů se dále rozlišují prameny vlažné (hypodermální – do 30 °C), teplé či teplice (termální – do 50 °C) a vřídla (termy – přes 50 °C) (SOMMER, 1985).

Dle HYNIE (1961) je nejdůležitější rozřídění pramenů podle příčiny a způsobu jejich výskytu. Z tohoto hlediska dělí prameny na dvě základní skupiny, na sestupující (sestupné) a vystupující (výstupné). Obdobně rozlišuje v USA prameny BRYAN in TODD (1980) na prameny, které nepodléhají gravitační síle a na prameny které podléhají gravitační síle.

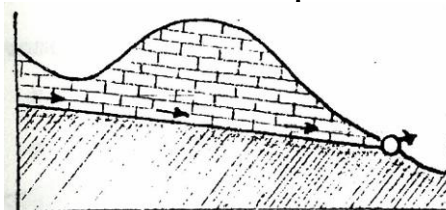
Prameny, které odvodňují volnou zvodněň, dělíme na prameny depresní a kontaktní. Depresní prameny vznikají tam, kde deprese povrchu terénu (snížení povrchu terénu) zmenšuje průtočný řez zvodněného kolektoru natolik, že část vody vytéká ze zvodněného kolektoru v podobě pramenu, aniž se hladina zvodně sníží až k počevnímu izolátoru (i pod pramenem, v jeho podloží zůstává ještě určitá mocnost kolektoru nasycena podzemní vodou). Kontaktní prameny vznikají na kontaktu zvodněného kolektoru s počevním nebo bočním izolátorem; vylévání vody ze zvodněného kolektoru má za následek, že hladina podzemní vody se v místě pramenního vývěru snižuje až k počevnímu izolátoru. (JETEL, HRUDA, 1991).

Obr. 3: Depresní pramen



Zdroj: (JETEL, HRUDA, 1991)

Obr. 4: Kontaktní pramen



Zdroj: (JETEL, HRUDA, 1991)

Podle ekologické klasifikace pramenů rozeznává KUBÍČEK in SLAVÍK, NERUDA (2007) prameny na tři základní typy:

- **Rheokren – výstupní pramen**

Voda vyvěrá na povrch a bez většího zdržení odtéká stružkou do nejbližšího vodního toku. Tyto prameny bývají velmi vydatné. Voda si udržuje po dlouhou trať toku vlastnosti svého zdroje, např. nízkou teplotu a chemické složení (krasové a ledovcové vody)

- ***Limnokren – pánevní pramen (studánka, pramenná tůňka)***

Podzemní voda se nejdříve shromažďuje v přirozené prohlubni nebo v umělé nádržce, z níž přetéká do stružky. Delší doba zdržení a případně větší osvit mohou poněkud zvýšit teplotu vody a umožnit růst vegetace. Jsou častým typem pramene.

- ***Helokren – mokřadní pramen***

Vzniká nad mělkou podzemní i podpovrchovou vodou, která vyvěrá na povrch, kde vytváří mokřad s malým nebo nepatrným množstvím vody a s příslušnou mokřadní vegetací. Objevuje se na svazích, často i ve vyšších polohách blízko rozvodnice. Určující je poloha nejvýše položené nepropustné vrstvy, první zvodně. Pramenná stružka odvodňující pramen se obvykle vytváří až po určité vzdálenosti od mokřadů, prameniště. Tento typ pramene je velmi častý a tvoří většinu povrchových pramenných toků.

Klasifikace pramenů může vycházet: z hydraulických podmínek – podle složky pohybu podzemní vody před jejím vývěrem na povrch se rozlišují prameny na sestupné, vzestupné a přelivné (TOURKOVÁ, 2004). Tato klasifikace se vztahuje jen na poslední fázi oběhu podzemní vody, nebere ohled na oběh vody v hydrogeologické struktuře jakožto celku a vychází pouze ze směru vertikální složky pohybu vyvěrající vody (ŠILAR, 1996). Jednotlivé uvedené tři typy pramenů se mohou vyskytovat v různém geologickém prostředí (ŠILAR, 1983).

- ***prameny sestupné (sestupující)***

Dle HRÁDEK, KUŘÍK (2002) vznikají tyto prameny tak, že podzemní voda proudí v propustných horninách ve směru sklonu jejich vrstev a v určitých místech volně bez přetlaku vytéká. Sestupné prameny se vyskytují nad erosií bází a jsou odvodněním dílčích hydrogeologických struktur, většinou o malém plošném rozsahu, takže mívají nízkou a kolísavou vydatnost (ŠILAR, 1996).

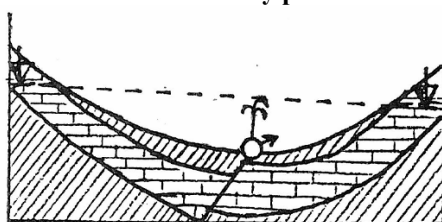
- ***prameny vzestupné (výstupné, vystupující)***

Prameny vystupující neboli výstupné, jak jméno ukazuje, jsou vývěry podzemní vody vystupující zdola nahoru přetlakem. Přetlak může mít zpravidla dvojí příčinu: buď je způsoben hydrostatickým tlakem, nebo nastává přítomností vodních par a plynů v podzemních vodách (KETTNER, 1954). Výstupné prameny vyvěrají zpod úrovně pramene po propustných cestách, např. plochách diskontinuity (dislokacích), nebo místy netěsnosti izolátorů (např. z polohy pískovců s napjatou vodou napříč

rozpukánými slínovci v nadloži) apod. Výstupný charakter pohybu se často pozná podle zvýšené a stálé teploty vody, která je vyšší než střední roční teplota místa (ŠILAR, 1996). Mohou vystupovat i ve vodorovném terénu, ale v určité vzdálenosti musí být terén vyvýšený, kde nastává infiltrace (STEJSKAL, 1958). K vystupujícím pramenům můžeme čítat i vývěry podzemních vod, které vytékají na dně řek nebo na mořském dně blízko pobřeží (KETTNER, 1954).

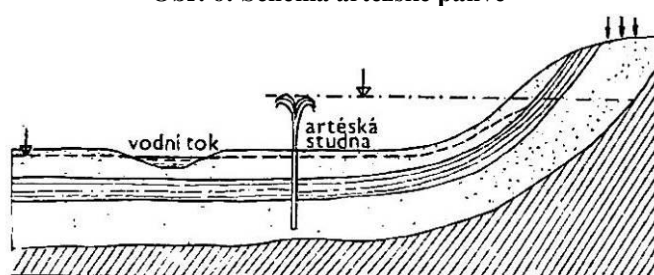
Zvláštním druhem výstupných pramenů jsou *artézské prameny* (studnice) (PETRŽÍLEK, KOČÁREK, 1959). Mají napjatou hladinu, podobně jako vody vzestupných pramenů, pokud jsou ještě v hloubce. Nemají však přirozené spojení s povrchem a musí se získávat uměle provrtáním nepropustného nadloží. Podmínkou ke vzniku artézských vod je střídání vrstev propustných a nepropustných, jakož i příznivé poměry geomorfologické a tektonické (STEJSKAL, 1958). Všechny vrstvy jsou uloženy pánvovitě nebo mísovitě. Průměr takové pánve (mísy) může dosáhnout několik desítek i set kilometrů (PETRŽÍLEK, KOČÁREK, 1959). Ve vyvýšené sběrné oblasti musí vystupovat propustné vrstvy až na povrch, aby srážková voda mohla infiltrovat (STEJSKAL, 1958). Provrtáme-li vrstvy uložení nad artézskou vodou, dosáhneme hladiny vodní, a uvolníme tak tlak. Voda samočinně vystoupí k povrchu nebo tryská do značné výše. Vzniká tak artézská studně (PETRŽÍLEK, KOČÁREK, 1959). Vydatnost artézských studní (vrtů) může být značná, ale není neomezená. Teoreticky odpovídá množství infiltrované vody ve sběrných oblastech (STEJSKAL, 1958).

Obr. 5: Artézský pramen



Zdroj: (JETEL, HRUDA, 1991)

Obr. 6: Schéma artézské pánve

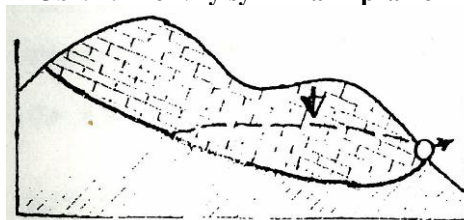


Zdroj: (KŘÍŽ, 1983)

- **prameny přelivné (přetékané, přelivové, přepadavé)**

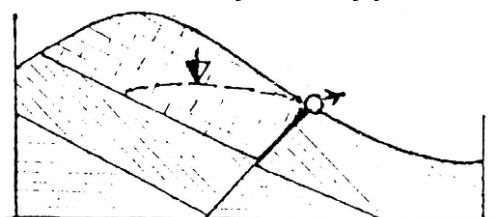
Přelivné nebo též bariérové prameny vznikají v místech, kde podzemní voda s převládající horizontální složkou pohybu je v hydrologickém kolektoru vzdouvána izolátorem k zemskému povrchu (ŠILAR, 1996). Voda vsakuje propustnými vrstvami a hromadí se v pánvi jako v nějakém rybníce nebo v nádrži (PETRŽÍLEK, KOČÁREK, 1959). Tato nádrž se vytváří tam, kde nepropustný podklad propustných hornin má korytovitý nebo pánvovitý tvar nebo kde onen podklad způsobuje jiné překážky, které se staví v cestu proudu spodní vody a nutí ji, aby se nahromadila (KETTNER, 1954). Když hladina vody dosáhne okraje nepropustné vrstvy, přetéká po stranách (PETRŽÍLEK, KOČÁREK, 1959). Klesne-li hladina spodní vody pod okraj pánve (např. v dobách sucha), prameny zanikají; stoupne-li opět hladina spodní vody v dobách dešťů a za tání sněhového, nádrž přetéká a prameny se znova objevují (KETTNER, 1954).

Obr. 7: Přelivný synklinální pramen



Zdroj: (JETEL, HRUDA, 1991)

Obr. 8: Přelivný bariérový pramen



Zdroj: (JETEL, HRUDA, 1991)

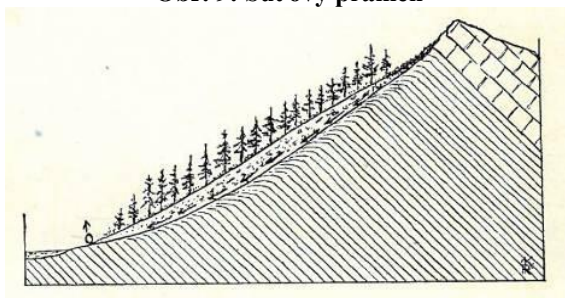
Podle geologické pozice se rozlišují prameny suťové, vrstevní, puklinové, zlomové, krasové (TOURKOVÁ, 2004). Jejich označení vyplývá z geologické pozice a má význam hlavně pro stručné označení charakteru vývěru podzemní vody při dokumentaci a při popisu hydrogeologické struktury. Různé typy pramenů jsou charakteristické svými hydrologickými vlastnostmi (ŠILAR, 1996).

- **prameny suťové**

K vrstevním pramenům můžeme čítat i tzv. prameny suťové, které vyvěrají na úpatí suťových kuželů a pláštíů přikrývajících horské a údolní svahy. Suť je zpravidla

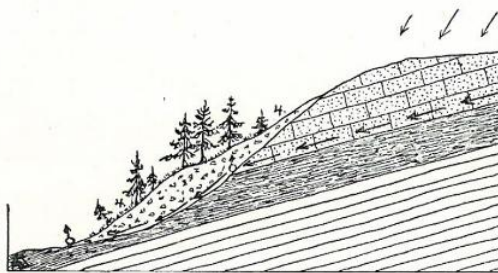
propustná a proto do ní snadno vsakuje srážková voda. Tato voda proniká sutí až na její skladní podklad tvořící horský nebo údolní svah a stéká po něm až k patě suťových nánosů. Suťové prameny nebývají trvalé; v dobách sucha zanikají a po deštích se obnovují. Vychází-li v podkladu suťového pláště nebo kužele styčná plocha propustných a nepropustných, navenek skloněných vrstev a vyvěrá-li na ní normální vrstevní pramen, napájí voda z toho pramene suť a dostává se na zemský povrch až na úpatí suti. Tím je výtok z vrstevního pramene posunut po svahu k dolnímu konci suťových uloženin. Podobné poměry jako u horských a údolních svahových ssutí mohou nastat i v uloženinách písků spočívajících na svazích (např. v říčních terasách) nebo na dolním okraji rašelinišť pokrývajících horské svahy (KETTNER, 1954).

Obr. 9: Suťový pramen



Zdroj: (KETTNER, 1954)

Obr. 10: Posunutí vrstevního pramene



Zdroj: (KETTNER, 1954)

- ***prameny krasové***

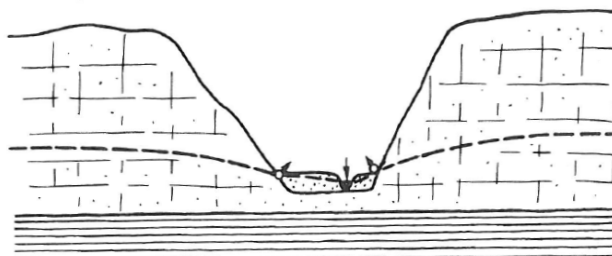
Zvláštním případem jsou prameny krasové vznikají v oblastech tvořených vápenci, v nichž vyluhováním vznikly velké dutiny, kterými voda proudí obdobně jako v otevřeném potrubí (PAČES, 1982). HYNIE (1961) uvádí, že se těmto pramenům také říká vynořené toky nazvané vyvěračky neboli izvory.

Podle morfologie terénu mohou se rozlišovat na prameny údolní, svahové, terasové (TOURKOVÁ, 2004).

- ***prameny údolní, roklinové***

Prameny roklinové a údolní se tvoří v místech, kde jsou rokly nebo údolí zaříznuty v propustných vodorovných vrstvách až pod úroveň normální hladiny spodní vody. Je-li dno rokly nebo údolí ve vrstvách propustných, snižuje se hladina spodní vody až k tomuto dnu a prameny vyvěrají naspodu rokly nebo údolí. Jsou-li však zaříznuty rokly nebo údolí tak hluboko, že v nich byli obnaženy již i nepropustné vrstvy v podloží zvodnělých vrstev propustných, snižuje se hladina spodní vody k výchozu styčné plochy mezi vrstvami propustnými a nepropustnými a na tomto styku se tvoří prameny. Roklinové a údolní prameny jsou u nás hojné v českém křídové útvaru (KETTNER, 1954).

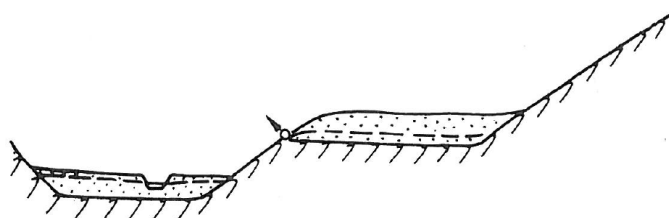
Obr. 11: Údolní prameny v propustných pískovcích



Zdroj: (ŠILAR, 1983)

- ***prameny terasové***

Obr. 12: Terasový pramen na bázi štěrkové terasy



Zdroj: (ŠILAR, 1996)

- ***prameny svahové***

Obr. 13: Vrcholový pramen v pásmu mechanického větrání a rozpuštění krystalických břidlic ve vrcholové části pohorí bohaté na srážky



Zdroj: (ŠILAR, 1983)

Tyto klasifikace je možné vzájemně kombinovat. např. sestupný vrstevní pramen, vzestupný puklinový apod. Správné označení pramene přispívá k poznání

hydrologické struktury (TOURKOVÁ, 2004). Podle okolností se používají i jiné názvy pramenů. Např. prameny, které zanikají po delších obdobích sucha, tj. v neúrodných letech, se někdy nazývají hladovými apod. (ŠILAR, 1996).

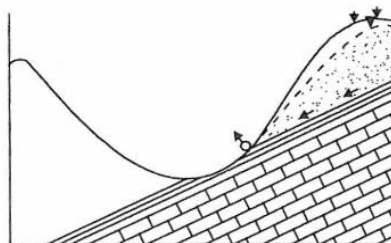
2.5.2. Druhy pramenů

Kombinací předešlých klasifikací rozeznáváme tyto druhy pramenů:

- *prameny sestupné vrstevní (vrstevné)*

Setkáváme se s nimi ve svazích, popřípadě i na úpatí svahů. Jejich poloha je určena výškou nepropustného podkladu (STEJSKAL, 1958). Voda proniká vrstvami propustnými, které jsou skloněny. Posléze narazí na vrstvu nepropustnou. Stéká po ní a vyvěrá jako pramen vrstevní. Pod pískovcovými skalami bývají nepropustné vrstvy jílové, břidličnaté a lupkovité. Tyto vrstvy sbírají dobrou pitnou vodu. Za suchého léta se tak ona místa prozradí tím, že se na nich objevuje nápadně zelený trávník (PETRŽÍLEK, KOČÁREK, 1959).

Obr. 14: Sestupný vrstevný pramen

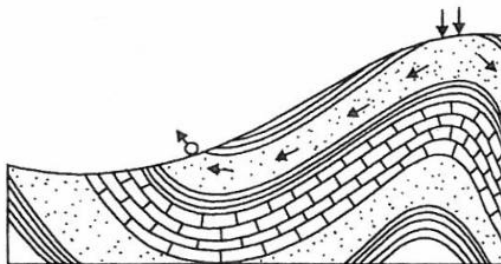


Zdroj: (HRÁDEK, KUŘÍK, 2002)

- *prameny vzestupné vrstevní (vrstevné)*

Voda vystupuje propustnou vrstvou mezi dvěma pánvovitě uloženými nepropustnými sedimenty (HABĚTÍN, KOČÁREK, TRDLIČKA, 1973).

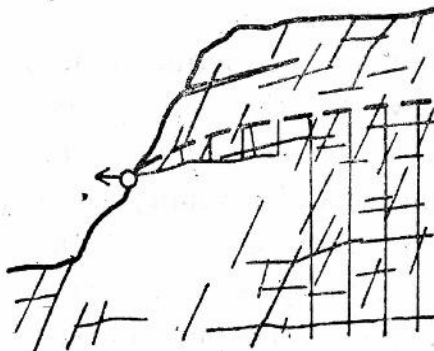
Obr. 15: Výstupný vrstevný pramen



Zdroj: (HRÁDEK, KUŘÍK, 2002)

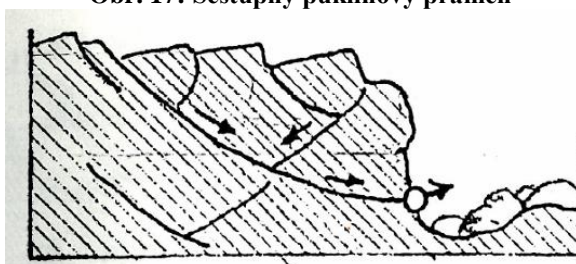
- *prameny sestupné puklinové*

Obr. 16: Sestupný puklinový pramen



Zdroj: (PAČES, 1982)

Obr. 17: Sestupný puklinový pramen

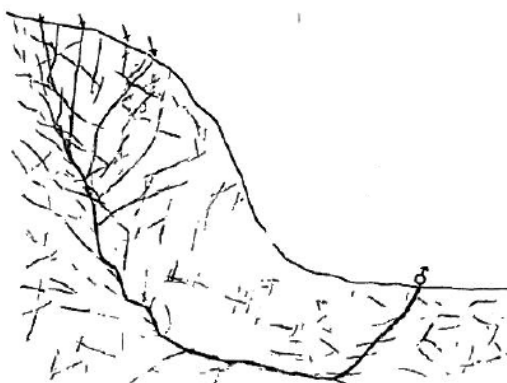


Zdroj: (JETEL, HRUDA, 1991)

- *prameny vzestupné puklinové*

Voda infiltrující ve vyvýšené oblasti nejprve sestupuje četnými puklinami nebo propustnými vrstvami do hloubky, kde vysoké vodní sloupce působí značným tlakem. Je-li pak z hloubky ke sníženému povrchu terénu dobře vyvinuta průtočná puklina, voda se po ní vytlačuje a na povrchu se vytvoří vzestupný pramen puklinový (STEJSKAL, 1958).

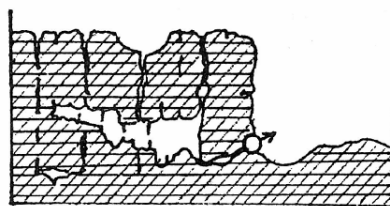
Obr. 18: Puklinový vzestupný pramen



Zdroj: (STEJSKAL, 1958)

- *prameny vzestupné krasové*

Obr. 19: Vzestupný krasový pramen

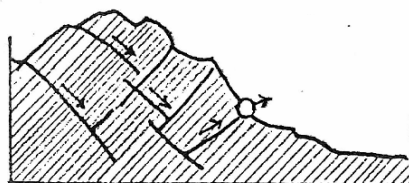


Zdroj: (JETEL, HRUDA, 1991)

- *prameny vzestupné zlomové*

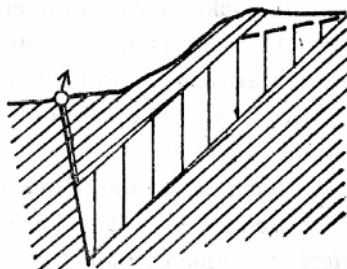
Voda stoupá ze zvodnělých vrstev po dislokaci (HABĚTÍN, KOČÁREK, TRDLIČKA, 1973).

Obr. 20: Výstupný zlomový pramen



Zdroj: (JETEL, HRUDA, 1991)

Obr. 21: Vzestupný zlomový pramen



Zdroj: (PAČES, 1982)

2.5.3. Vydatnost a stálost pramenů

Závažnou charakteristikou pramenů je jejich vydatnost a stálost (KEMEL, KOLÁŘ, 1980). Vydatnost pramenů je v podstatě závislá na srážkách spadlých v infiltračním území, na možnostech infiltrace a akumulace sedimentárního pokryvu a skalního podloží a na jejich propustnosti (KLINER, KNĚŽEK, OLMER, 1978). Vydatnost pramene je určena množstvím vody vytékající z pramene za jednu vteřinu a vyjádřeném v litrech (KETTNER, 1954). Obecně můžeme říci, že vydatnější a stálější jsou prameny s hlubším oběhem podzemní vody, tj. prameny výstupné, popř. přelivné. Naopak prameny sestupné, zejména při menším rozsahu odvodňované části zvodnělé vrstvy, bývají nestálé (KŘÍŽ, 1988). Prameny

s kolísající vydatností nebo dokonce s přerušovanou aktivitou bývají blíže oblasti napájení, prameny stále naznačují hlavní místa odvodnění struktury (PAČES, 1982). Vydatnost pramene závisí na poměru rychlosti toku podzemní vody a velikosti přirozené akumulace příslušející té části zvodněné vrstvy, která je ohraničena rozvodnicí podzemní vody příslušející pramennímu vývěru. U sestupných pramenů je rychlost odvodňování určována především sklonem nepropustné vrstvy. Převyšuje-li tato rychlost intenzitu přirozeného doplňování podzemní vody, vydatnosti pramene klesá, při delším období bez doplňování může pramen zaniknout. Oproti tomu prameny vzestupné mívají rozsáhlejší zázemí, proto jsou stálější a k úplnému zániku u nich dochází ve zcela mimořádných případech (KŘÍŽ, 1988).

ŠILAR (1996) uvádí, že podle vydatnosti lze rozdělit prameny do tříd podle tabulky Z. Pazdra (Tab. 1), která je modifikací klasifikace podle E. Meinzera, upravená pro metrickou soustavu.

Tab. 1: Klasifikace pramenů podle vydatnosti

Třída pramene	Vydatnost pramene ($l \cdot s^{-1}$)
I	nad 10 000
II	1000 - 10 000
III	100 - 1 000
IV	10 - 100
V	1 - 10
VI	0,1 - 1
VII	0,01 - 0,1
VIII	méně než 0,01

Zdroj: (PAZDRO in ŠILAR, 1996)

Stálost posuzujeme podle poměru nejmenší a největší vydatnosti zaznamenané za období pozorování (KEMEL, 1991). Podle tohoto poměru lze rozlišit různé kategorie pramenů (PAZDRO in ŠILAR, 1983). Z tohoto hlediska se prameny nejčastěji klasifikují podle pětičlenné stupnice (Tab. 2) vypracované A. M. Ovčínikovem, který se používá i u nás (KŘÍŽ, 1976).

Tab. 2: Klasifikace podle rozsahu změn vydatnosti

Stupeň	Poměr vydatnosti nejmenší k největší	Charakter pramene
I	1 : 1	velmi stálý
II	od 1 : 1 do 1 : 2	stálý
III	od 1 : 2 do 1 : 10	nestálý
IV	od 1 : 10 do 1 : 30	velmi nestálý
V	od 1 : 30 do 1 : 100	celkově nestálý

Zdroj: (OVČINIKOV in KŘÍŽ, 1976)

KŘÍŽ (1983) uvádí, že tato klasifikace pramenů má však některé nedostatky, neboť do prvního stupně jsou zařazeny takové prameny, jejichž maximální i minimální vydatnost je prakticky totožná. Jde o takový případ, který se nemůže v přírodě vůbec vyskytovat. Tento nedostatek je již odstraněn v novější klasifikaci od O. Duba a J. Němce (Tab. 3). Jde o hodnocení stupně spolehlivosti pramenů na základě podílu nejnižší a nejvyšší vydatnosti pro potřeby praxe.

Tab. 3: Stupnice pro hodnocení spolehlivosti pramenů

Stupeň spolehlivosti pramene	Q_{\max}/Q_{\min}
výborný	1,0—3,0
velmi dobrý	3,1—5,0
dobry	5,1—10,0
skromný	10,1—20,0
špatný	20,1—100,0
velmi špatný	nad 100

Zdroj: (DUB, NĚMEC, 1969)

ŠILAR (1983) uvádí, že kolísání lze vyjádřit také variabilitou (mírou proměnlivosti vydatnosti pramene) podle O.E. Meinzera (Obr. 22).

Obr. 22: Variabilita

$$V_a = \frac{Q_{\max} - Q_{\min}}{Q_{md}} \cdot 100 (\%)$$

Zdroj: (MEINZER in ŠILAR, 1983)

kde V_a je variabilita v procentech, Q_{\max} a Q_{\min} jsou maximální a minimální vydatnost a Q_{md} je medián vydatnosti.

KŘÍŽ (1983) uvádí, že dle této klasifikace se rozlišují u pramenů, které nevysychají:

- prameny stálé do 25%
- prameny subvariabilní od 25 do 100%
- prameny variabilní nad 100%

Některé nedostatky hodnocení rozkolísanosti hladin podzemních vod i vydatností pramenů vedly R. Netopila k tomu, že navrhl, aby se místo extrémních stavů hladin nebo vydatností používaly hodnoty překročené krajními 10%. Podle ŠILAR (1983) navrhl R. Netopil vyjádření kolísavosti podle stupně variability ze vztahu:

Obr. 23: Stupeň variability

$$r = \frac{Q_{10\%} - Q_{90\%}}{Q} \cdot 100 \quad (\%)$$

Zdroj: (NETOPIL in ŠILAR, 1983)

kde r je stupeň variability, $Q_{10\%}$ a $Q_{90\%}$ jsou vydatnosti překročené během 10% a 90% pozorovacího období a Q je průměr v pozorovacím období. Tento způsob poněkud omezuje chybu, která je důsledkem použití hodnot Q_{\max} a Q_{\min} v předchozích postupech.

Podle setrvalosti vývěru lze rozlišit:

- ***prameny stálé (permanentní)***

ŠILAR (1983) uvádí, že tyto prameny vyvěrají trvale.

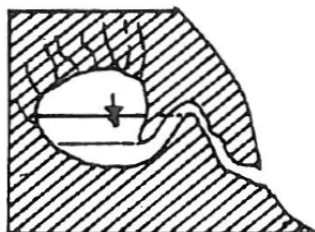
- ***prameny občasné (intermitentní)***

Občasné prameny vyvěrají po určitou dobu v roce a při absenci srážek vysychají (TOURKOVÁ, 2004)

- ***prameny periodické***

Ve vápencových krajinách jsou též prameny občasné čili periodické. Takové vody tečou jen určitou dobu. Po delší přestávce se děj opakuje. Tento jev si vysvětlujeme takto: Voda vymílá jeskyni nebo dutinu, která se plní vodou. Z této dutiny vede klikatá chodba, jež se kolénkovitě ohýbá. Odvádí vodu na povrch, kde se jeví jako pramen. Dosáhne-li hladina vody v dutině (jeskyni) nejvyššího místa chodby, vytéká ven. Je to v podstatě výtok vody ohnutou násoskou (PETRŽÍLEK, KOČÁREK, 1959).

Obr. 24: Periodický pramen



Zdroj: (KEMEL, 1991)

KŘÍŽ (1976) uvádí, že nejvyšší stavy hladin podzemních vod a vydatnosti pramenů se na území ČSR nejčastěji vyskytují v jarních měsících, tj. v době tání

sněhové pokrývky, kdy se zpravidla doplňují zásoby podzemní vody. Méně častý je výskyt těchto maxim při letních intenzivních deštích a jen ve výjimečných případech byly zaznamenány během podzimního nebo zimního období. Nejnižší stavy hladin podzemních vod i vydatnosti pramenů bývají nejčastěji zjištěny během podzimního a zimního období. V některých rocích s dlouhotrvající zimou byla roční, výjimečně i absolutní minima zaznamenána v jarních měsících. V některých oblastech s nejnižšími stavy hladin podzemních vod a zejména vydatností pramenů se vyskytují během druhé poloviny letního období.

2.6. Vztah teploty vody a kolísání vydatnosti pramene

2.6.1. Teplota vody

ZATKO in KŘÍŽ (1983) uvádí, že při oběhu v půdním a horninovém prostředí získává podzemní voda i určité fyzikální vlastnosti. K nejvýznamnějším náleží teplota, která je důležitá z hlediska poznání režimu podzemní vody a poznatky o teplotě mohou významně přispět k objasnění otázek týkajících se jejího původu i zdrojů, z nichž se zásoby doplňují. Teplotu podzemní vody především určuje teplota prostředí, v němž se hromadí a pohybuje (KŘÍŽ, 1983). THURNER (1967) uvádí, že dalším významným faktorem, kterým je ovlivňována teplota vody je rychlost proudění. Pokud se voda v podzemních cestách pohybuje velmi pomalu, je dostatek času, aby nabrala teplotu z obklopující hornin. Kolísavost teploty by měla obecně být malá. Teplotní změny jsou v blízkosti povrchu největší, což může být vliv nejen zmenšení izolační vrstvy, ale také vliv infiltrace (DUB, NĚMEC, 1969). Teplota zemského povrchu ovlivňuje teplotu podzemní vody do určité hloubky. Denní změny teploty na povrchu se projevují do hloubky 0,5 až 1m (KŘÍŽ, 1983). S hloubkou se změny zpravidla zmenšují (DUB, NĚMEC, 1969). Teplota mělkých podzemních vod se během roku mění, kdežto u hlubších vod (od 20 – 30 m) je již poměrně stálá a odpovídá přibližně průměrné roční teplotě na povrchu (KŘÍŽ, 1983). DUB, NĚMEC (1969) uvádějí, že s hloubkou stoupá teplota podzemních vod (artézské vody u nás mají teplotu 12 až 14 °C). Směrem do větších hloubek se zvyšuje v závislosti na geotermickém stupni, který znamená vzestup 1 °C na každých 30 – 35m (KŘÍŽ, 1983). Měřením teploty vody je možno získat kromě prosté informace o okamžité teplotě vody i řadu informací odvozených. Tak např.

je možno měřením teplot zjišťovat přítoky podzemních vod do povrchových toků v obdobích, kdy voda povrchová má podstatně rozdílnou teplotu od vody podzemní (PELIKÁN, 1988). YOKOYAMA (1993) dokládá na základě své studie, že teplota podzemní vody je považována za jeden z nejsnadněji měřitelných, přírodních ukazatelů podzemní vody, který se zaměřuje na proudění podzemní vody a poskytuje informace pro budoucí výzkumy využívající digitální model transportu tepla. LEHR, KELLEY (2005) uvádějí, že teplota vody je většinou vhodným indikátorem (ukazatelem) tam, kde se objeví neočekávaný rozdíl ve fyzikálních vlastnostech kolektoru (např. změna hydraulické vodivosti, vlastnosti zlomů) nebo tam, kde teplota výrazně roste. YOKOYAMA (1993) uvádí, že několik výzkumníků nyní využívá teplotu jako ukazatel – např. Andrew a Anderson studovali termální střídání podzemní vody užívající model transportu tepla, Kayane a kol., Sakura a Taninguchi zkoumají termální náležitosti systémů podzemních vod analyzujících podzemní teplotu. MILANOVIĆ in GENTHON et al. (2005) uvádí, že teplota vody může být považována za nekonzervativní ukazatel v krasovém systému. ALDWELL, BURDON (1986) dokládají na základě studie irských pramenů, že hlavním zdrojem tepla pro většinu podzemních vod je sluneční záření, které určuje teplotu infiltrace a tak upravuje teplotu podzemní vody. A obdobně i geotermální energie může být také určující součástí teploty podzemní vody. Uvádí, že teplota infiltrované vody je stejná jako teplota vzduchu. Jeho studie teploty ukázala, že infiltrace povrchových vod mohou být identifikovány dobou a množstvím variací teploty podzemní vody a to zejména v létě a zimním období, kdy běžné podzemní a povrchové vody vykazují největší rozdíl v teplotě. LACAS in GENTHON et al. (2005) rozlišil měřením teploty rozdíl infiltrace přímého deště od hluboce teplotně stabilní podzemní vody.

Také teplota vody v pramenech je významnou vlastností. Odvádí-li pramen vodu, jejíž teplota během roku kolísá, znamená to, že odvodňuje nádrž s hladinou nehluboko pod terénem (PAČES, 1982). DUB, NĚMEC (1969) uvádějí, že prameny svou teplotou částečně svědčí o původu: z hloubek 20 až 30 m mají teplotu 7 až 11°C, z vyšších poloh pouze 6 °C. Nejstálější teplota pramenů je vždy v místě jejich přímého vývěru z horniny. Velmi často, zvláště u pramenů s malou vydatností, se teplota vody již na krátké vzdálenosti mění a rozdíly také mohou dosáhnout až několika stupňů (PELIKÁN, 1988). Stálá roční teplota vývěru charakterizuje prameny, které odvodňují podzemní vody pod hranicí indiferentní tepelné zóny

(KLINER, KNĚŽEK, OLMER, 1978). Známe-li v oblasti geotermický gradient, tj. průběh teploty hornin s hloubkou, pak můžeme odvodit z teploty vody v prameni i přibližnou hloubku nádrže podzemní vody (PAČES, 1982). ALDWELL, BURDON (1986) uvádějí, že teplota je dobrým ukazatelem obecného režimu pramene. Teplota pramenů je důležitou indikací původu jejich vody (HYNIE, 1961).

2.6.2. Vzájemné vztahy

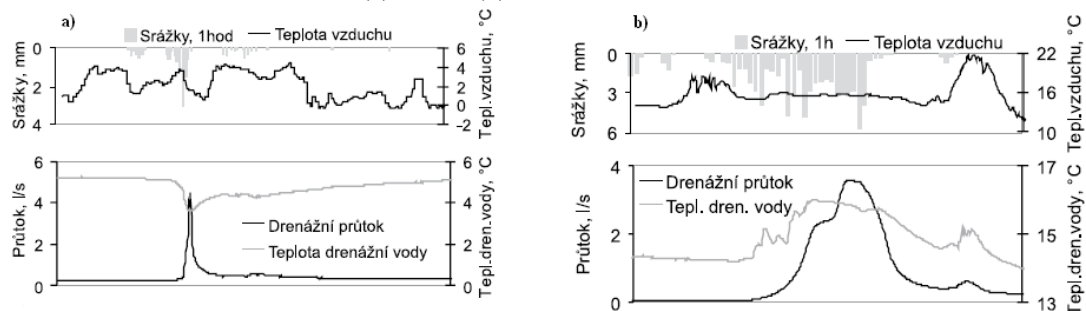
ALDWELL, BURDON (1986) uvádějí, že teplota půdy je faktorem ovlivňující teplotu podzemní vody. VOGEL, DOHNAL, VOTRUBOVÁ (2011) dokládají výzkumem zaměřeným na zlepšování kvantitativního porozumění procesu kontroly pohybu vody a tepla pod zemským povrchem pod přirozenou vegetací, že teplota půdy byla významně ovlivněna tepelnou setrvačností podloží, což vede k efektu ochlazování během léta a efektu oteplování během podzimu. Speciální pozornost je přikládána přesunu tepla z půdy během období dešťů a roli preferenčního proudění ve způsobu přenášení tepla půdy. Jejich modelová studie také demonstruje relativní důležitost transportu tepla v epizodách během hlavních období dešťů a přiřazuje efekt přenosu tepla preferenčnímu proudění.

KEMEL (1991) uvádí, že kolísání vydatnosti pramene bývá též způsobeno kolísáním atmosférického tlaku – při jeho poklesu vydatnosti pramene stoupá, tudíž ve snaze poznat režim pramene musíme dlouhodobě pozorovat jeho vydatnost, ale také i ovlivňující činitele, které mohou vysvětlit mnohé charakteristické rysy režimu – jsou jimi např. teplota vzduchu, vody, srážkové úhrny, tlak vzduchu, pokud je třeba i chemické složení. Každý pramen je v určitém vztahu k svému sběrnému území (DUB, NĚMEC, 1969). NESTĚROV in OTOCKIJ (1924) na základě svých pozorování zobrazil v diagramech závislost vydatnosti pramene jak od atmosférického tlaku tak i od teploty. OTOCKIJ (1924) uvádí, že k činitelům vyvolávajícím kolísání stavů studničních vod a vydatností pramenů, patří i tlak vzduchu. Při každém stoupnutí tlakoměru se vodní stav studničních vod snižuje, vydatnost pramenů slábne, při klesnutí tlakoměru se děje obráceně. Vliv tlaku vzduchu působí většinou současně s vlivem jiných činitelů (teploty, srážek a jiných).

KLINER, KNĚŽEK, OLMER (1978) uvádějí, že během roku kolísá vydatnost pramenů i teplota vody pramene. Při hodnocení vydatnosti se sledují tepelné poměry, závislost vydatnosti na atmosférických srážkách a akumulací

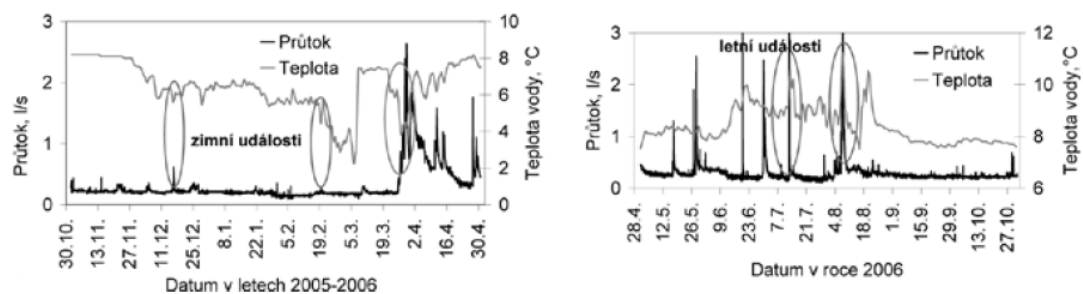
schopnosti horninového prostředí ve vztahu k příslušným pramenům (DUB, NĚMEC, 1969). HYNIE (1961) uvádí, že teplota, vydatnost pramenů a její kolísání, jsou podmíněny řadou hydrogeologických a morfologických podmínek. KULLMAN (1990) referuje o krasovém prameni, že má velké rozkyvy vydatnosti a teploty vody ve zlomovém pásmu. ŽÁK et al. (2001) monitorovali v Českém krasu vývěry krasových pramenů s ohledem na teplotu a vydatnost. GENTHON et al. (2005) rovněž sledovali reakce teploty vody a průtoku v krasovém prostředí a zjistili cestu kudy se voda ze srážek rychle dostává do odtoku. Podrobné sledování teplot pramenů v závislosti na teplotě vzduchu a atmosférických srážek umožňuje posoudit hloubku podzemního oběhu vyvěrající vody (PELIKÁN, 1988). ZAJÍČEK et al. (2011) dokládají na základě měření na experimentálním povodí, že náhlá změna průtoku je doprovázena změnou teploty vody a tyto změny jsou odlišné v letním a zimním období. V chladné části roku je vzestupná větev průtokové události doprovázena poklesem teploty vody, a naopak na poklesové větvi průtokové události teplota vody stoupá. V teplé části roku teplota vody kopíruje chod průtoků, při vzestupné fázi průtokové události roste, na poklesové větvi klesá. Tyto vztahy se projevují jak na plošné systematické drenáži, tak i na záchytných drénech a pramenných vývěrech, a to nejen na jedné odvodněné lokalitě (KVÍTEK, ZAJÍČEK, KAPLICKÁ, 2008).

Obr. 25: Zimní (a) a letní (b) srážko-odtoková událost na drenáži



Zdroj: (ZAJÍČEK et al., 2009)

Obr. 26: Průběh průtoku a teploty vody s výskytem srážko-odtokových událostí na prameni P51



Zdroj: (ZAJÍČEK et al., 2009)

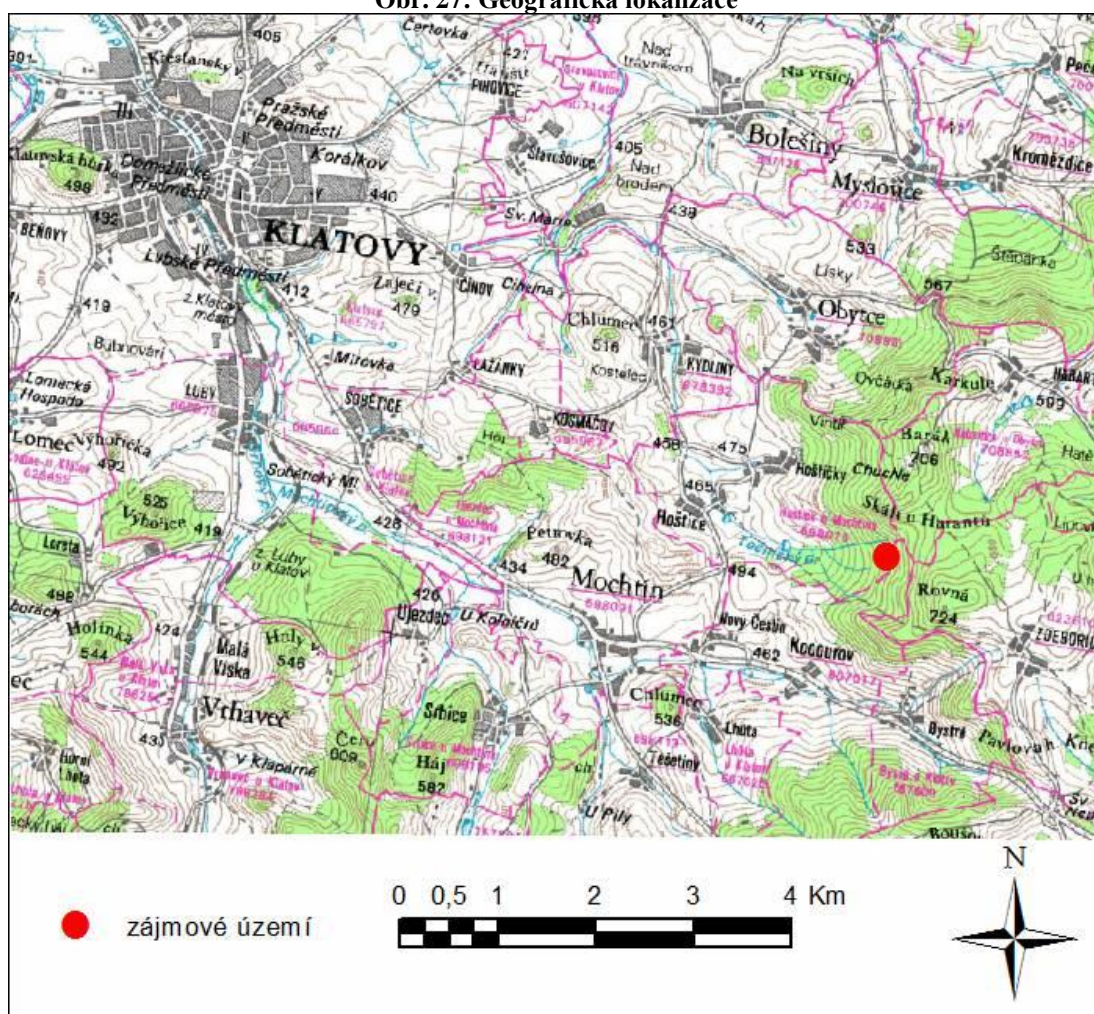
3. Materiál

3.1. Popis území

3.1.1. Geografické poměry

Z regionálního hlediska se zájmové území nachází v plzeňském kraji v bývalém okrese Klatovy na západním svahu vrcholu Rovná východně pod obcí Zdebořice. Zkoumaná oblast se rozkládá na převážně zalesněných pozemcích styku 4 katastrálních území a to k.ú. Hoštice u Mochtína (698075), k.ú. Habartice u Obytců (708852), k.ú. Kocourov (667617) a k.ú. Zdebořice (623610). Lokalizace je zobrazená na obrázku (Obr. 27) (výřez z mapy v měřítku 1:50 000).

Obr. 27: Geografická lokalizace

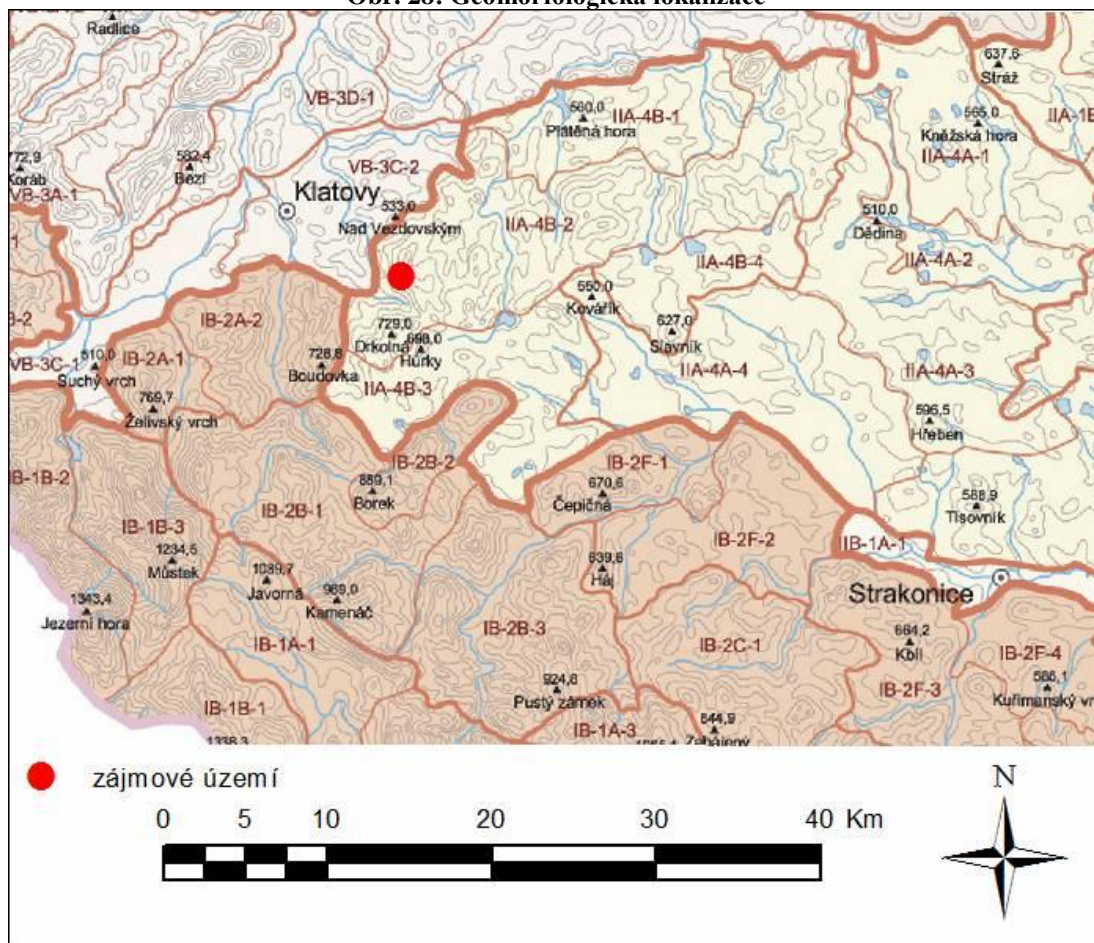


Zdroj: (HEIS VUV [online] 2012) upraveno pro potřeby práce

3.1.2. Geomorfologické poměry

Z hlediska regionálního členění ČR se zájmová oblast nachází se v Česko-moravské soustavě někdy označované římskou číslicí II. a ve Středočeské pahorkatině označované písmenem A (Obr. 28). Další geomorfologické členění je zobrazeno v tabulce (Tab.4).

Obr. 28: Geomorfologická lokalizace



Zdroj: (DEMEK, MACKOVČIN, 2006) upraveno pro potřeby práce

Tab. 4: Geomorfologické členění

Geomorfologické členění	
Systém	Hercynský
Provincie	Česká vysočina
Subprovincie	Česko – Moravská soustava
Oblast	Středočeská pahorkatina
Celek	Blatenská pahorkatina
Podcelek	Nepomucká vrchovina
Okrsek	Plánická vrchovina

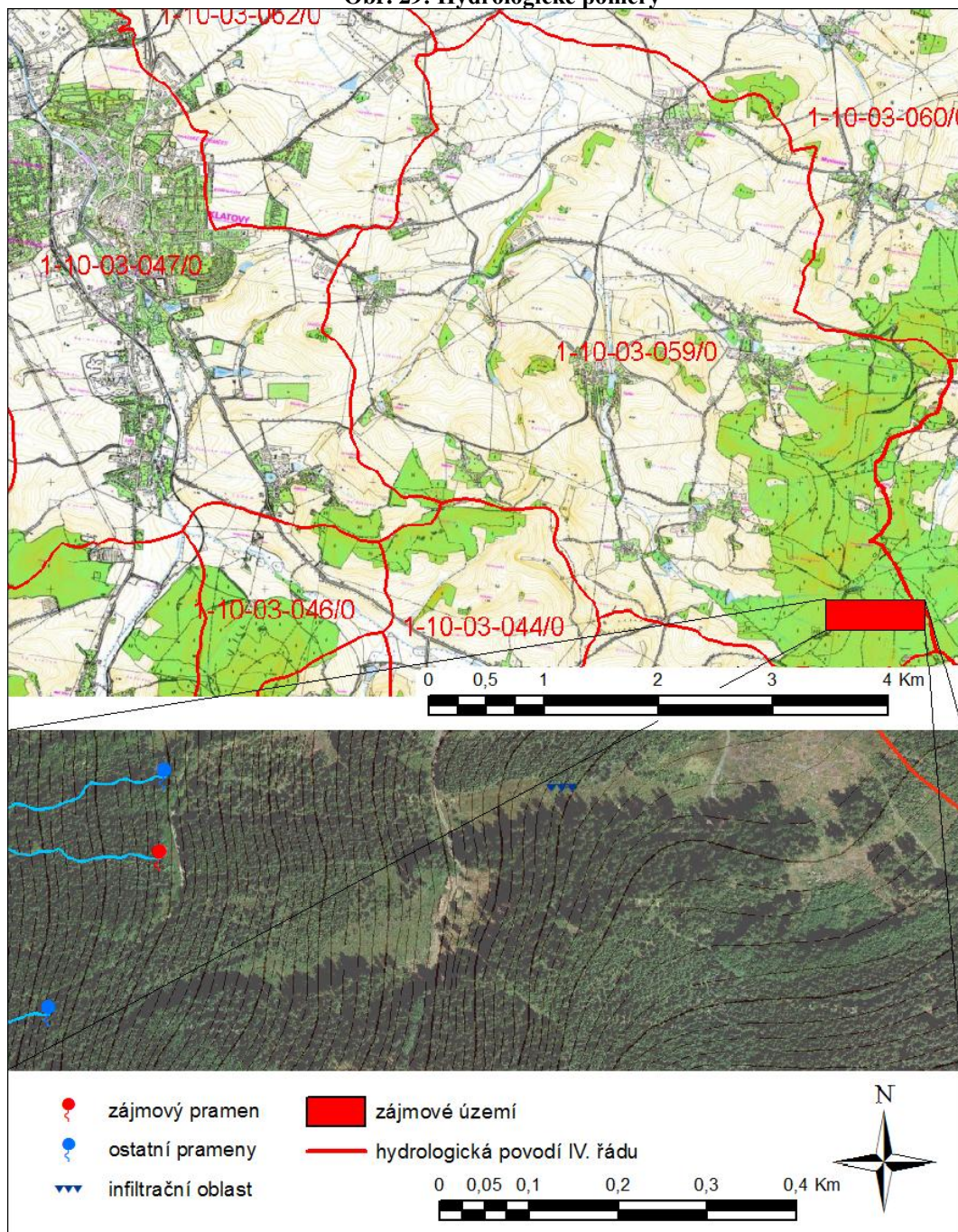
Zdroj: (GEOPORTÁL INSPIRE [online] 2011)

Z užšího hlediska se zájmová lokalita nachází u západního okraje okrsku Plánická vrchovina. Dle CZUDEK (1972) je geomorfologickým okrskem základní stavební jednotka geomorfologického celku nebo podcelku. Je charakterizován povrchovými tvary stejné geneze, podobnou výškovou polohou a jednotným vývojem reliéfu. DEMEK et al. (1965) uvádějí, že Plánická vrchovina zaujímá poměrně rozsáhlou plochu, je to nejzápadnější část Středočeské pahorkatiny, budovaná převážně horninami středočeského plutonu a moldanubika a rozkládající se zejména v povodí horní Úslavy a v rozvodní oblasti mezi Úhlavou, Úslavou a Otavou. DEMEK et al. (1987) popisuje, že má silně rozčleněný erozně denudační reliéf v oblasti tektonické klenby, charakterizovaný strukturními hřbety a suký, se skalními tvary zvětrávání a odnosu. Reliéf Plánické vrchoviny je poměrně členitý, se značnými výškovými rozdíly (od 400 až přes 700 m). Nejvyšší vrcholy se zvedají na 650 , (Velká hora 673 m jv. od Plánice, Kóta 674 m a Stírka 704 m. jv. od Neuraz, Barák 706 m, Rovná 723 m). Nejvyšší vrchol Plánické vrchoviny Drkolná (729 m) je současně nejvyšším bodem Středočeské pahorkatiny (DEMEK et al., 1965). 4-5 vegetační stupeň, středně zalesněná, převládají smrkové monokultury a smrkové porosty s příměsí borovice, jedle, buku a dubu, vzácně se vyskytují zbytky bukových a smíšených listnatých porostů na sutích (javory, lípa) (DEMEK et al., 1987). Harmonická kulturní krajina Plánické vrchoviny patří v převážné části do PPK Plánický hřeben – Kákov (DEMEK, MACKOVČIN, 2006).

3.1.3. Hydrologické poměry

Pozorovaná oblast spadá do povodí IV. řádu pod názvem Točnický potok, které je označeno číslem hydrologického pořadí 1-10-03-059 a zaujímá plochu 22,796 km². Recipientem Točnického potoka je řeka Úhlava, která se dále vlévá do řeky Radbuzy. Točnický potok má několik pramenů, které pramenní na nejvyšším místě v povodí, pod vrcholem Rovná (723 m). Zájmová oblast pro účely této práce nezahrnuje celou plochu povodí Točnického potoka, ale pouze infiltrační oblast pramene (661 m), akumulační oblast a transportní pásmo zakončené uzávěrovým profilem – vlastním pramenem (598 m). Zájmová oblast je zachycena na vodohospodářské mapě a přiblížena na výřezu z ortofoto mapy (Obr. 29).

Obr. 29: Hydrologické poměry



Zdroj: (HEIS VUV [online] 2011, MAPY GOOGLE [online] 2011) upraveno pro potřeby práce

3.1.4. Hydrogeologické poměry

Z regionálního hydrogeologického hlediska se pozorovaná lokalita nachází v oblasti č. 63 – Krystalinikum jižních a jihozápadních Čech a v hydrogeologickém rajonu č. 6310 – Krystalinikum v povodí Horní Vltavy a Úhlavy (HEIS VUV [online] 2011). OLMER, KESSL (1980) uvádějí, že rajon geologicky odpovídá krystaliniku šumavského moldanubika. Oběh podzemní vody je soustředěn v zóně

zvětrávání a v přípovrchového rozpojení hornin o mocnosti kolem 10 – 30 m, která do hloubky vyznívá, a tím propustnost (puklinová) klesá, a to pomaleji u metamorfítů než u magmamatitů. Na přípovrchovou zónu je vázán jednokolektorový zvodněný systém regionálního charakteru (hydrogeologický masív), jehož transmisivita je však celkově dosti nízká. Podle informací z terénního průzkumu provedeného RNDr. Stanislavem Škodou, Ph.D. budují hydrogeologický masív migmatitizované cordieritické a cordierit-biotitické pararuly až migmatity jednotvárné jednotky, jejichž zvětralinou jsou typické nízkou průřezovou propustností. Lokální způsob výskytu a oběhu podzemních vod, který je ovlivňován tektonickým porušením, druhem zvětrávání a puklinatostí hornin, je málo příznivý pro jímání podzemní vody. K drenáži podzemních vod dochází převážně pozvolnými výrony do povrchových toků vodotečí a zejména v erozní bázi Točnického potoka. OLMER, KESSL (1980) uvádějí, že rajón je odvodňován v jižní části horní Vltavou a Malší, v severní části horní Úslavou a jejími přítoky zprava, na SZ přítoky Úhlavy. Území tvorby a oběhu podzemních vod s přímou infiltrací srážek lze ztotožnit s povodím toku. Mělký kolektor v krystaliniku poskytuje na jednotlivých lokalitách vydatnost pramenů pouze v desetinách $l \cdot s^{-1}$. Dle ČSN 75 0101 je hydrogeologickým rajonem území s obdobnými hydrogeologickými poměry, typem zvodnění a oběhem podzemní vody.

3.1.5. Pedologické poměry

V zájmové oblasti jsou lesní půdy, které nejsou specifikované BPEJ. Dle mapového serveru GEOPORTÁL INSPIRE [online] (2011) se nacházejí na území kambizemě kyselé klasifikované podle TSKP a Haplic Cambisol (Dystric) dle WRB.

3.1.6. Radonový index

Z informací od RNDr. Stanislava Škody, Ph.D. náleží lokalita dle mapy radonového indexu podloží ČR do území se středním radonovým indexem, kdy lze očekávat většinu hodnot objemové aktivity radonu v půdním vzduchu v intervalu 10 - 20 kBq/m^3 . Lokálně se však mohou vyskytnout i hodnoty vyšší než 30 kBq/m^3 .

3.1.7. Geologické poměry

Zájmové území se z regionálně geologického hlediska nalézá v západní části českého moldanubika. Šumavské a české moldanubikum zaujímá prostor mezi středočeským plutonem a moldanubickým plutonem. Jde v podstatě o velkou synformu převážně směru JZ – SV, vzniklou patrně až během hercynského vrásnění. Má složitou vnitřní stavbu s mnoha dílčími strukturami různých směrů a různého stáří. Šumavské a české moldanubikum je budováno hlavně pararulami a migmatity jednotvárné skupiny a dvěma pruhy hornin pestré skupiny, patrnými po celé délce oblasti (MÍSAŘ et al., 1983).

Podle terénního průzkumu provedeného RNDr. Stanislavem Škodou, Ph.D. je české moldanubikum tvořeno proterozoickými krystalickými horninami jednotvárné skupiny. Skalní podloží budují cordieritické a cordierit-biotitické pararuly, které jsou silně migmatitizovány. Často přecházejí v migmatit flebit-stromatitového typu. Z minerálů obsahují cordierit, biotit. Pararuly jsou drobně až středně zrnité, hnědošedé, světle páskované. Světlý, křemen-živcový metatekt je uspořádán souhlasně s plochami krystalizační břidličnatosti. Foliace je výrazná. Sleduje směr pararul SV-JZ, úklon je k SZ. V závěru variské orogeneze vznikla v moldanubickém krystaliniku řada radiálních dislokací směru S-J, tj. směru blanické brázdy. Kvartérní pokryv území je tvořen svahovými hlínami, které jsou písčité, na bázi přecházejí v kamenité sutě.

Kvartérní uloženiny Českého masivu jsou geneticky i litologicky velmi pestré. Ze sedimentů jsou nejrozšířenější uloženiny říční (terasy, aluviální nivy), eolické (spraše) a svahoviny. Méně časté jsou uloženiny glaciální. Vulkanity a pyroklastika se vyskytují ojediněle (MÍSAŘ et al., 1983).

3.1.8. Klimatické poměry

KÖPPEN in TOLASZ et al. (2007) uvádí, že zájmové území patří dle klasifikace klimatu zájmové území na základě rozdělení ročního průběhu teplot a srážek ve vztahu k vegetaci do podtypu listnatých lesů mírného pásma (Cfb). Kde průměrná teplota nejteplejšího měsíce převyšuje 10 °C, přičemž teplota nejchladnějšího měsíce leží mezi -3 až -18 °C. Písmeno f značí, že množství srážek v nejvlhčím letním měsíci je vyšší než toto množství v nejsušším zimním měsíci,

ale méně než desetkrát. Zároveň úhrn srážek v nejvlhčím zimním měsíci je menší než trojnásobek úhrnu srážek v nejsušším letním měsíci. Písmeno b na třetí pozici značí, že teplota nejteplejšího měsíce je menší než 22 °C, přičemž alespoň čtyři měsíce mají průměr větší než 10 °C. Stručně řečeno vlhké, mírně teplé podnebí se suchou zimou.

SYROVÝ et al. (1958) uvádějí na základě Končelova vláhového indexu, který je v této oblasti od 0 – 60, že území patří do mírně teplé oblasti, mírně vlhké podoblasti a do okrsku B5. Tento okrsek je vrchovinový a jeho terénním znakem je výška do 1000 m n. m.

Podle klasifikace vypracované QUITT in TOLASZ et al. (2007) patří území do oblasti mírně teplé MW7 (MT7). QUITT (1971) uvádí, že charakteristikou této jednotky je normálně dlouhé, mírné, mírně suché léto, přechodné období je krátké, s mírným jarem a mírně teplým podzimem, zima je normálně dlouhá, mírně teplá, suchá až mírně suchá s krátkým trváním sněhové pokrývky. Další charakteristiky jsou uvedené v tabulce (Tab. 5).

Tab. 5: Klimatické charakteristiky dle Quitta

Parametr	MW7 (MT7)
Počet letních dní	30-40
Počet dní s průměrnou teplotou 10 °C a více	140-160
Počet dní s mrazem	110-130
Počet ledových dní	40-50
Průměrná lednová teplota	-2 - -3
Průměrná červencová teplota	16-17
Průměrná dubnová teplota	6-7
Průměrná říjnová teplota	7-8
Průměr. Počet dní se srážkami 1mm a více	100-120
Suma srážek ve vegetačním období	400-450
Suma srážek v zimním období	250-300
Poečet dní se sněhovou pokrývkou	60-80
Počet zatažených dní	120-150
Počet jasných dní	40-50

Zdroj: (QUITT in TOLASZ et al., 2007)

Srážkové poměry

Ke sledování závislosti vydatnosti pramene na srážkách je nutno pracovat s daty srážkových poměrů nad sledovaným územím. Nejbližší soubory dat jsou ze sledování z klimatologické stanice ve městě Klatovy (430 m.n.m.), která je

vzdálená od pramene vzdušnou čarou cca 7 km. Jelikož tato stanice leží v řádově jiné nadmořské výšce s odlišným režimem lokálního počasí s vlivem prostředí průmyslového města, jeví se pro určení srážkových poměrů ve sledovaném území jako vhodnější další nejbližší místo měření. Jedná se o soubory dat ze srážkoměrné stanice Plánice-Lovčice (515 m.n.m.), která je vzdálená od pramene cca 10 km. Podmínky pro měření dat jsou v obdobném režimu lokálního počasí Plánického hřebene se srovnatelnou nadmořskou výškou. Výškové poměry jsou zobrazeny v reliéfu terénu vygenerovaném z vrstevnic programem ArcGIS (Příloha 1).

3.2. Popis pramene a jeho blízkého okolí

Pramen je jedním z hlavních pramenů Točnického potoka, nachází se v jihozápadní části přírodního parku Plánický hřeben, přesněji pod jeho nejvyšším vrcholem Rovná v nadmořské výšce 598 m. n. m. v lesním porostu v katastrálním území Hoštice u Mochtína (698075).

Z terénního průzkumu provedeného PHDr. Stanislavem Škodou, Ph.D. se pramen klasifikuje jako pramen puklinový sestupný (viz Obr. 16, Obr. 17). Výron pramene se nachází na puklině kolmé k vrstevnicové puklině. Mělká podzemní voda je drénována v pramenní kotlině z otevřených puklin v hloubce cca 1 až 2 metry pod povrchem území. Otevřené pukliny nejsou vyplněny hlinitopísčitou zeminou. Jedná se tedy pravděpodobně o otevřený hydrologický systém. V oblasti linie vodoteče se nachází více výronů v hloubce 5 – 6 m pod zemí. Vydatnost vod kolísá s ohledem na množství atmosférických srážek od 0,01 do 0,5 l.s-1. Chemické složení vod bývá obvykle Ca-HCO₃. Blízké okolí je dosti promáčené, vytváří se zde podepřená kapilární třáseň do 0,5 m. Humus je zde do 0,2 m a od 0,8 m se nacházejí sutě. Eluvium a zvětralá hornina se nachází od 2 metrů hloubky.

Tab. 6: Zařazení pramene podle klasifikací (viz Literární přehled kap. 2.5.3)

Druh klasifikace	Hodnota	Zařazení
Klasifikace podle vydatnosti	0,1-0,72 l/s	třída VI
Podle rozsahu změn vydatnosti	1:72	stupeň V, celkově nestálý
Stupeň spolehlivosti pramene	72	špatný
Variabilita	195%	variabilní
Stupeň variability	250%	variabilní

Zdroj: Vlastní práce

4. Metody

4.1. Vybudování měřicí stanice

Po prostudování všech dostupných podkladů, po terénním průzkumu a po domluvě s majiteli dotčených pozemků, byl vybrán vhodný pramen pro účely práce (Příloha 13, 14). Pro potřeby měření byla vybudována měřicí stanice, která je složena z nově na místě zbudované ochranné šachtice, měrného přepadu a sady měřících přístrojů (Příloha 17).

4.1.1. Zabezpečení měření

Pro primární ochranu zařízení a měřících přístrojů před nepoučenými lidmi, případně před zvířaty, kteří by mohli znehodnotit měření, poškodit přístroje nebo je i odcizit, bylo nutné zabudovat do terénu ochrannou šachtici s uzamykatelným poklopem. Dalším požadavkem při zbudování této šachtice bylo zabránění přítoku povrchové vody k prameni – tedy aby nebylo ovlivňováno samotné měření. Šachtice, resp. její poklop, také slouží jako ochrana před padajícími větvičkami či jehličím, které by jinak mohli ucpat měrný přepad.

Místní podmínky vlastního pramene umožnily jak po různých úvahách, tak po zkoumání podloží, skladby půdy, velkých kamenů a do prostředí vrostlých stromů v nejbližším okolí pramene osadit přístroje i měrný přepad pouze do plastového sudu o maximálním \varnothing 100 cm s poklopem. U standardně vyráběného sudu bylo odstraněno dno a vzniklo „tělo“ šachtice (Příloha 15). Takto upravený polotovar šachtice byl dopraven na místo měření a po „stavební“ přípravě osazen jako ochranná šachtice nad měřený pramen. Šachtice byla výškově i prostorově stabilizována klínováním pomocí velkých kamenů. Vnější prostor stabilizované šachtice s okolním terénem byl po vrstvách postupně plněn drobnými kameny a místní zeminou. Styk se stěnou šachtice byl utěsněn proti průsaku povrchové vody zajílováním. Konečný povrch byl sjednocen s nejbližším okolím (Příloha 19). Šachtice byla zatěsněna zajílováním i u vnitřní hrany. Poklop byl v rámci propojení se šachticí a pro snadné otevírání opatřen pantem a následně zabezpečen visacími zámkami.

4.1.2. Měrný přeliv (měrný přepad)

Přepad můžeme definovat jako výtok kapaliny otvorem nahoře otevřeným nebo otvorem, v němž hladina nedosahuje k jeho hornímu obrysu. Vznikne zpravidla vložení stěny napříč proudem s volnou hladinou. Tato stěna vzdouvá vodu a voda přes ni přepadá. Konstrukci, přes kterou voda přepadá, nazýváme *přeliv*; nejvyšší část přelivu je *přelivná hrana* (nebo koruna přelivu). Přepadající proud vody se nazývá *přepadový paprsek* (JANDORA, STARA, STARÝ, 2011).

Malá vydatnost měřeného pramene vedla k aplikaci Thompsonova trojúhelníkového přelivu s ostrým úhlem 15°. Pro měrný přepad byl použit ocelový plech natřený antikorozií barvou, do kterého byl vyříznut V-profil (Příloha 15). Po „stavební“ přípravě, tj. vykutání zakládací rýhy, byl osazen měrný přepad. Následovala stabilizace klíny z tvrdého dřeva a nezbytné utěsnění proti nežádoucímu průtoku či prosakování zajišťováním. Zajistit utěsnění jak v zakládací rýze, tak ve styku s vnitřní stěnou ochranné šachtice bylo časově i řemeslně náročné, neboť nesměla být porušena těsnost ochranné šachtice vůči průsaku povrchové vody z okolí. Při osazování ocelového měrného přepadu bylo dbáno i na to, aby byl umístěn tak, že pod spodní hranou měrného přepadu bude dostatek místa pro postavení odměrné nádoby pro objemové měření.

4.2. Pracovní postup

Při každém příjezdu k měřicí stanici byl dodržován stanovený postup práce:

- Zkontrolovat, zda je vše v pořádku, nepoškozené, nebo jestli není ucpaný měrný přepad a jestli jím voda správně odtéká.
- Změřit metrem výšku hladiny vody od spodního líce V-profilu k hladině vody a zapsat data do terénního zápisníku.
- Pod měrný přepad postavit vodorovně odměrnou nádobu, nechat naplnit nádobu a změřit za jaký čas se naplnila.
- Měření opakovat nejméně 3x.
- Všechny naměřené údaje zapsat do terénního zápisníku.
- Z měřících přístrojů stáhnout naměřená data do notebooku.
- Vše vrátit do původního stavu a zkontrolovat, zda-li je vše v pořádku.

Při každém příjezdu k měřicí stanici byly při stanoveném postupu práce používány následující standardní pomůcky:

- Stopky
- Metr
- Odměrná nádoba
- Terénní zápisník
- Psací potřeby

4.3. Měření vydatnosti pramene

Z teoretických výpočtů i z praktických měření vyplývá, že stejným profilem protéká za stejných tlakových podmínek stejné množství kapaliny daných vlastností. Tohoto poznatku bylo využito ke konstrukci průtokoměrů, které označujeme jako přelivy (PELIKÁN, 1988). Průtok vody se rovná objemu vody proteklého profilem za jednotku času. Uvádí se v $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (při měření otevřených toků) nebo v $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$ (při měření malých průtoků a pramenů). Podle způsobu měření rozeznáváme měření přímá (objemová) a nepřímá. Podle použitých zařízení rozlišujeme měření do nádoby, pomocí měrných přelivných konstrukcí, žlabů, průtokoměrů, hydro-metrických vrtulí, indikátorových a elektrických metod. Samostatnou skupinou jsou výpočetní metody průtoku pomocí rychlostních vzorců (KŘÍŽ, 1988).

4.3.1. Objemová metoda

Při objemové metodě měření průtoku se měří čas naplnění kalibrované nádoby vložené pod měrným přelivem v daném čase měření (Příloha 16). V mém případě byla používána kalibrovaná kuchyňská odměrka o objemu 1 litru. K měření času byly používány elektronické stopky. Každé měření bylo prováděno nejméně 3x. Z naměřených a v terénním zápisníku zapsaných hodnot byl poté vypočítán aritmetický průměr a hodnota byla zanesena do zápisníku elektronického (Tab. 7). Tato hodnota byla následně vydělena hodnotou objemu odběrné nádoby a vypočtený podíl byl měřenou vydatností Q [l/s] v daném čase měření. Měření probíhalo od 1.6.2010 do 1.4.2012.

Tab. 7: Elektronický zápisník

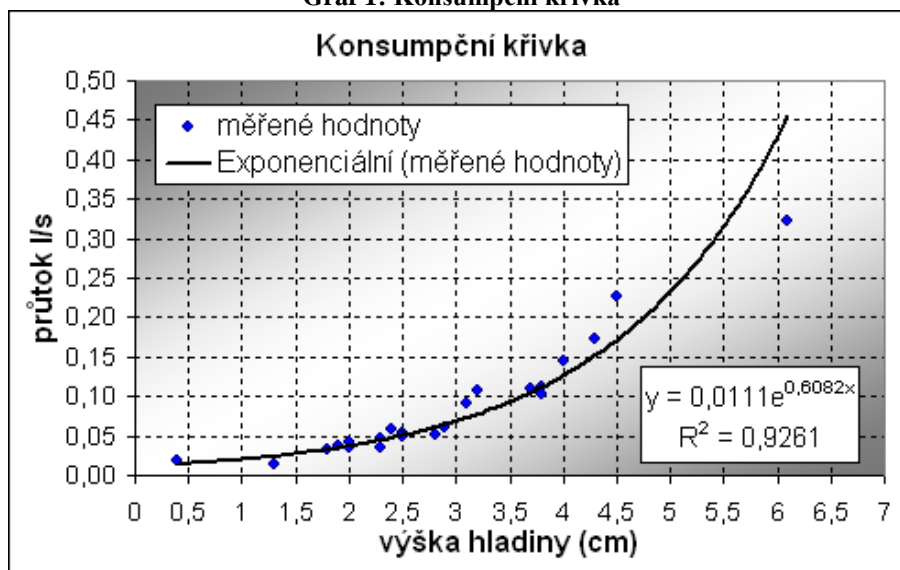
Datum	Čas	Výška	Čas naplnění	Průtok
4.6.2010	10:50	4	6,93	0,14
12.6.2010	11:10	4,3	5,8	0,17
3.7.2010	6:55	3,1	10,9	0,09
17.7.2010	12:50	2,4	16,83	0,06
15.8.2010	16:40	4,5	4,4	0,23
2.9.2010	12:55	3,2	9,3	0,11
1.10.2010	9:15	2,5	18,8	0,05
6.11.2010	9:35	1,9	26,6	0,04
12.11.2010	12:30	2,3	29,14	0,03
26.11.2010	13:30	0,4	53,07	0,02
11.12.2010	13:25	1,8	30,95	0,03
15.1.2011	10:30	6,1	3,1	0,32
25.2.2011	12:05	2,3	21,8	0,05
11.3.2011	11:00	3,7	9,12	0,11
24.4.2011	10:30	2,9	16,6	0,06
10.6.2011	12:55	1,3	67,45	0,01
31.7.2011	9:00	3,8	8,85	0,11
16.9.2011	8:45	2	29,23	0,03
16.9.2011	10:00	2,5	19,4	0,05
28.9.2011	12:10	2,3	28	0,04
17.12.2011	10:15	2	23,47	0,04
29.1.2012	12:35	3,8	9,8	0,10
10.3.2012	12:00	2,8	19,17	0,05
1.4.2012	11:10	2,5	20,77	0,05

Zdroj: Vlastní práce

4.3.2. Měrná křivka průtoku

Při objemovém měření je měřena výška přepadového paprsku h [cm]. Pokud odpovídající body (Q, h) vyneseme do pravoúhlého souřadnicového systému Q_h a proložíme je regresní křivkou, získáme měrnou neboli konsumpční křivku (Graf. 1).

Graf 1: Konsumpční křivka



Zdroj: Vlastní práce

JANDORA, STARA, STARÝ, (2011) uvádějí, že konsumpční křivka udává závislost mezi vodními stavy a průtoky $Q = f(h)$. Umožňuje převést spojitý průběh naměřených vodních stavů $h(t)$ za určité údobí na spojitý průběh odpovídajících průtoků $Q(t)$. Zachycuje měřený průtok, tj. de facto vydatnost měřeného pramene. Pro její vykreslení byl použit exponenciální typ trendu a regrese.

4.3.3. Měření vydatnosti samočinným registračním zařízením

Ke kontinuálnímu automatickému měření byl používán zapůjčený měřicí přístroj Levelogger Gold, model 3001, firmy Solinst. Tento měřicí přístroj včetně software a příslušenství pro potřeby této práce byl zapůjčen Výzkumným ústavem meliorací a ochrany půdy. Přístroj Levelogger slouží k měření a dlouhodobému zaznamenávání výšky hladiny vody v závislosti na tlaku a jeho hodnoty jsou pak používány ke kompenzaci dat z přístroje Barologger Gold, model 3001, který slouží k měření a dlouhodobému zaznamenávání změn atmosférického tlaku (SOLINST [online] 2011). Výsledné hodnoty byly potřebné ke stanovení vydatnosti pramene. Data rozdílů hodnot přístrojů Levelogger a Barologger s příslušnými odečty hloubek pod hladinou uloženého přístroje Levelogger byly dosazeny do rovnice regrese z vykreslené konsumpční křivky.

Kontinuální automatické měření bylo nastaveno na měřicí interval 5-ti minut. Jako základ byl použit středoevropský čas. Ke stahování dat z přístroje Levelogger byl v terénu použit notebook a příslušenství se software firmy Solinst (Příloha 10). Stahování dat probíhalo v intervalu cca 1x měsíčně (Příloha 12).

Měřicí přístroj Levelogger Gold, model 3001, byl umístěn na zádržné straně měrného přelivu pod hladinou nadržené vody do drážky vytvořené v pálené cihle. Pálená cihla s drážkou pro uložení přístroje sloužila k zabezpečení standardních podmínek měření, tj. přístroj po vyjmutí ke stahování dat byl uložen vždy na stejné místo. Přístroj byl přes záchytné oko navíc jištěn ocelovým lankem připevněným k ochranné šachtici.

4.4. Měření teploty

Teplota vzduchu charakterizuje tepelný stav ovzduší a je přímo úměrná střední kinetické energii molekul, z kterých se vzduch skládá (ILKO, 1990). Změny

teploty během dne jsou způsobeny jednak rotací Země, jednak přesunem vzduchových hmot z místa na místo. V dlouhodobém průměru u nás převládá denní chod teploty s jedním minimem v ranních hodinách okolo východu slunce a jedním maximem v ranních hodinách. V jednotlivých případech může být tento denní chod výrazně potlačen nebo zcela změněn v důsledku přílivu teplejšího či studenějšího vzduchu (TOLASZ et al., 2007). TREML (2010) uvádí, že průměrné denní teploty vzduchu nabývají nejvyšších hodnot nejčastěji v měsíci červenci nebo v 1. polovině měsíce srpna. Průměrné denní teploty vzduchu nabývají nejnižších hodnot nejčastěji v měsíci lednu.

4.4.1. Měření teploty vzduchu

Ke kontinuálnímu automatickému měření byl používán zapůjčený měřicí přístroj Barologger Gold, model 3001, firmy Solinst. Tento měřicí přístroj včetně software a příslušenství pro potřeby této práce byl zapůjčen Výzkumným ústavem meliorací a ochrany půdy. Přístroj Barologger slouží k měření a dlouhodobému zaznamenávání teploty vzduchu (další schopnosti měřicího přístroje jsou uváděny výše v 4.3.3.) (SOLINST [online] 2011).

Kontinuální automatické měření se záznamem hodnot bylo nastaveno na měřicí interval 5-ti minut. Jako základ byl použit středoevropský čas. Ke stahování dat z přístroje Barologger byl v terénu použit notebook a příslušenství se software firmy Solinst (Příloha 10). Stahování dat probíhalo v intervalu cca 1x měsíčně (Příloha 12).

Měřicí přístroj Barologger Gold, model 3001, byl umístěn v blízkosti měřeného pramene na stromě ve výšce 2 metry nad zemí. Přístroj byl přes záchytné oko jištěn ocelovým lankem připevněným k větví stromu. Pro ochranu proti nežádoucí tepelné dotaci byl vložen do plastové trubky, která sloužila jakožto stínítko proti případnému slunečnímu záření (Příloha 18). Celý soubor byl maskován a začleněn do prostředí.

4.4.2. Měření teploty vody

Ke kontinuálnímu automatickému měření teploty vody s dlouhodobým záznamem hodnot byl používán zapůjčený měřicí přístroj (Minikin) firmy EMS Brno

(Environmental Measuring Systems). Tento měřicí přístroj včetně software a příslušenství pro potřeby této práce byl zapůjčen Výzkumným ústavem meliorací a ochrany půdy. Minikin je precizní malý datalogger s vestavěnými čidly na měření teploty, vlhkosti vzduchu, slunečního záření, externích teplot či elektrického napětí, určený k dlouhodobé registraci parametrů prostředí. Je vodotěsný, vyrobený z nerezové oceli a speciálního polyethylenu. Jeho vlhkostní čidlo je vodovzdorné a chráněné nerezovým sintrovaným okénkem (EMS BRNO [online] 2011).

Kontinuální automatické měření bylo nastaveno na měřicí interval 5-ti minut. Jako základ byl použit středoevropský čas. K odečtům dat z přístroje Minikin byl v terénu použit notebook a příslušenství se software firmy EMS Brno (Příloha 11). Stahování dat probíhalo v intervalu cca 1x měsíčně.

Přístroj Minikin byl umístěn přímo do místa vývěru pramene, tedy do místa, kde voda vyvěrá na povrch. Přístroj byl přes záchytné oko navíc jištěn ocelovým lankem připevněným k ochranné šachtici.

4.5. Měření teploty půdního profilu

Ke kontinuálnímu automatickému měření teploty půdního profilu s dlouhodobým záznamem hodnot byly používány 2 zapůjčené měřicí přístroje (Minikiny) firmy EMS Brno (Environmental Measuring Systems). Tyto měřicí přístroje včetně software a příslušenství pro potřeby této práce byly zapůjčeny Výzkumným ústavem meliorací a ochrany půdy (popis přístroje viz Kapitola 4.4.2.).

Kontinuální automatické měření bylo pro oba měřicí přístroje nastaveno na měřicí interval 20-ti minut. Jako základ byl použit středoevropský čas. Ke stahování dat z přístrojů Minikin byl v terénu použit notebook a příslušenství se software firmy EMS Brno (Příloha 11). Stahování dat proběhlo ke konci měřeného období.

Přístroj Minikin byl umístěn pod rozvodnici do infiltrační oblasti pramene (viz výřez Obr. 29, resp. Příloha 21, 22, 23). K dodržení objektivitu měření bylo stanoveno umístění sond ve svahu infiltračního území. Sonda hluboká 30 cm byla umístěna výše ve svahu, pod ní ve vzdálenosti cca 50 cm byla umístěna sonda hluboká 100 cm. Při instalaci byly nejdříve vyhloubeny přivezeným ručním vrtákem sondy (Příloha 20). Po vytěžení půdního substrátu a jeho uložení na malou deponii byly osazeny přístroje Minikin na dno sondy. Poté byly přístroje postupně

zasypávány vytěženou zeminou tak, aby byl dodržen původní půdní profil. Oba přístroje byly přes záchytné oko navíc jištěny ocelovým lankem připevněným ke dřevěné kotvě, která byla na povrchu terénu zajištěna, opevněna kamenem a celkově zamaskována.

4.6. Měření vlhkosti půdního profilu

Ke kontinuálnímu automatickému měření vlhkosti půdního profilu s dlouhodobým záznamem hodnot byl používán zapůjčený měřicí přístroj TMS 1. generace od firmy Tomst. Tento měřicí přístroj včetně software a příslušenství pro potřeby této práce byl zapůjčen Výzkumným ústavem meliorací a ochrany půdy. Měřicí přístroj TMS 1. generace má čidlo pro měření teploty vzduchu a vlhkosti půdy v jakýchkoli extrémních podmínkách, shromažďuje a uchovává data s vysokou přesností měření (TOMST [online], 2011).

Kontinuální automatické měření bylo nastaveno na měřicí interval 10-ti minut. Jako základ byl použit středoevropský čas. Ke stahování dat z přístroje TMS byl v terénu použit notebook a příslušenství se software firmy Tomst. Stahování dat proběhlo ke konci měřeného období.

Měřicí přístroj TMS byl umístěn pod rozvodnicí do infiltrační oblasti pramene (viz výřez Obr. 29, resp. Příloha 21, 22, 23) ve vzdálenosti cca 50 cm od přístrojů Minikin. Nejdříve byla vyhloubena přivezeným ručním vrtákem sonda o hloubce 100 cm pod povrchem okolního terénu (Příloha 20). Vytěžený půdní substrát byl uložen na malou deponii. Poté bylo tupým nožem vyryto do dna sondy lůžko pro osazení přístroje. Do lůžka byl vložen měřicí přístroj TMS 1. generace a bylo dbáno na to, aby jeho čidlo bylo přesně v hloubce 100 cm pod úrovní okolního terénu. Následně byl přístroj postupně zasypáván vytěženou zeminou tak, aby byl dodržen původní půdní profil. Přístroj měl na povrch terénu vyvedený kabel na stahování dat, který byl pak na povrchu stočen a uschován v plastové nádobě. Pro snadné odečítání dat byla nádoba opatřena záklopním víkem. Nádoba byla na povrchu ukryta pod kamenem a zakomponována do okolního terénu.

5. Výsledky a diskuze

5.1. Zpracování grafického vyhodnocení

Měření probíhalo od 1.6.2010 do 1.4.2012., tj. 22 měsíců. Naměřená data jsou zobrazena v grafickém vyhodnocení, které je pro velký rozsah prezentováno v 8-mi částech – přílohách (Příloha 2 – Příloha 9). Každá z Přílohy 2, 3, 4, 5, 6, 7 a 8 zobrazuje naměřená data za 3 kalendářní měsíce, Příloha 9 zobrazuje měřená data za poslední měsíc. Grafické vyhodnocení bylo vytvořeno a naměřená data uchovávána v programu Microsoft Excel.

Vertikálně je grafické vyhodnocení členěno na „horní“ část, kde jsou hodnoty denních srážek v průběhu času. Jelikož byla srážkoměrná data k dispozici pouze za celých 24 hodin (denní úhrn v intervalu od 7. hodiny ranní do 7. hodiny ranní následného dne), byly ke srážkovým datům vypočteny (z průběžně měřených hodnot po 5-ti minutách) hodnoty $\bar{\theta}$ teploty vzduchu za příslušných 24 hodin ($\bar{\theta}$ intervalu od 7. hodiny do 7. hodiny).

Časovému intervalu 24 hodin (od 7. hodiny ranní do 7. hodiny ranní následného dne) byla přizpůsobena i data v „dolní“ části grafického vyhodnocení. Jednotlivé hodnoty vydatností měřeného pramene, hodnoty teploty vody ve vývěru pramene, hodnoty teploty půdního profilu a i hodnoty vlhkosti půdy byly do grafického modelu zaneseny po 5-ti minutových intervalech a časově sladěny s „horní“ částí grafického vyhodnocení do denního intervalu od 7. hodiny ranní do 7. hodiny ranní následujícího dne.

Hodnoty teploty vzduchu, měřené v 5-ti minutových intervalech, byly použity pro lepší čitelnost a interpretaci dat pouze u grafů s rozboru jednotlivých odtokových událostí a pouze u grafů s rozboru jednotlivých odtokových epizod.

5.2. Vyhodnocení celkového období měření

Hodnoty srážkových úhrnů vypovídají v obou letech o výrazných dotacích v měsících červnu, zejména v červenci a srpnu, resp. na přelomu září a října. Ostatní měsíce byly srážkově nevýrazné s nahodilým srážkovým úhrnem. Jako nejvyšší srážkový úhrn za 24 hodin byla odečtena na srážkoměrné stanici Plánice-Lovčice hodnota 60,5 mm ze dne 16.7.2010 v 7:00 hodin.

Průměrná teplota vzduchu dosahovala nejvyšších hodnot během letních měsíců. Od září klesala na nejnižší hodnoty v měsících lednu a únoru. S jarem opět stoupala. Nejvyšší absolutní teploty vzduchu bylo dosaženo dne 12.7.2010 hodnotou 29,33 °C v 17:40 hodin. Absolutní teplota vzduchu byla nejnižší dne 6.2.2012 v 7:55 hodin s hodnotou -19,17 °C.

Výraznější dotace srážek, ať již krátkodobá nebo dlouhodobá, vedla ke zvýšení vydatnosti pramene. Od druhé poloviny července roku 2010 došlo v závislosti na srážkové dotaci k 3 až 4 násobnému zvýšení vydatnosti pramene. Tato vydatnost postupně klesala, i když trend byl narušován lokálními výkyvy. Srážková dotace z přelomu měsíců září a října vydatnost opět navýšila a to až se 4 násobnými lokálními výkyvy. Z grafického vyhodnocení je v tomto období patrná výrazná „rozkolísanost“ jednotlivých hodnot vydatnosti. V 1. polovině měsíce listopadu došlo k nápadnému ustálení křivky vydatnosti se stabilizovanými hodnotami na hranici minimální vydatnosti. Tento stav trval s mírnými výkyvy až do poloviny měsíce ledna. Po tuto dobu došlo k akumulaci drobných srážek a to ve formě sněhových. S mírnou oblevou ve 2. dekádě měsíce ledna a srážkovou dotací deště se sněhem narostla vydatnost na 3 násobek, s nástupem ledových teplot vzduchu ve 3. dekádě dokonce až na 9 násobek průměrné vydatnosti. V polovině měsíce února opět došlo k nápadnému ustálení křivky vydatnosti se stabilizovanými hodnotami na spodní hranici vydatnosti. Počátkem měsíce března došlo k postupnému zvyšování vydatnosti pramene s dotacemi od jarního tání, přičemž ke zvyšování vydatnosti přispívaly i srážky. Na křivce vydatnosti se začalo v tomto období zaznamenávat velmi výrazné pravidelné denní střídání nižších a vyšších hodnot vydatnosti, které pravděpodobně souvisí s denním chodem teploty vzduchu. Od 2. poloviny měsíce dubna došlo k postupnému snižování křivky vydatnosti s trváním do poloviny měsíce července. I v tomto období se na křivce vydatnosti objevovalo pravidelné denní střídání nižších a vyšších hodnot, které bylo stále méně a méně výrazné. Postupně se ustálilo na minimálním, byť patrném, rozdílu. Pravděpodobně to opět souvisí s denním chodem teploty vzduchu. Z grafického vyhodnocení lze odvodit podobné trendy průběhu vydatnosti v cyklu roku 2011-12. Hodnoty jsou zaznamenány obdobně s lokálními posuny v čase a v mezních hodnotách. Nejvyšší vydatnosti měřeného pramene bylo dosaženo 23.1.2011 ve 3:00 hodiny hodnotou 0,72 l/s. Této maximální hodnoty vydatnosti bylo dosaženo v 5-ti odečtech – poslední 23.1.2011 ve 4:45 hodin. Vydatnost měřeného pramene neklesla pod minimální hodnotu

0,01 l/s. Nejčtenější hodnotě vydatnosti 0,03 l/s odpovídalo 28 210 odečtů, Ø hodnotě vydatnosti za celé období měření 0,08 l/s odpovídalo 12 022 odečtů a minimální hodnotě vydatnosti 0,01 l/s odpovídalo 579 odečtů.

Teplota vody ve vývěru pramene byla v roce 2010 nejvyšší na přelomu měsíců srpna a září. Poté kontinuálně klesala až do polovina měsíce března. Rozdíl mezních hodnot činil cca 4 °C. Od 2. poloviny měsíce března teplota vody ve vývěru pramene kontinuálně stoupala až do konce měsíce srpna. Z grafického vyhodnocení lze odvodit podobné trendy průběhu teploty vody ve vývěru pramene v cyklu roku 2011-12. Nejvyšší teploty vody ve vývěru pramene bylo dosaženo dne 8.10.2011 hodnotou 9,62 °C. Teplota vody ve vývěru pramene byla nejnižší dne 15.3.2012 s hodnotou 5,17 °C.

Hodnoty teploty půdního profilu s měřicím přístrojem umístěným v hloubce 30-ti cm korespondovaly s hodnotami Ø teploty vzduchu s výjimkou období, kdy byla půda promrzlá. V letních měsících navíc teplota půdního profilu reagovala zvýšením teploty na srážkovou dotaci. V zimních měsících byla tato závislost potlačena. K zámrazu půdy došlo počátkem měsíce února a zámraz půdy trval až do poloviny měsíce března. Nejvyšší teploty půdního profilu bylo dosaženo dne 13.7.2011 hodnotou 16,83 °C v 19:15 – 19:30 hodin. Teplota půdního profilu byla nejnižší dne 25.2.2012 s hodnotou 0,14 °C.

Teplota půdního profilu s měřicím přístrojem umístěným v hloubce 100 cm se chovala v průběhu času v obdobných trendech jako teplota vody ve vývěru pramene s tím, že pravděpodobně dle zobrazených hodnot v grafickém vyhodnocení mohla být o něco více ovlivněna naakumulovanou energií v půdním profilu. V období růstu hodnot teploty vody ve vývěru pramene její růst kopírovala až po maximum rozdílu +4 °C na konci měsíce srpna. V období poklesu hodnot teploty vody ve vývěru pramene její pokles kopírovala přes bod přechodu (kdy teplota půdního profilu klesla pod teplotu vody) ve 2. polovině měsíce října až po maximum rozdílu -4 °C na konci měsíce února. Druhý bod přechodu při růstu nebyl změřen. Dle vývoje dat jej lze předpokládat ke konci měsíce dubna.

Závislost mezi kolísáním vydatnosti pramene a teploty vody ve vývěru pramene se na zobrazených křivkách jednotlivých druhů naměřených hodnot v grafickém vyhodnocení celkové doby měření projevila jak ve výrazných globálních, tak i epizodních případech. Výrazné globální případy jsou nazvány jako odtokové události, jsou popsány v dalším textu a označeny v Příloze 2 (Grafické

vyhodnocení – část 1) a Příloze 4 (Grafické vyhodnocení – část 3) zeleným „orámováním“. Epizodní případy jsou nazvány jako odtokové epizody, jsou popsány v dalším textu a označeny v Příloze 8 (Grafické vyhodnocení – část 7) růžovým „orámováním“.

5.3. Rozbor vybraných odtokových událostí

5.3.1. Rozbor letní odtokové události 1. typu

Data naměřená na sledovaném prameni v průběhu letní odtokové události 1 (14.7.2010 – 20.7.2010) jsou zobrazena v Grafu 2.

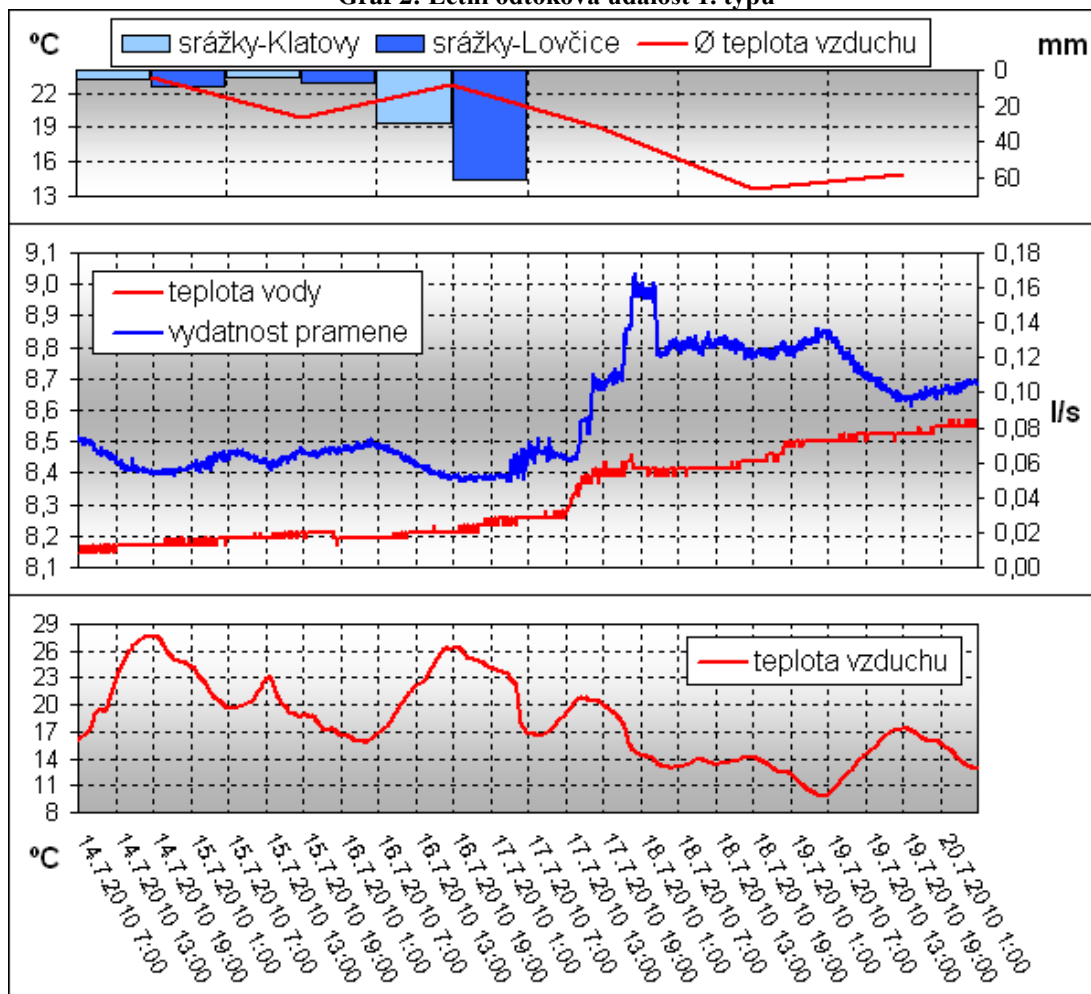
Srážkový úhrn byl za těchto 6 dní 77,8 mm ve stanici Plánice-Lovčice, resp. 39,2 mm ve stanici Klatovy. Nástup srážek byl zachycen 14.7. a 15.7. jako mírný, 16.7. vygradoval a 17.7. dozněl. Ve dnech 18.7. – 20.7. nebyly zachyceny srážky žádné.

Teplota vzduchu za těchto 6 dní se pohybovala v rozmezí maxima 27,69 °C (14.7. v 18:50) a minima 9,81 °C (19.7. v 6:00). V období události se Ø denní teplota vzduchu pohybovala v rozmezí mezi 23,5 °C a 13,6 °C.

Automatické měření teploty půdního profilu i vlhkosti půdy v infiltrační oblasti měřeného pramene za těchto 6 dní nebylo dosud prováděno.

Vydatnost pramene od 7. hodiny ranní 14.7. až do 5. hodiny ranní 17.7. kontinuálně velmi pozvolnými přechody oscilovala na hodnotě 0,06 l/s (převážně s mezními stavy od 0,05 l/s do 0,07 l/s). Poté od 5:05 došlo ke spuštění „primární fáze“ odtokové události - k výraznému střídání hodnot od vydatnosti 0,05 l/s do vydatnosti 0,07 l/s a to ve velmi krátkých intervalech v trvání cca 10-ti minut po dobu 8-mi hodin. Od 13:00 do 15:05 hodin 17.8. se vydatnost pramene ustálila na konstantní hodnotě 0,06 l/s. „Sekundární fáze“ odtokové události začala prudkým zvýšením vydatnosti pramene 17.7. v 15:10 z hodnoty 0,06 l/s na kulminační hodnotu 0,17 l/s naměřenou po dobu 3 odečtů dat 18.7. od 0:05 hodin do 0:15 hodin včetně. Vysoké hodnoty vydatnosti pramene v rozmezí 0,15 l/s – 0,16 l/s byly naměřeny ještě po dobu 3 hodin, tj. 18.7. od 0.20 hodin do 3:35 hodin. Ve 3:40 hodin 18.7. se vydatnost pramene skokově ustálila na hodnotě 0,12 l/s a kontinuálně velmi pozvolnými přechody klesla po 2 dnech 20.7. v 7:00 hodin na hodnotu 0,10 l/s.

Graf 2: Letní odtoková událost 1. typu



Zdroj: Vlastní práce

Teplota vody v místě vývěru pramene téměř kontinuálně stoupala mírnými přírůstky od hodnoty 8,15 °C ze 14.7. v 7:00 hodin na hodnotu 8,26 °C ze 17.7. ve 12:55 hodin, tj. + 0,11 °C za 3,75 dne. Teplota vody v místě vývěru pramene 17.7. ve 13:00 hodin začala strmě růst z úrovně 8,26 °C na maximální hodnotu 8,46 °C ve 23:40 hodin téhož dne, tj. nárůst o 0,20 °C za téměř 11 hodin. Teplota vody v místě vývěru pramene mírně klesla a 2 hodiny 25 min byla ustálená na hodnotě 8,41 °C. Od 3:30 hodin 18.7. dále 5 hodin oscilovala mezi hodnotami 8,39 °C a 8,41 °C a poté od 8:30 hodin 18.7. se zase ustálila po dobu 8,5 hodiny na hodnotě 8,41 °C. V 17:00 hodin 18.7. teplota vody v místě vývěru pramene vykazovala opět vzestupný trend – téměř kontinuálně stoupala mírnými přírůstky na hodnotu 8,57 °C z 20.7., tj. zvýšení o + 0,16 °C za 2,25 dne.

Podle prezentovaných dat je předpoklad, že k největší srážkové dotaci došlo krátce před a v době extrémního zlomu denního chodu teploty 17.7., tj. od 4. do 7. hodiny ránní. Na tuto srážkovou dotaci reagovala vydatnost pramene v „primární

fázi“ odtokové události nejprve rozkolísáním hodnot 17.7. od 5. hodiny ranní. V této „primární fázi“ odtokové události extrémně výrazné srážky pravděpodobně nestejněmálně vytlačovaly naakumulované vody zvodně (rozkolísání hodnot vydatnosti v oscilaci cca 10 minut s časovým odstupem od dotace srážek v řádu hodiny), které byly naakumulované předchozími srážkami (v návaznosti na cca 6-ti hodinového zpoždění strmého růstu hodnot teploty vody v místě vývěru pramene od počátku „primární fáze“ odtokové události). V závěru „primární fáze“ odtokové události, tj. po dobu cca 2 hodin od 13:00 do 15:00, je z dat patrné ustálení vydatnosti pramene na střední hodnotě 0,06 l/s (vliv nestejněmálně vytlačování naakumulované vody zvodně byl pravděpodobně postupně nahrazován srážko-odtokovým procesem zvodně s dotací vody preferenčními cestami a následně puklinami). Časově souběžné strmé zvýšení hodnot teploty vody v místě vývěru pramene od 13:00 hodin z 17.7. je pravděpodobně výsledkem závislosti vydatnosti na srážkami zadotovaném systému preferenčních cest a puklin a pravděpodobně došlo k plnému uplatnění srážko-odtokového procesu. „Sekundární fáze“ odtokové události začala strmým zvýšením hodnot vydatnosti pramene po 15. hodině. Teplota vody v místě vývěru pramene pokračovala v růstu i po 15. hodině 17.7. Kulminace vydatnosti pramene byla časově v relaci s kulminací teploty vody v místě vývěru pramene, tj. na přelomu dní 17. a 18.7. Po kulminačních hodnotách upoutává pozornost jev, kdy byly křivky vydatnosti pramene, teploty vody v místě vývěru pramene a teploty vzduchu po dobu 1 dne relativně rovnoběžné s poměrně konstantními hodnotami. Nejprve se ke standardnímu průběhu navrátí denní chod teploty. Poté se vrátila k původnímu kontinuálnímu stoupání hodnot mírnými přírůstky jako před srážkovou dotací teplota vody v místě vývěru pramene. Nakonec se vracela k původním hodnotám vydatnost pramene a to kontinuálně velmi pozvolnými přechody.

5.3.2. Rozbor letní odtokové události 2. typu

Data naměřená na sledovaném prameni v průběhu letní odtokové události 2 (4.8.2010 – 19.8.2010) jsou zobrazena v Grafu 3.

Srážkový úhrn byl za těchto 15 dní 82,1 mm ve stanici Plánice-Lovčice, resp. 109,0 mm ve stanici Klatovy. Nástup srážek byl zachycen 4.8. – 6.8. jako mírný

s dozvukem 7.8. Ve dnech 8.8. – 10.8. nebyly zachyceny srážky žádné. Další mírné srážky byly zachyceny 11.8. a 12.8. Dne 13.8. nepršelo a 14.8. byly opět zachyceny srážky mírné. Dne 15.8. nepršelo a srážky dozněly 16.8. Ve dnech 17.8. – 19.8. nebyly zachyceny srážky žádné.

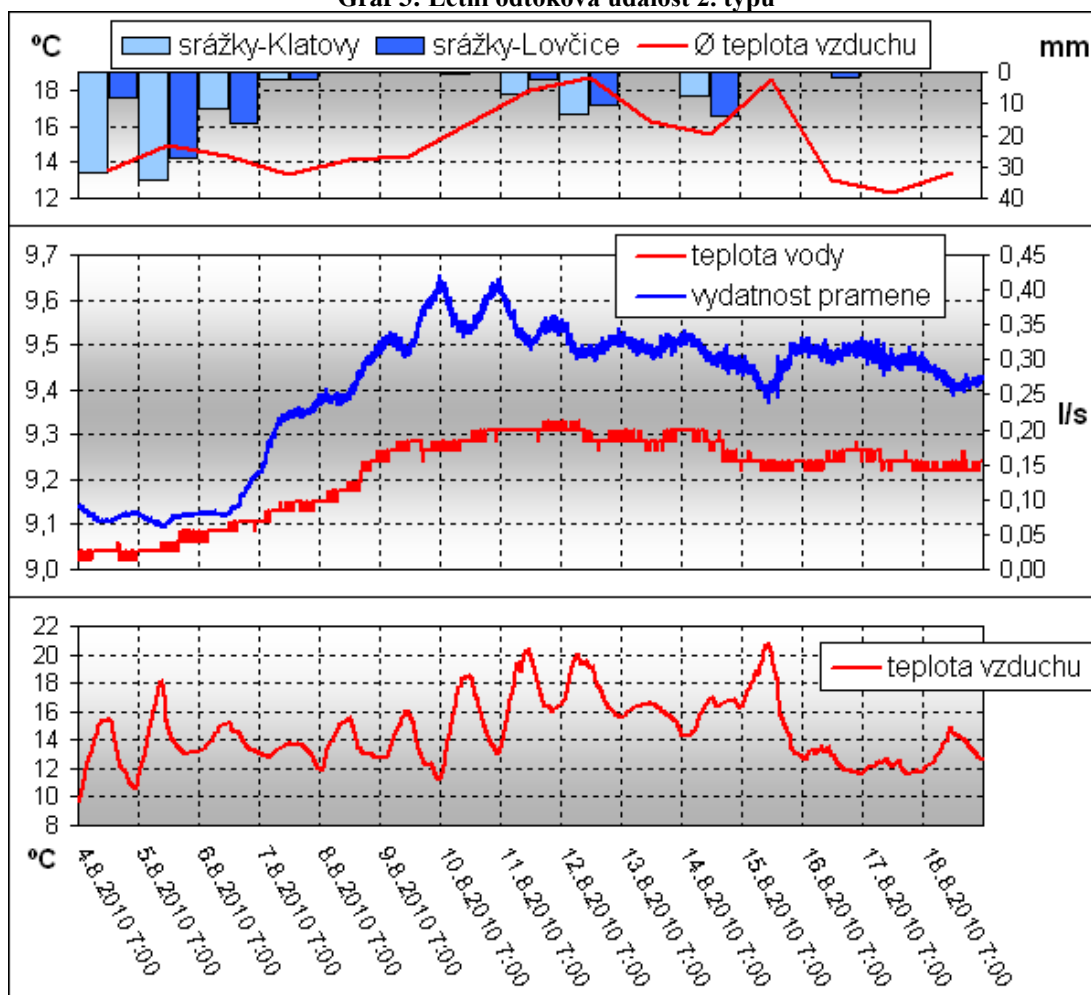
Teplota vzduchu za těchto 15 dní se pohybovala v rozmezí maxima 20,74 °C (15.8. v 17:10) a minima 9,69 °C (4.8. v 7:10). V období události se Ø denní teplota vzduchu pohybovala v rozmezí mezi 18,65 °C a 12,28 °C.

Automatické měření teploty půdního profilu i vlhkosti půdy v infiltrační oblasti měřeného pramene za těchto 15 dní nebylo dosud prováděno.

Vydatnost pramene od 7. hodiny ránní 4.8. až do 23:30 hodiny noční 6.8. kontinuálně velmi pozvolnými přechody oscilovala na hodnotě 0,09 l/s (převážně s mezními stavy od 0,07 l/s do 0,09 l/s). Poté od 23:35 došlo v „primární fázi“ odtokové události k postupnému navyšování hodnot vydatnosti od 0,10 l/s po relativně výrazné vzestupné křivce po dobu 13,5 hodiny na hodnotu vydatnosti 0,20 l/s ve 12:55 hodin 7.8. V časovém úseku 11,5 hodiny, tj. od 13:00 hodin 7.8. došlo k oscilačnímu střídání hodnot od vydatnosti 0,20 l/s do vydatnosti 0,22 l/s v 0:30 hodin 8.8. V následujícím časovém úseku 19,25 hodiny, tj. od 0:35 hodin 8.8. došlo k dalšímu oscilačnímu střídání hodnot od vydatnosti 0,23 l/s do vydatnosti 0,25 l/s v 19:35 hodin 8.8. V „sekundární fázi“ odtokové události probíhalo další navyšování hodnot vydatnosti po relativně výrazné vzestupné křivce od vydatnosti 0,26 l/s z 19:45 hodin 8.8. až na kulminační hodnotu 0,42 l/s ze 7:20 hodin 10.8. Tento trend navyšování hodnot vydatnosti pramene v celkovém čase 35,5 hodiny byl ovšem v polovině po dobu 8-ti hodin pozastaven oscilačním střídáním hodnot od vydatnosti 0,33 l/s v 9:25 hodin 9.8. do vydatnosti 0,30 l/s v 17:15 hodin 9.8. Po dosažené kulminaci v 7:20 hodin 10.8. byly vysoké vydatnosti zachovány po dobu 4 hodin až do 11:20 hodin 10.8. s hodnotou vydatnosti 0,39 l/s. V průběhu dalších 8-mi hodin došlo k poklesu až na hodnotu vydatnosti 0,34 l/s v 19:15 hodin 10.8. Další nárůst hodnot po relativně výrazné vzestupné křivce po 11-ti hodinách vyvrcholil 11.8. v 6:10 hodin druhou kulminací s hodnotou vydatnosti 0,42 l/s. Vysoké vydatnosti byly zachovány po dobu 3,5 hodiny až do 9:45 hodin 11.8. s hodnotou vydatnosti 0,39 l/s. Od 9:50 se vysoké hodnoty vydatnosti pramene postupně snižovaly až na hodnotu 0,31 l/s z 19:05 hodin 11.8. Vydatnost pramene opět postupně dosáhla navýšení až na hodnotu 0,33 l/s v 19:20 hodin 11.8. a pak kontinuálně velmi pozvolnými přechody oscilovala po dobu 16,5 hodiny na hodnotě

0,35 l/s (s mezními stavy od 0,33 l/s do 0,36 l/s) až do 12.8. v 11:55 hodin s hodnotou vydatnosti 0,33 l/s. Vydatnost pramene klesla k hodnotě 0,30 l/s ve 13:30 hodin 12.8. a „sekundární fáze“ odtokové události byla dalšími srážkami rozmělněna. Vydatnost pramene pak oscilovala po dobu 2,75 dne převážně okolo hodnoty 0,32 l/s (s mezními stavy od 0,33 l/s do 0,29 l/s) až do 15.8. v 7:00 hodin s hodnotou vydatnosti 0,30 l/s. Po poklesu až na hodnotu 0,24 l/s z 15.8. v 17:25 hodin. Vydatnost pramene opět postupně dosáhla navýšení až na hodnotu 0,33 l/s v 7:05 hodin 16.8.2010, kontinuálně oscilovala na hodnotě 0,29 l/s (s mezními stavy od 0,31 l/s do 0,27 l/s) a pak od 18.8. v 15:30 hodin pozvolnými přechody pokračovala v trendu poklesu.

Graf 3: Letní odtoková událost 2. typu



Zdroj: Vlastní práce

Teplota vody v místě vývěru pramene téměř kontinuálně stoupala mírnými přírůstky od hodnoty 9,04 °C ze 4.8. v 7:00 na hodnotu 9,15 °C z 8.8. ve 11:30, tj. zvýšení o + 0,11 °C za 4,25 dne. Teplota vody v místě vývěru pramene 8.8.

v 11:35 hodin začala růst rychleji z úrovně 9,15 °C na 1. maximální hodnotu 9,29 °C v 17:00 hodin dne 9.8., tj. nárůst o 0,14 °C za 28,5 hodiny. Na tomto maximu se teplota vody v místě vývěru pramene ustálila po dobu 7-mi hodin a po půlnoci z 9.8. na 10.8. mírně klesla na hodnotu 9,26 °C a na této hodnotě oscillovala (s mezními stavy od 9,26 °C do 9,29 °C) po dobu 14-ti hodin do 10.8. ve 14:10 hodin. Poté opět velmi mírnými přírůstky kontinuálně stoupala na hodnotu 9,31 °C v 1:20 hodin 11.8., na které beze změny setrvala 23 hodin do 12.8. v 0:20 hodin. V 0:25 hodin 12.8. teplota vody v místě vývěru pramene dosáhla 2. maxima – hodnoty 9,33 °C. Tato maximální hodnota, na které teplota oscillovala (s mezními stavy od 9,31 °C do 9,33 °C) až do 13:25 hodin 12.8., kdy byla naměřena naposledy, byla maximální hodnotou celé odtokové události. Poté s velmi mírnými rozdíly teplota oscillovala na hodnotě 9,29 °C (s mezními stavy od 9,26 °C do 9,31 °C) až do půlnoci 14.8.2010. Od 0:05 hodin 15.8. s hodnotou 9,24 °C probíhala oscilace povětšinou na této hodnotě (s mezními stavy od 9,22 °C do 9,26 °C) až do 7:00 hodin 19.8.2010.

Podle prezentovaných dat je předpoklad, že mírné 4 denní srážky postupně dotovaly oblast měřeného pramene. Na tuto srážkovou dotaci reagovala vydatnost pramene až v „primární fázi“ odtokové události postupným navyšováním hodnot s počátkem půl hodiny před půlnocí 6.8. Jelikož srážky byly pravděpodobně nižší intenzity a pravděpodobně rozloženy do malého počtu dotací v řádu desítek hodin, ovlivnily vydatnost pramene pravděpodobně postupným vytlačováním (bez rozkolísání s neměnnou teplotou) již dříve naakumulované vody zvodně. Před 13. hodinou 7.8. rychlejší nestejněměrné vytlačování naakumulované vody zvodně rozkolísalo hodnoty vydatnosti. Před půlnocí 7.8. pravděpodobně došlo ke krátkodobé srážce, která sice podle dat srážkového úhrnu nebyla pro denní plnění významná, ale přesto dokázala posílit vydatnost pramene tak, že opět způsobila rychlejší nestejněměrné vytlačování naakumulované vody zvodně s dalším kolísáním hodnot vydatnosti. V pozvolném závěru „primární fáze“ odtokové události, tj. po dobu cca 19-ti hodin od počátku dne 8.8. do půl 20. hodiny, je z dat patrné ustálení vydatnosti pramene na střední hodnotě 0,21 l/s (vliv nestejněměrné vytlačování naakumulované vody zvodně byl pravděpodobně postupně nahrazován srážko-odtokovým procesem zvodně s dotací vody preferenčními cestami a následně puklinami). Časově souběžné výrazné zvýšení hodnot teploty vody v místě vývěru pramene od 11:30 hodin do 19:40 hodin 8.8. je pravděpodobně výsledkem závislosti

vydatnosti na srážkami zadotovaném systému preferenčních cest a puklin a pravděpodobně došlo k plnému uplatnění srážko-odtokového procesu. „Sekundární fáze“ odtokové události začala zvýšením hodnot vydatnosti pramene po relativně výrazné vzestupné křivce 8.8. před 20. hodinou. Teplota vody v místě vývěru pramene pokračovala v růstu i po 20. hodině 8.8. Ani jedna z kulminací vydatnosti pramene nebyla časově v relaci s kulminací teploty vody v místě vývěru pramene. První kulminace vydatnosti pramene v 7:20 hodin 10.8. se za 1. maximum teploty vody v místě vývěru pramene v 17:00 z 9.8. opozdila o více než 12 hodin, přičemž teplota na tomto „maximu“ byla stabilní po dobu 7-mi hodin a v době první kulminace vydatnosti pramene k této hodnotě oscilovala. Druhá kulminace vydatnosti pramene v 6:10 hodin 11.8. naopak kulminaci (2. maximum) teploty vody v místě vývěru pramene v 0:25 hodin z 12.8. předběhla o více než 18 hodin. Po kulminačních hodnotách se vydatnost pramene kontinuálně velmi pozvolnými přechody snižovala. Srážkové úhrny z konce 11.8. a za dny 12.8. a 13.8. „sekundární fázi“ odtokové události rozmělnily. Hodnoty vydatnosti pramene se stabilizovaly, teplota vody v místě vývěru pramene dosáhla kulminačních hodnot a mírném poklesu oscilovala na dosažených hodnotách. Hodnoty vydatnosti pramene tak pokračovaly pozvolnými přechody v trendu poklesu až od 18.8. v 15:30 hodin. Hodnoty teploty vody v místě vývěru pramene se kontinuálně začala mírnými úbytky snižovat, ale přesto se ani nepřiblížily k hodnotám před srážkovou dotací. Na datech upoutá, že při standardním denním chodu teploty vzduchu je patrný vztah: lokální maximum hodnoty teploty vzduchu = lokální minimum hodnoty vydatnosti pramene, resp. naopak lokální minimum hodnoty teploty vzduchu = lokální maximum hodnoty vydatnosti pramene. Při potlačeném denním chodu teploty vzduchu tento vztah patrný není a křivky vydatnosti pramene, teploty vody v místě vývěru pramene a teploty vzduchu byly relativně rovnoběžné s poměrně konstantními hodnotami.

5.3.3. Rozbor zimní odtokové události

Data naměřená na sledovaném prameni v průběhu zimní odtokové události (11.1.2011 – 5.2.2011) jsou zobrazena v Grafu 4.

Srážkový úhrn byl za těchto 25 dní 53,2 mm ve stanici Plánice-Lovčice, resp. 23,9 mm ve stanici Klatovy. Nástup srážek byl zachycen 11.1. a 12.1. jako

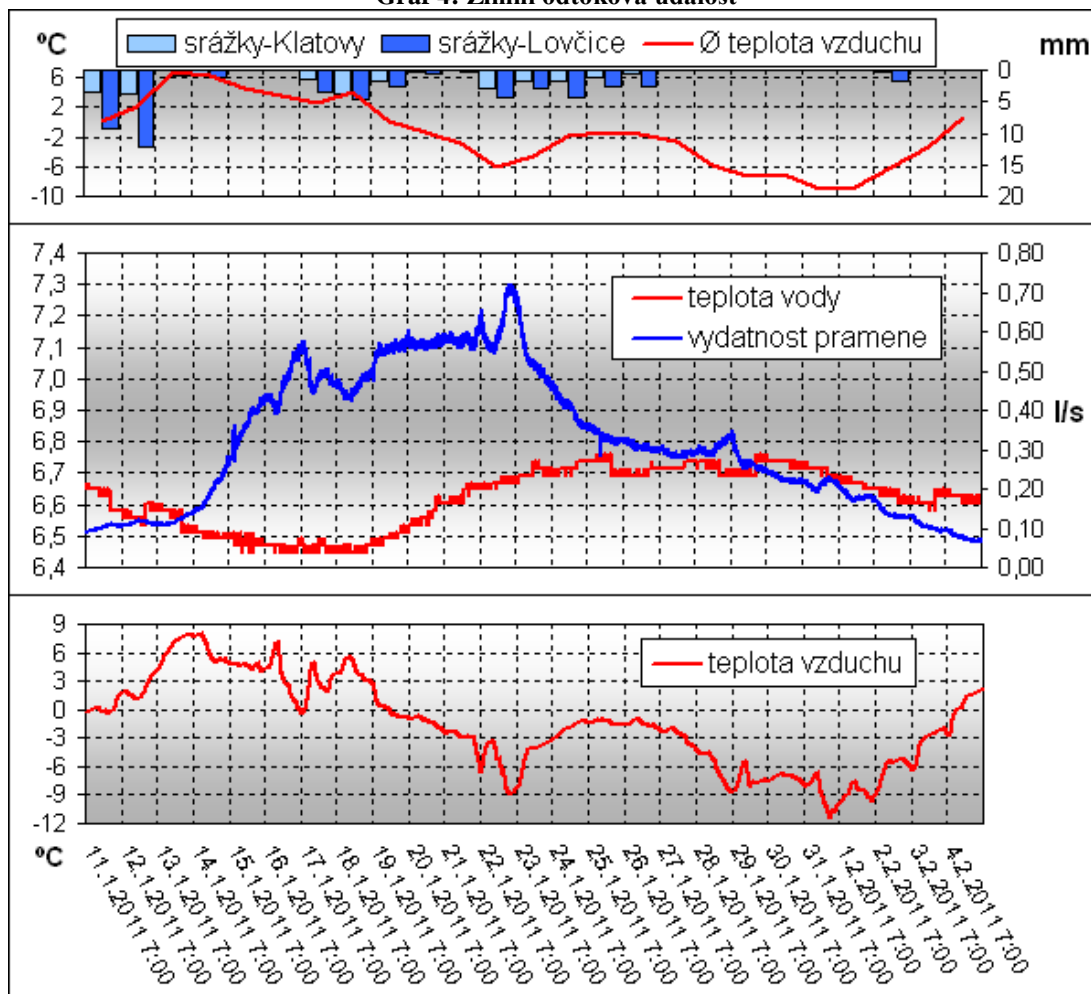
mírný s dozvukem 13. a 14.1.2011. Ve dnech 15.1. a 16.1. nebyly zachyceny srážky žádné. V období 17.1. – 26.1. byly srážky malé až minimální. Ve dnech 27.1. – 5.2. nebyly, s výjimkou srážkové epizody z 2.2.2011, zachyceny srážky žádné.

Teplota vzduchu za těchto 25 dní se pohybovala v rozmezí maxima 7,98 °C (14.1. ve 13:00) a minima -11,38 °C (1.2. v 1:00). V období události se Ø denní teplota vzduchu pohybovala v rozmezí mezi 6,7 °C a -8,9 °C.

Automatické měření teploty půdního profilu i vlhkosti půdy v infiltrační oblasti měřeného pramene za těchto 25 dní nebylo dosud prováděno.

Vydatnost pramene od 7. hodiny ránní 11.1. až do 0:05 hodiny noční 14.1. kontinuálně velmi pozvolnými přechody oscilovala na hodnotě 0,10 l/s (převážně s mezními stavy od 0,09 l/s do 0,12 l/s). Poté od 0:10 hodin 14.1. došlo v „primární fázi“ odtokové události k postupnému navyšování hodnot vydatnosti od 0,12 l/s po stále více zvýrazněné vzestupné křivce po dobu téměř 2 dní na hodnotu vydatnosti 0,41 l/s ve 23:10 hodin 15.1. V časovém úseku 16-ti hodin, tj. od 23:15 hodin 15.1. došlo k oscilačnímu střídání hodnot od vydatnosti 0,40 l/s do vydatnosti 0,42 l/s s minimálním mezním stavem 0,39 l/s ve 15:25 hodin 16.1. V „sekundární fázi“ odtokové události probíhalo další navyšování hodnot vydatnosti po relativně výrazné vzestupné křivce od vydatnosti 0,40 l/s z 15:30 hodin 16.1. až na kulminační hodnotu 0,58 l/s z 9:20 hodin 17.1. Poté došlo k výraznému poklesu vydatnosti na hodnotu 0,44 l/s v 15:00 hodin a od 15:15 hodin 17.1. pozvolně oscilovaly hodnoty vydatnosti kolem hodnoty 0,47 l/s (s mezními stavy od 0,45 l/s do 0,50 l/s) po dobu 40-ti hodin až do 7:35 hodin 19.1. s hodnotou vydatnosti 0,48 l/s. „Sekundární fáze“ odtokové události byla dalšími srážkami rozmělněna. Během 2,5 hodiny došlo ke strmému nárůstu, kdy v 10:05 hodiny 19.1. bylo dosaženo hodnoty vydatnosti 0,55 l/s. Tento strmý nárůst byl podle grafu doprovázen značným poklesem teploty vzduchu s počátkem dlouhodobého setrvání pod hodnotou 0 °C. Vydatnost pramene pak oscilovala od 10:10 hodin 19.1. z hodnoty 0,54 l/s po dobu přes 3 a čtvrt dne převážně okolo hodnoty 0,58 l/s (s mezními stavy od 0,55 l/s do 0,64 l/s) až do 22.8. v 18:00 hodin s hodnotou vydatnosti 0,55 l/s. V 18:05 hodin 22.8. vydatnost pramene opět strmě stoupala až dosáhla navýšení na hodnotu 0,72 l/s ve 3:00 hodin 23.1. Tato nejvyšší vydatnost byla zopakována ještě 4x – ve 3:15, ve 4:25, ve 4:35 a ve 4:45 hodiny 23.1.2011. Po této 8-mi hodinové oscilaci na maximálních hodnotách vydatnosti od 8:10 hodin 23.1. došlo k trvalému poklesu z hodnoty 0,70 l/s po počátku strmé křivce až po křivku méně výraznou na hodnotu vydatnosti 0,07 l/s.

Graf 4: Zimní odtoková událost



Zdroj: Vlastní práce

Teplota vody v místě vývěru pramene oscilovala v rozpětí hodnot 6,67 °C až 6,65 °C od 11.1. v 7:00 až do 9:55. Od 10:00 hodiny 11.1. se na hodnotě 6,65 °C ustálila nepřetržitě po dobu 10,25 hodiny do 20:15 hodin 11.1. Od 20:20 hodin 11.1. hodnoty opět velmi postupně oscilovaly po dobu přesahující 2 dny kolem hodnoty 6,58 °C (s mezními stavy od 6,54 °C do 6,60 °C) do půlnoci 13.1. s hodnotou teploty vody v místě vývěru pramene ve výši 6,58 °C. V 0:05 hodin 14.1. započal mírným skokem (o -0,04 °C) z hodnoty 6,54 °C trend pozvolného poklesu hodnot teploty vody v místě vývěru pramene až na hodnotu 6,45 °C ve 20:05 z 15.1., tj. snížení o -0,09 °C za téměř 2 dny. K hodnotě 6,45 °C oscilovala teplota vody v místě vývěru pramene od 20:10 hodin 15.1. s rozptylem k hodnotě 6,47 °C po dobu 3,5 dne. Tehdy začala od 7:05 hodin 19.1. z hodnoty 6,49 °C velmi pozvolně růst na 1. maximální hodnotu 6,76 °C dosaženou v 17:25 hodin dne 25.1., tj. nárůst o 0,27 °C za 6,5 dne. Na tomto maximu se teplota vody v místě vývěru pramene oscilovala až k hodnotě 6,60 °C po dobu 4,5 dne, kdy po posledním maximu z řadově desítek naměřených

hodnot 6,76 °C (v 7:30 hodin 30.1.) byl nastolen trend velmi pozvolného poklesu hodnot teploty vody v místě vývěru pramene. Ten na konci odtokové události vykazoval v 7:00 hodin 5.2. hodnoty teplota vody v místě vývěru pramene 6,60 °C.

Tuto odtokovou událost je nutné interpretovat v širším kontextu vývoje počasí před touto událostí. Prakticky od 23.11. 4:45 hodin nevystoupily teploty vzduchu nad hodnotu 0,00 °C. Tento stav trval až do mírné oblevy 7.1. Za toto období 1,5 měsíce bylo v měřené lokalitě řádově 100 mm srážkového úhrnu sněhu. Krátce před odtokovou událostí se 8.1. teploty vzduchu zvedly k hodnotám 6,1 °C, 9.1. k hodnotám 7,6 °C, a přes mírný pokles ve dnech 10.-11.1. se teploty vzduchu zvedly 13.1. opět na 7,6 °C, dokonce 14.1. až k hodnotám 8,0 °C. Mírná obleva dozněla 19.1. trvalým návratem teplot pod hodnotu 0,00 °C. Podle v grafu prezentovaných dat je předpoklad, že mírné 2 denní srážky dešťové se sněhem (se srážkovými dozvuky 4 denní) s velmi pozvolna tajícím sněhem dotovaly oblast měřeného pramene. Na tuto srážkovou dotaci reagovala vydatnost pramene až v „primární fázi“ odtokové události postupným navyšováním hodnot s počátkem 0:10 hodin 14.1. Jelikož velmi pomalu tající sníh pravděpodobně již dotoval systém puklin, srážky ovlivnily vydatnost pramene pravděpodobně preferenčními cestami. Tuto vazbu podporuje trend pozvolného poklesu hodnot teploty vody v místě vývěru pramene, který započal mírným skokem téměř synchronně v 0:05 hodin 14.1. V závěru „primární fáze“ odtokové události, tj. po dobu cca 16-ti hodin od 23:15 hodin 15.1. do 15:25 hodin 16.1. došlo pravděpodobně k časově krátké a o to výraznější dešťové srážce, která za součinnosti částečně naplněného systému puklin zadotovala vydatnost pramene. Z dat patrná oscilace hodnot vydatnosti pramene na střední hodnotě 0,41 l/s vypovídá, že vliv preferenční cesty a puklin byl pravděpodobně podporován možnou omezenou průchodností hlubšího oběhu a nedocházelo k postupnému nestejněměrnému vytlačování naakumulované vody vzvodně. Časově téměř souběžná stabilizace hodnot teploty vody v místě vývěru pramene, kdy byl zaznamenán konec trendu poklesu ve 20:10 hodin 15.1., je pravděpodobně výsledkem doznívání závislosti vydatnosti na srážkami zadotovaném systému puklin. „Sekundární fáze“ odtokové události začala zvýšením hodnot vydatnosti pramene po relativně výrazné vzestupné křivce z 15:30 hodin 16.1.. Teplota vody v místě vývěru pramene pokračovala v oscilaci kolem dosažené minimální teploty a byla časově v relaci s kulminací vydatnosti pramene z 9:20 hodin 17.1. Po kulminačních hodnotách se vydatnost pramene kontinuálně snižovala.

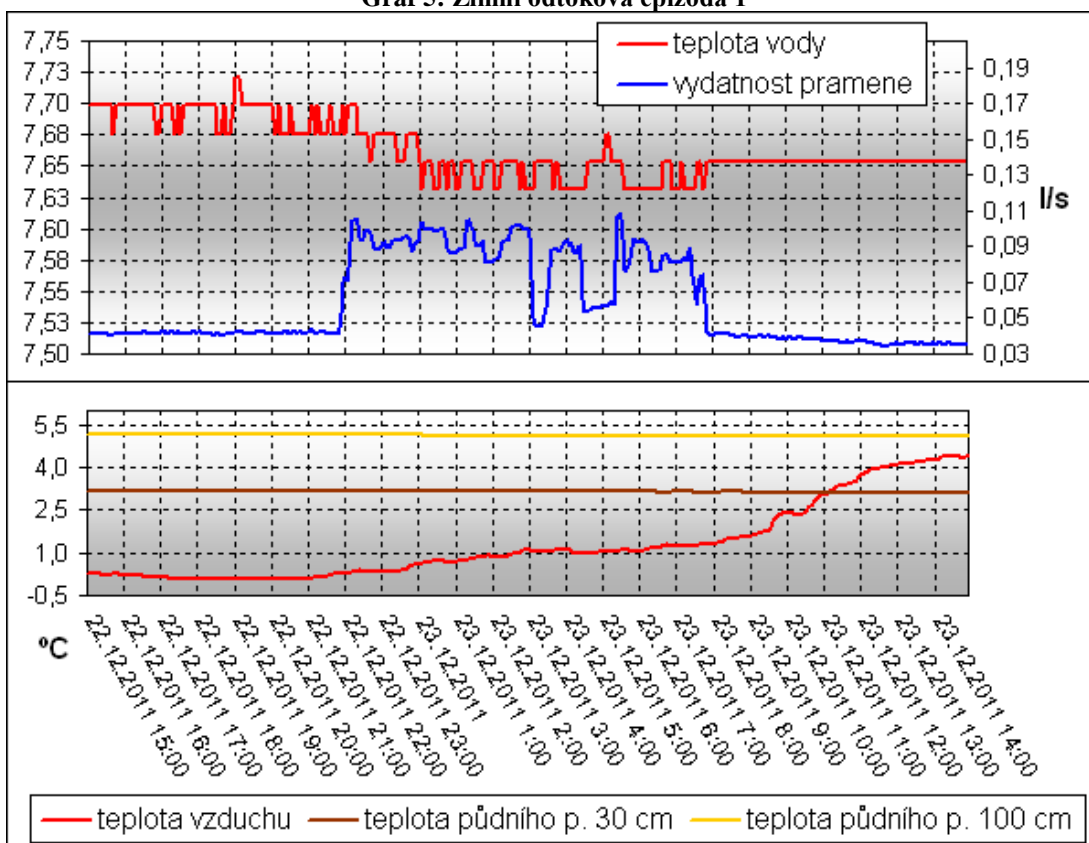
Srážkové úhrny za dny 17. a 18.1. (děšť), 19.1. (děšť se sněhem) „sekundární fázi“ odtokové události rozmělnily, přičemž ve specifických zimních podmínkách spustily „terciární fázi“ odtokové události. U všech sledovaných hodnot došlo 19.1. po 7:35 hodině k výrazné změně. Hodnoty vydatnosti pramene strmě 2,5 hodiny stoupaly a poté se stabilizovaly až do 22.8. do 18:00 hodin. Při skoku vydatnosti došlo také i k dlouhodobému propadu hodnot teploty vzduchu pod hodnotu 0,00 °C. Též teplota vody v místě vývěru pramene začala stoupat (pravděpodobně výsledkem závislosti vydatnosti na plné průchodnosti hlubšího oběhu s postupným nestejným vytlačováním naakumulované vody zvodně). Tomu odpovídá oscilování hodnot vydatnosti. Dne 23.1. ve 3:00 hodiny hodnoty vydatnosti po 9-ti hodinovém strmém růstu vystoupaly do rekordních hodnoty 0,72 l/s, což je 9x vyšší hodnota oproti Ø hodnotě vydatnosti (0,08 l/s) nebo dokonce 24x vyšší hodnota oproti nejčtenější hodnotě vydatnosti (0,03 l/s). Teplota vzduchu kopírovala prudký nárůst vydatnosti obdobně prudkým poklesem teploty. Při pokulminálním poklesu vydatnosti od 8:10 hodin 23.1. teplota vzduchu reagovala obdobným vzrůstem. Hodnoty vydatnosti pramene tak pokračovaly pozvolnými přechody v trendu poklesu až do konce odtokové události v 7:00 5.2. Hodnoty teploty vody v místě vývěru pramene se po 4,5 denní oscilaci na maximum kontinuálně začaly mírnými úbytky snižovat a dosáhly hodnot před srážkovou dotací. Na datech upoutá, že při standardním denním chodu teploty vzduchu je patrný vztah: lokální maximum hodnoty teploty vzduchu = lokální minimum hodnoty vydatnosti pramene, resp. naopak lokální minimum hodnoty teploty vzduchu = lokální maximum hodnoty vydatnosti pramene. Při potlačeném denním chodu teploty vzduchu tento vztah patrný není a křivky vydatnosti pramene, teploty vody v místě vývěru pramene a teploty vzduchu byly relativně rovnoběžné s poměrně konstantními hodnotami.

5.4. Rozbor vybraných odtokových epizod

Odtokové epizody jsou epizodní odtokové události v řádu hodin (Graf 5, 6 a 7). Lze je spolehlivě identifikovat na relativně stabilizovaném systému pramene, preferenčních cest, puklin a infiltrační oblasti. Na měřeném prameni dochází k této relativní stabilizaci pouze v období od 1. poloviny měsíce listopadu až do poloviny měsíce ledna. Mezi stabilizovanými hodnotami vydatnosti na ustálené křivce na hranici minimální vydatnosti dochází pravděpodobně při výraznější jednorázové

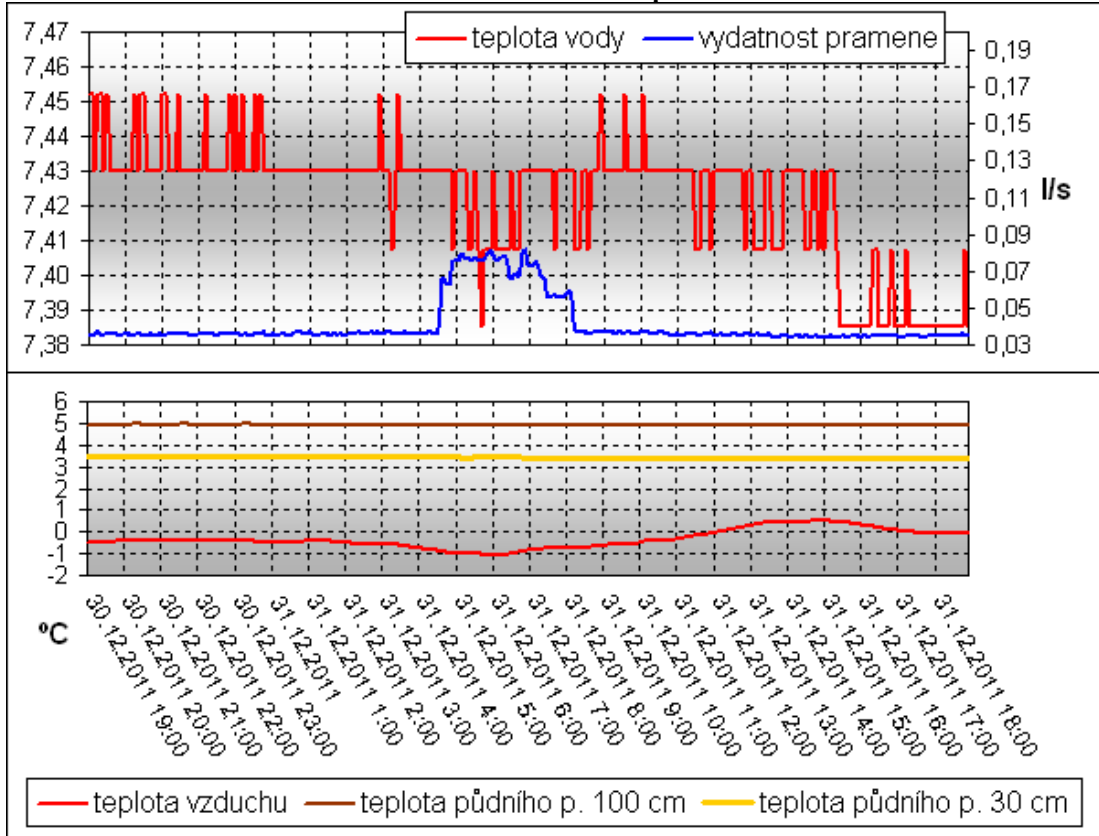
srážkové dotaci k mělkého oběhu s přednostním uplatněním složky odtoku preferenčními cestami. Vydatnost pravděpodobně reaguje s nepatrným zpožděním na srážku. Vzestupná větev odtokové epizody (vzestupná větev hodnot vydatnosti pramene) byla doprovázena poklesem teploty vody ve vývěru pramene. Naopak po kulminaci vydatnosti pramene byla sestupná větev odtokové epizody (sestupná větev hodnot vydatnosti pramene) doprovázena vzestupem teploty vody ve vývěru pramene. Automatické měření teploty půdního profilu v infiltrační oblasti měřeného pramene po dobu těchto odtokových epizod nevykázalo jakoukoliv změnu – křivky byly neměnné. Automatické měření vlhkosti půdy v infiltrační oblasti měřeného pramene nebylo vyhodnoceno pro poruchu měřícího přístroje.

Graf 5: Zimní odtoková epizoda 1



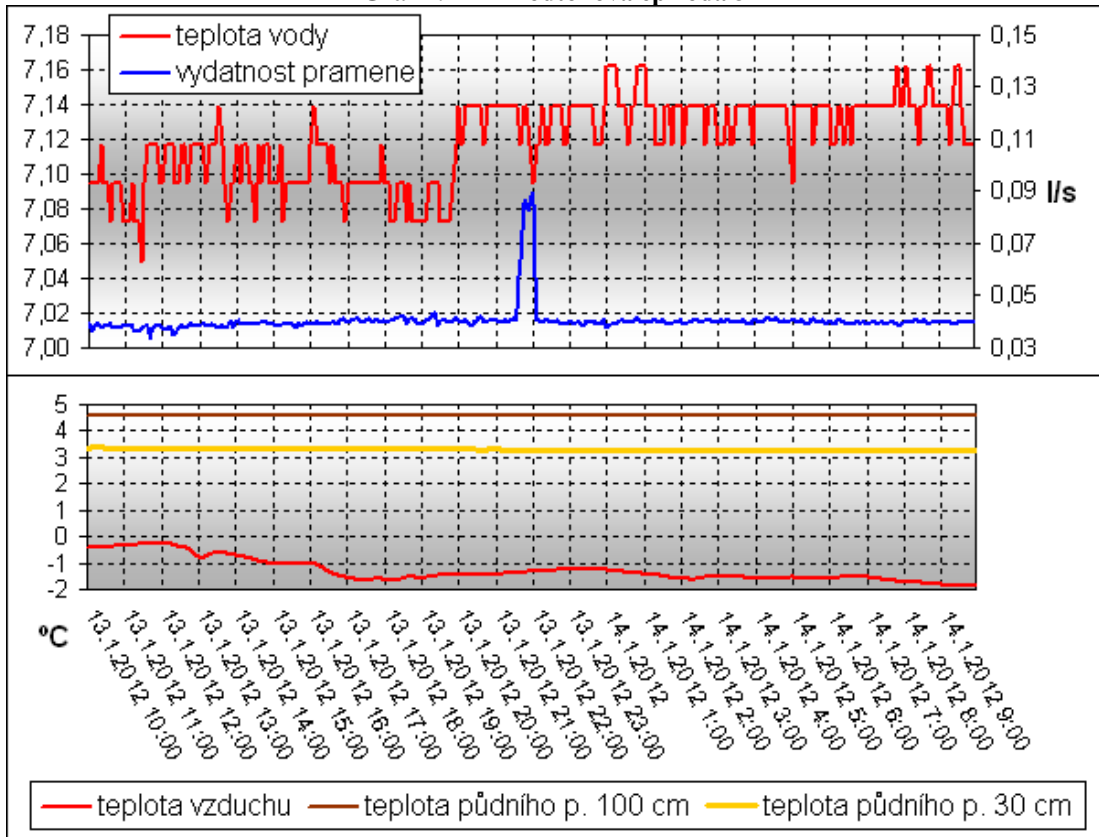
Zdroj: Vlastní práce

Graf 6: Zimní odtoková epizoda 2



Zdroj: Vlastní práce

Graf 7: Zimní odtoková epizoda 3



Zdroj: Vlastní práce

5.5. Shrnutí výsledků

Z výsledků měření vydatnosti pramene a teploty vody ve vývěru a dalších stanovištních charakteristik vyplynuly následující poznatky a vztahy:

- změny hodnot vydatnosti pramene souvisí se změnami srážkového úhrnu;
- vydatnost pramene v odezvě na srážky reaguje v řádech desítky hodin až dnů;
- vzestupná větev je různorodá, od postupně nabíhající, přes výraznou až ke strmé;
- kulminace vydatnosti nastává s různým časovým odstupem od počátku vzestupu vydatnosti;
- změny hodnot teploty vody v místě vývěru pramene souvisí se změnami srážkového úhrnu;
- teplota vody ve vývěru pramene vykazuje dlouhodobé trendy v závislosti na střídání ročních období;
- mezní hodnoty teploty vody ve vývěru pramene vykazují v jednotlivých ročních obdobích relativně malý rozptyl od dlouhodobého trendu;
- v letních odtokových událostech vzestupné hodnoty vydatnosti pramene odpovídají vzestupným hodnotám teploty vody ve vývěru pramene;
- v zimních odtokových událostech vzestupné hodnoty vydatnosti pramene odpovídají sestupným hodnotám teploty vody ve vývěru pramene;
- v zimních odtokových epizodách náhlému zvýšení vydatnosti odpovídají snížené hodnoty teploty vody ve vývěru pramene;
- hodnoty teploty půdního profilu s měřicím přístrojem umístěným v hloubce 30-ti cm korespondovaly s hodnotami \varnothing teploty vzduchu s výjimkou období, kdy byla půda promrzlá;
- v letních měsících teplota půdního profilu s měřicím přístrojem umístěným v hloubce 30-ti cm reagovala na srážkovou dotaci zvýšením hodnot;
- v zimních měsících hodnoty teploty půdního profilu s měřicím přístrojem umístěným v hloubce 30-ti cm na srážkovou dotaci nereagovaly;
- trendy hodnot teploty půdního profilu s měřicím přístrojem umístěným v hloubce 100 cm odpovídaly v průběhu času obdobným trendům hodnot teploty vody ve vývěru pramene;
- hodnoty vlhkosti půdy nebyly pro poruchu měřicího přístroje zaznamenány a vyhodnoceny.

6. Závěr

Cílem této práce bylo vyhodnocení vztahu mezi kolísáním vydatnosti pramene a teploty vody ve vývěru pramene jak v průběhu roku, tak i při extrémních srážko-odtokových událostech, a to v kontextu zkoumané lokality s infiltrační oblastí na svahu nad pramenem Točnického potoka, který se nachází v jihozápadní části přírodního parku Plánický hřeben na Klatovsku.

Z naměřených dat byl po jejich zpracování vytvořeno grafické vyhodnocení, které reprezentuje určitý pohled na události časového úseku téměř dvou let na lokalitě infiltrační oblasti na svahu s uzavěřovým profilem (sestupným puklinovým pramenem). Tento pohled je částečný, s ambicí zachytit, popsat a interpretovat základní rysy celoročního chodu srážko-odtokového procesu při formování odtoku na svahu. V grafickém vyhodnocení byly identifikovány reprezentativní odtokové události. Na reprezentativní události je nazíráno s různou mírou významnosti pro formování odtoku na svahu. Výrazné globální jsou vedeny ve skupině Odtokové události. Další, epizodní, jsou začleněny do skupiny Odtokové epizody. Jednotlivé identifikované reprezentativní odtokové události byly popsány, analyzovány a byly na nich prezentovány zjištěné závislosti.

Odtokové události se podle časového zasazení dělí na letní odtokové události a zimní odtokové události. Tyto se v zásadě s drobnými posuny jak v čase, tak v rozptylu jednotlivých hodnot, po roce opakují a pro formování odtoku na svahu jsou nosné. Poznatky z naměřených dat po jejich zpracování v následné interpretaci hovoří o událostech, které se dějí v řádu týdne. Každá odtoková událost se na tomto konkrétním místě rozkládá v zásadě na „primární fázi“, „sekundární fázi“ a doznění odtokové události. Za jistých specifických podmínek dochází k rozlišení událostí na letní odtokové události 1. typu a letní odtokové události 2. typu. V zimě může být navíc standardní zimní odtoková událost rozšířena o „terciární fázi“. Pro komplikaci mohou být ještě tyto odtokové události „rozmělněny“ pomocí dalších srážek, které do konceptu odtokové události nezapadají.

V letních odtokových událostech v primární fázi vydatnost kolísá a nestoupá. Hodnoty teploty vody ve vývěru pramene se drží letního vzestupného trendu. Je to pravděpodobně dáno postupným nestejným vytláčováním naakumulované vody ze zvodně. V sekundární fázi vydatnost výrazně stoupá. Stoupají i hodnoty

teploty vody ve vývěru pramene. Vliv nestejnomyerného vytlačování naakumulované vody ze zvodně byl pravděpodobně postupně nahrazován srážko-odtokovým procesem zvodně s dotací vody preferenčními cestami a následně puklinami.

V zimních odtokových událostech v primární fázi vydatnost postupně až výrazně roste. Hodnoty teploty vody ve vývěru pramene se drží zimního sestupného trendu. Je to pravděpodobně dáno zaplněním systému puklin a nadržením zvodně velmi pomalu tajícím sněhem při povánoční oblevě, kdy přechodné dešťové srážky ovlivnily vydatnost pramene pravděpodobně preferenčními cestami. V sekundární fázi vydatnost výrazně stoupá. Stoupají i hodnoty teploty vody ve vývěru pramene. Příčinou je pravděpodobně postupné nestejnomyerné vytlačování naakumulované vody ze zvodně.

Odtokové epizody trvají v řádu hodin. Vznikají z úhlu pohledu odtokových událostí jako „nahodilé“. Řídí se ovšem obdobnými zákonitostmi, které byly pozorovány na experimentálně sledovaných povodích – pramen P51. Na např. 5-ti minutová strmá navýšení vydatnosti pramene nastupuje výrazná reakce hodnoty teploty vody ve vývěru pramene. Jelikož je lze v měřené lokalitě spolehlivě identifikovat pouze na relativně stabilizovaném systému pramene, preferenčních cest, puklin a infiltrační oblasti, jsou zaznamenány pouze v období od 1. poloviny měsíce listopadu až do poloviny měsíce ledna. V této zimní závislosti na strmou stoupající křivku vydatnosti reaguje klesající křivka teploty ve vývěru pramene.

Formování odtoku na svahu měřeného pramene pravděpodobně podléhá podle vysledovaných nebo předpokládaných závislostí v kombinaci mělkého oběhu a oběhu hlubšího. Mělký oběh se složkou odtoku preferenčními cestami při průběhu extrémních srážko-odtokových událostí je ovšem na tomto místě formován jako intenzivnější zasakování srážek do zvodně.

Měření po dobu necelých dvou let doposud zjištěné trendy nemohlo zcela potvrdit. Pro srovnání byl použit vědecký článek od ZAJÍČEK et al. (2009). Při porovnávání událostí se potvrdilo, že některé závislosti jsou srovnatelné a některé naopak charakteristické pouze pro danou lokalitu. Ze srovnatelných jsou to např. obdobné reakce vzestupného puklinového pramene P51 v povodí Kopaninského potoka (viz Obr. 26), na kterém dochází k obdobným změnám teploty vody při náhlé změně průtoku (vydatnosti). Charakteristickou závislostí pouze pro infiltrační oblast na svahu nad pramenem Točnického potoka je vztah mezi vydatností a teplotou ve vývěru pramene v zimní odtokové události.

7. Seznam použité literatury

7.1. Literatura

1. ALDWELL, C. R. a D. J. BURDON. Temperature of infiltration and groundwater. In: *Conjunctive Water Use: Proceedings of the Budapest Symposium*. Budapešť: IAHS, 1986, s. 285-289. 156.
2. BÉM, Jiří, Ivana BÉMOVÁ a Cyril PATOČKA. *Základy hydrauliky a hydrologie*. 1. vyd. Praha: SNTL, 1963, 142 s.
3. BRUTSAERT, Wilfried. *Hydrology: An Introduction*. New York: Cambridge University Press, 2005, 605 s. ISBN 13 978-0-521-82479-8.
4. CZUDEK, Tadeáš. *Geomorfologické členění ČSR = Geomorphological division of the czech socialist republic*. 1. vyd. Brno: Geografický ústav ČSAV, 1972, 137 s.
5. ČSN 75 0101. *Vodní hospodářství - Základní terminologie*. Praha: Český normalizační institut, 2003, 28 s.
6. ČSN 75 0145. *Meliorace. Terminologie v pedologii*. Praha: Český normalizační institut, 1994, 28 s.
7. DAŇHELKA, Jan. *Operativní hydrologie: Hydrologické modely a nejistota předpovědí*. 1. vyd. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2007, 104 s. ISBN 978-80-86690-48-3.
8. DEMEK, Jaromír et al. *Geomorfologie Českých zemí*. 1. vyd. Praha: ČSAV, 1965, 335 s.
9. DEMEK, Jaromír et al. *Zeměpisný lexikon ČSR: Hory a nížiny*. 1. vyd. Praha: ČSAV, 1987, 584 s.
10. DEMEK, Jaromír a Peter MACKOVČIN. *Zeměpisný lexikon ČR: Hory a nížiny*. 2. vyd. Brno: AOPK ČR, 2006, 582 s. ISBN 80-86064-99-9.
11. DUB, Oto a Jan NĚMEC et al. *Hydrologie*. 1. vyd. Praha: SNTL, 1969, 380 s.
12. GENTHON, Pierre, Arnaud BATAILLE, Andre' FROMANT, Dominique D'HULST a Francois BOURGES. Temperature as a marker for karstic waters hydrodynamics: Inferences from 1 year recording at La Peyre're cave. *Journal of Hydrology*. Arie`ge, France, 2005, č. 311, s. 157-171.
13. HÁLEK, Václav a Jan ŠVEC. *Hydraulika podzemní vody*. 1. vyd. Praha: ČSAV, 1973, 375 s.
14. HRÁDEK, František a Petr KUŘÍK. *Hydrologie*. 1. vyd. Praha: Česká zemědělská univerzita v Praze: CREDIT, 2002, 280 s. ISBN 80-213-0950-4.
15. HABĚTÍN, Vladimír, Eduard KOČÁREK a Zdeněk TRDLIČKA. *Geologické vědy: přehled mineralogie, petrografie a geologie*. 1. vyd. Praha: SPN, 1973, 400 s.
16. HYNIE, Ota. *Hydrogeologie ČSSR: Prosté vody*. 1. vyd. Praha: ČSAV, 1961, 564 s.

17. CHANG, Mingteh. *Forest Hydrology: an introduction to water and forests*. Boca Raton: CRS Press, 2003, 373 s. ISBN 0-8493-1363-5.
18. ILKO, Jozef. *Minilexikon meteorológie*. 1. vyd. Bratislava: ALFA, 1990, 176 s.
19. JANDORA, Jan, Vlastimil STARA a Miloš STARÝ. *Hydraulika a hydrologie*. 2. vyd. Brno: Akademické nakladatelství CERM, 2011, 186 s. ISBN 978-80-7204-739-0.
20. JETEL, Ján a Stanislav HRUDA. *Proutkařství 2: Hydrologeologie a Studny*. 1. vyd. Praha: ATON, 1991, 112 s. ISBN 80-901036-0-X.
21. KEMEL, Miroslav. *Hydrologie*. 3. vyd. Praha: ČVUT, 1991, 222 s. ISBN 80-01-00509-7.
22. KEMEL, Miroslav a Václav KOLÁŘ. *Hydrologie*. 1. vyd. Praha: ČVUT, 1980, 202 s.
23. KETTNER, Radim. *Všeobecná geologie: vnější geologické síly, zemský povrch, geologická činnost vody*. 2. vyd. Praha: ČSAV, 1954, 462 s.
24. KLINER, Karel, Miroslav KNĚŽEK a Miroslav OLMER, et al. *Využití a ochrana podzemních vod*. Praha : SZN, 1978, 295 s.
25. KOVAŘÍK, Petr. *Studánky a prameny: Čech, Moravy a Slezska*. Praha: Lidové noviny, 1998, 261 s. ISBN 80-7106-253-7.
26. KRAVKA, Miroslav et al. *Základy lesnické a krajinářské hydrologie a hydrauliky*. 1. vyd. Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita, 2009, 113 s. ISBN 978-80-7375-338-2.
27. KREŠL, Jiří. *Hydrologie*. 1. vyd. Brno: Mendelova zemědělská a lesnická univerzita, 2001, 128 s. ISBN 80-7157-513-5.
28. KRÍŽ, Vladislav et al. *Hydrometrie*. 1. vyd. Praha: SPN, 1988, 176 s.
29. KRÍŽ, Hubert. *Hydrologické a klimatologické hodnocení podzemních vod ČSR*. 1. vyd. Praha: ČSAV, 1976, 116 s.
30. KRÍŽ, Hubert. *Hydrologie podzemních vod*. 1. vyd. Praha: ČSAV, 1983, 292 s.
31. KULLMAN, Eugen. *Krasovo-puklinové vody*. 1. vyd. Bratislava: Geologický ústav Dionýza Štúra, 1990, 184 s.
32. KUTÍLEK, Miroslav, Václav KURÁŽ a Milena CÍSLEROVÁ. *Hydropedologie*. 1. vyd. Praha: ČVUT, 1993, 150 s. ISBN 80-01-00956-4.
33. KVÍTEK, Tomáš, Antonín ZAJÍČEK a Markéta KAPLICKÁ. Změna teploty drenážní vody - jeden z podkladů k ověření hypotéz o tvorbě drenážního odtoku ve svahu. In: ŠÍR, Miloslav, Lubomír LICHNER, Miroslav TESAŘ. *Hydrologie malého povodí 2008*. Praha: Ústav pro hydrodynamiku AVČR, 2008, 354 s. ISBN 978-80-87117-03-3.
34. LEHR, Jay a Jack KEELEY. *Water encyclopedia: Ground water*. New Jersey: John Wiley & Sons, Inc., 2005, 846 s. ISBN 0-471-73683-X.
35. MELIORIS, Ladislav, Igor MUCHA a Pavel POSPÍŠIL. *Podzemná voda - metody výskumu a prieskumu*. 1. vyd. Bratislava: Alfa, 1987, 429 s.
36. MÍSAŘ, Zdeněk, Arnošt DUDEK, Václav HAVLENA a Jaroslav WEISS. *Geologie ČSSR I: Český masív*. 1. vyd. Praha: SPN, 1983, 336 s.

37. NĚSTĚROV In OTOCKIJ, Pavel. *Podzemní vody, jejich vznik, režim a rozdělení část III: Režim podzemních vod a jeho závislost od ovzdušných činitelů*. Praha: Státní ústav hydrologický, 1926. 399 s.
38. NĚMEC, Jaromír. *Hydrologie*. 1. vyd. Praha : SZN, 1965, 237 s.
39. OLMER, Miroslav a Jiří KESSL. *Hydrogeologické rajóny*. 1. vyd. Praha: SZN, 1990, 154 s. ISBN 80-209-0114-0.
40. OTOCKIJ, Pavel. *Podzemní vody, jejich vznik, režim a rozdělení část III: Režim podzemních vod a jeho závislost od ovzdušných činitelů*. Praha: Státní ústav hydrologický, 1926. 399 s.
41. PAČES, Tomáš. *Voda a Země*. 1. vyd. Praha: ČSAV, 1982, 176 s.
42. PELIKÁN, Vladimír et al. *Hydrogeologická měření*. 1. vyd. Praha: SNTL, 1988. 219 s.
43. PETRŽÍLEK, Blahoslav a Eduard KOČÁREK. *Základy geologie*. 1. vyd. Praha: PRÁCE, 1959, 570 s.
44. QUITT, Evžen. *Klimatické oblasti Československa = Climatic regions of Czechoslovakia*. 1. vyd. Brno: Geografický ústav ČSAV, 1971, 73 s.
45. RAWLS, Walter J., Lajpat R. AHUJA, Donald L. BRAKENSIEK a Adel SHIRMOHAMMADI. Infiltration and soil water movement. In: MAIDMENT, David R. *Handbook of Hydrology*. New York: McGRAW-HILL, 1993. 1424s.
46. SERRANO, Sergio E. *Hydrology for Engineers, Geologists and Environmental Professionals*. 1. ed. Lexington: HydroScience Inc., 1997, 452 s. ISBN 0-9655643-9-8.
47. SKLENIČKA, Petr. *Základy krajinného plánování*. 2. vyd. Praha: Naděžda Skleničková, 2003, 321 s. ISBN 80-903206-1-9.
48. SLAVÍK, Ladislav a Martin NERUDA. *Voda v krajině*. 1. vyd. Ústí nad Labem: Univerzita J. E. Purkyně, 2007, 176 s. ISBN 978-80-7044-882-3.
49. SOMMER, Miroslav. *Hydrologie*. 3. vyd. Praha: SNTL, 1985, 206 s.
50. STEJSKAL, Jan. *Zemědělská geologie*. 1. vyd. Praha: SZN, 1958, 464 s.
51. SYROVÝ, Stanislav et al. *Atlas podnebí Československé republiky*. 1. vyd. Praha: Ústřední správa geodesie a kartografie, 1958.
52. ŠILAR, Jan. *Hydrologie v životním prostředí*. 1. vyd. Ostrava : Vysoká škola báňská - Technická univerzita, 1996, 136 s. ISBN 80-7078-361-3.
53. ŠILAR, Jan et al. *Všeobecná hydrogeologie*. 1. vyd. Praha: SPN, 1983, 177 s.
54. THURNER, Andreas. *Hydrogeologie*. Wien: Springer-Verlag, 1967, 350 s.
55. TODD, David Keith. *Groundwater Hydrology*. 2nd edition. New York: John Wiley & Sons, Inc., 1980, 535 s. ISBN 0-471-87616-X.
56. TODD, David Keith a Larry W. MAYNS. *Groundwater Hydrology*. 3rd ed. Hoboken: John Wiley & Sons, Inc., 2005, 636 s. ISBN 0-471-05937-4.
57. TOLASZ, Radim et al. *Atlas podnebí Česka = Climate atlas of Czechia*. 1. vyd. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2007, 255 s. ISBN 978-80-86690-26-1.

58. TOURKOVÁ, Jana. *Hydrogeologie*. 2. vyd. Praha: ČVUT, 2004. 165 s. ISBN 80-01-03101-2.
59. TREML, Pavel. Extrémy v teplotě vzduchu a vody - období výskytu a jejich typizace vzhledem k největšímu vzestupu a poklesu teploty. *Meteorologické zprávy*. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2010, roč. 63, č. 4, s. 108-116.
60. VALENTOVÁ, Jana. *Hydraulika podzemní vody*. 3. vyd. Praha: ČVUT, 2007, 174 s. ISBN 978-80-01-03625-9.
61. VOGEL, Tomas, Michal DOHNAL a Jana VOTRUBOVÁ. Modeling heat fluxes in macroporous soil under sparse young forest of temperate humid climate. *Journal of Hydrology*. Prague, 2011, č. 402, s. 367–376.
62. YOKOYAMA, T. A temperature analysis of groundwater flow system in the upper part of the Ashigara plain. In: *Tracers in Hydrology: Proceedings of the Yokohama Symposium*. Yokohama: IAHS, 1993, s. 187-194. 215.
63. ZAJÍČEK, Antonín, Tomáš KVÍTEK a Markéta KAPLICKÁ. Teplota drenážní vody jako indikátor formování odtoku. *Vodní hospodářství*. 2009, roč. 59, č. 10, s. 369-374.
64. ZAJÍČEK, Antonín, Tomáš KVÍTEK, Markéta KAPLICKÁ, František DOLEŽAL, Zbyněk KULHAVÝ, Václav BYSTRICKÝ a Pavel ŽLÁBEK. Drainage water temperature as a basic for verifying drainage runoff composition on slopes. *Hydrological processes*. Prague: Wiley Online Library, 2011.
65. ŽÁK, Karel, Vojen LOŽEK, Jaroslav KADLEC, Jana HLADÍKOVÁ a Václav CÍLEK. Climate-induced changes in Holocene calcareous tufa formations, Bohemian Karst, Czech Republic. *Quaternary International*. Prague, 2002, č. 91, s. 137–152.

7.2. Ostatní zdroje

1. GEOPORTÁL INSPIRE [online]. 2011 [cit. 2011-12-28]. Dostupné z WWW: <http://geoportal.gov.cz/web/guest/map>
2. HEIS VUV [online]. 2011 [cit. 2011-12-28]. Dostupné z WWW: http://heis.vuv.cz/data/webmap/isapi.dll?map=mp_heis_voda&
3. EMSBRNO [online]. 2011 [cit. 2011-12-28]. Dostupné z WWW: <http://www.emsbrno.cz/p.axd/en/Smart.sensors.html>
4. MAPY GOOGLE [online]. 2011 [cit. 2011-12-28]. Dostupné z WWW: <http://maps.google.cz/maps?hl=cs&tab=il>
5. SOLINST [online]. 2011 [cit. 2011-12-28]. Dostupné z WWW: <http://www.solinst.com/Prod/Prod.html>
6. TOMST [online]. 2011 [cit. 2011-12-28]. Dostupné z WWW: <http://www.tomst.com/site/en/tms.html>

8. Seznam obrázků, tabulek, grafů a příloh

Seznam obrázků:

Obr. 1: Koloběh vody v přírodě.....	11
Obr. 2: Pásmo podle zvodnění a podle prostředí výskytu vody	14
Obr. 3: Depresní pramen.....	23
Obr. 4: Kontaktní pramen	23
Obr. 5: Artézský pramen.....	25
Obr. 6: Schéma artézské pánve	25
Obr. 7: Přelivný synklinální pramen	26
Obr. 8: Přelivný bariérový pramen	26
Obr. 9: Suťový pramen	27
Obr. 10: Posunutí vrstevného pramene	27
Obr. 11: Údolní prameny v propustných pískovcích	28
Obr. 12: Terasový pramen na bázi štěrkové terasy	28
Obr. 13: Vrcholový pramen v pásmu mechanického větrání a rozpukání krystalických břidlic ve vrcholové části pohoří bohaté na srážky.....	28
Obr. 14: Sestupný vrstevný pramen.....	29
Obr. 15: Výstupný vrstevný pramen	29
Obr. 16: Sestupný puklinový pramen	30
Obr. 17: Sestupný puklinový pramen	30
Obr. 18: Puklinový vzestupný pramen.....	30
Obr. 19: Vzestupný krasový pramen.....	31
Obr. 20: Výstupný zlomový pramen.....	31
Obr. 21: Vzestupný zlomový pramen	31
Obr. 22: Variabilita	33
Obr. 23: Stupeň variability.....	34
Obr. 24: Periodický pramen	34
Obr. 25: Zimní (a) a letní (b) srážko-odtoková událost na drenáži	38
Obr. 26: Průběh průtoku a teploty vody s výskytem srážko-odtokových událostí na prameni P51.....	38
Obr. 27: Geografická lokalizace	39
Obr. 28: Geomorfologická lokalizace	40
Obr. 29: Hydrologické poměry	42

Seznam tabulek:

Tab. 1: Klasifikace pramenů podle vydatnosti.....	32
Tab. 2: Klasifikace podle rozsahu změn vydatnosti.....	32
Tab. 3: Stupnice pro hodnocení spolehlivosti pramenů	33
Tab. 4: Geomorfologické členění.....	40
Tab. 5: Klimatické charakteristiky dle Quitta	45
Tab. 6: Zařazení pramene podle klasifikací (viz Literární přehled kap. 2.5.3).....	46
Tab. 7: Elektronický zápisník	50

Seznam grafů:

Graf 1: Konsumpční křivka	50
Graf 2: Letní odtoková událost 1. typu	59
Graf 3: Letní odtoková událost 2. typu	62
Graf 4: Zimní odtoková událost	66
Graf 5: Zimní odtoková epizoda 1	69
Graf 6: Zimní odtoková epizoda 2	70
Graf 7: Zimní odtoková epizoda 3	70

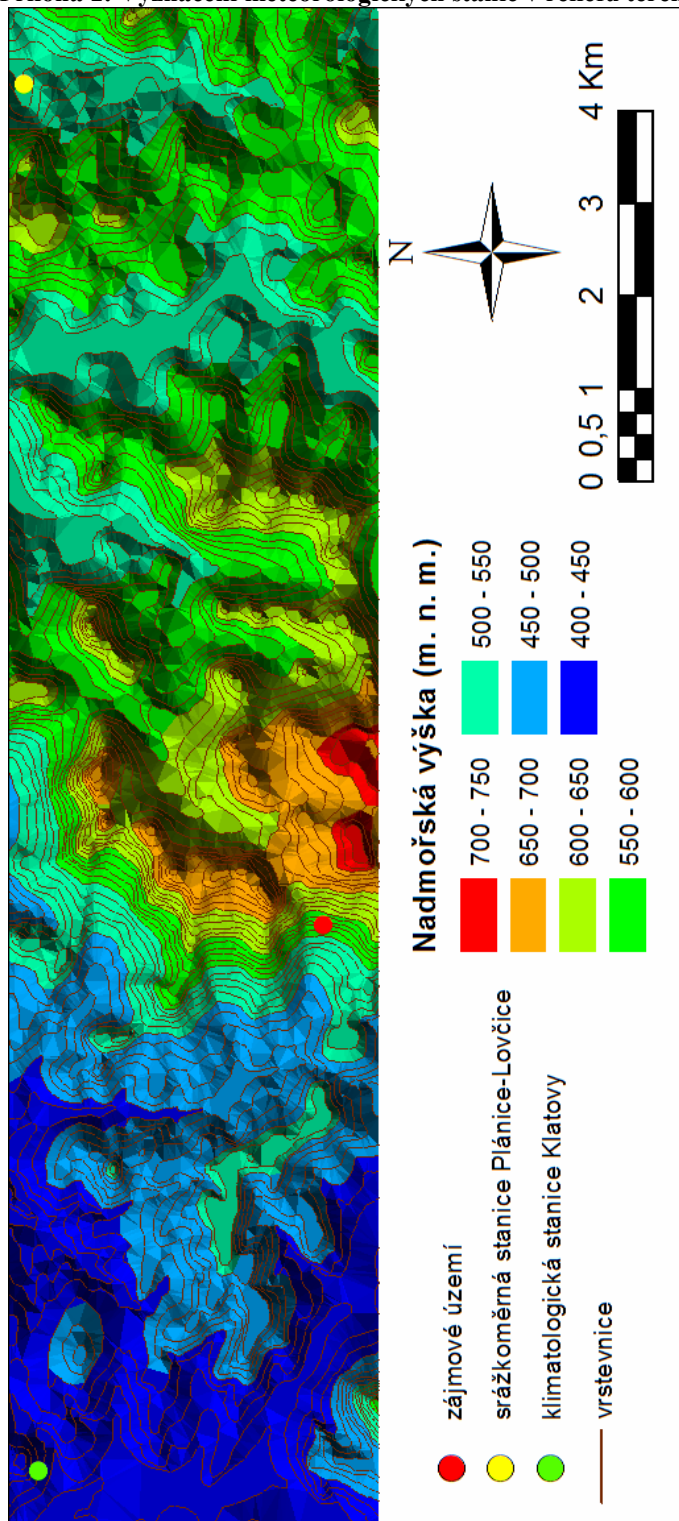
Seznam příloh:

Příloha 1: Vyznačení meteorologických stanic v reliéfu terénu	
Příloha 2: Grafické vyhodnocení – část 1	
Příloha 3: Grafické vyhodnocení – část 2	
Příloha 4: Grafické vyhodnocení – část 3	
Příloha 5: Grafické vyhodnocení – část 4	
Příloha 6: Grafické vyhodnocení – část 5	
Příloha 7: Grafické vyhodnocení – část 6	
Příloha 8: Grafické vyhodnocení – část 7	
Příloha 9: Grafické vyhodnocení – část 8	
Příloha 10: Software ke stahování z měřících přístrojů Levelogger a Barologger	
Příloha 11: Software pro stahování dat z měřícího přístroje Minikin	
Příloha 12: Stahování dat z měřícího přístroje Barologger, Levelogger	
Příloha 13: Nalezený pramen – bez úprav	
Příloha 14: Vyčištěný pramen	
Příloha 15: „Tělo šachtice“ a měrný přepad	
Příloha 16: Objemové měření	
Příloha 17: Prostor měřící stanice s měřícími přístroji	
Příloha 18: Měřící přístroj Barologger v „zastínění“	
Příloha 19: Měřený pramen začleněný do prostředí	
Příloha 20: Vrtání sondy	
Příloha 21: Infiltrační území	
Příloha 22: Pohled k rozvodnici na svahu infiltračního území	
Příloha 23: Pohled z infiltračního území směrem k měřenému prameni	

9. Přílohy

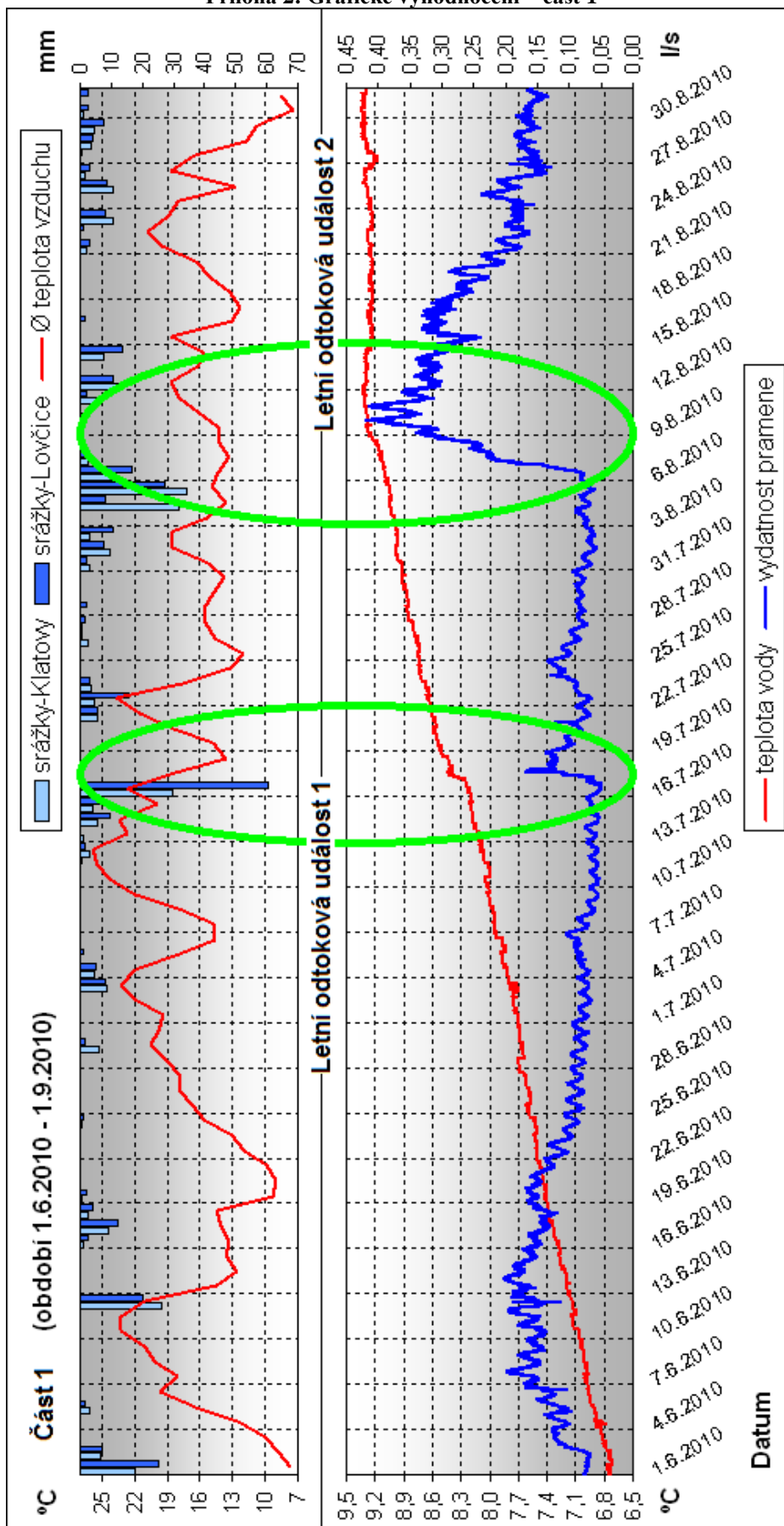
9.1. Grafické přílohy

Příloha 1: Vyznačení meteorologických stanic v reliéfu terénu



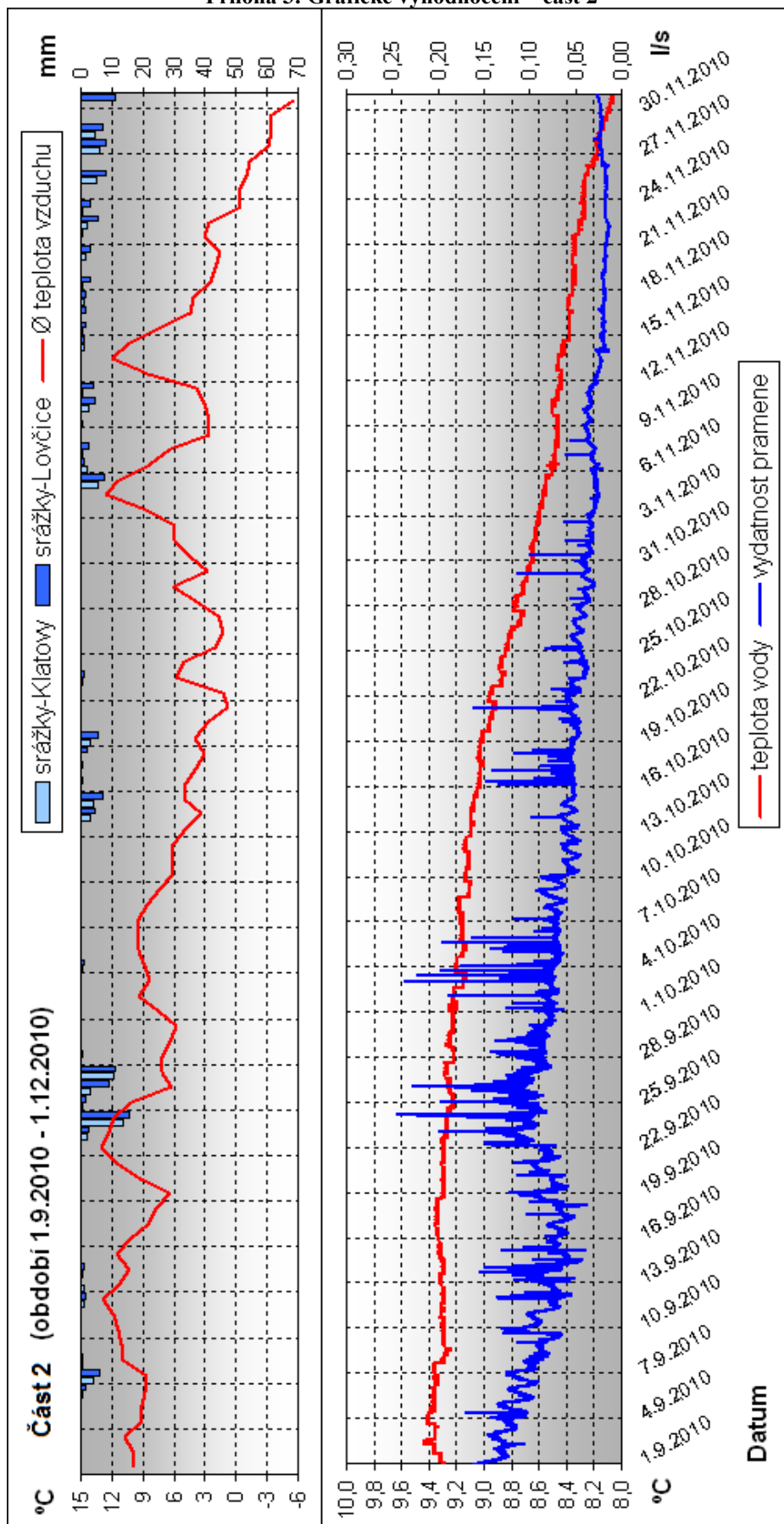
Zdroj: Vlastní fotografie

Příloha 2: Grafické vyhodnocení – část 1



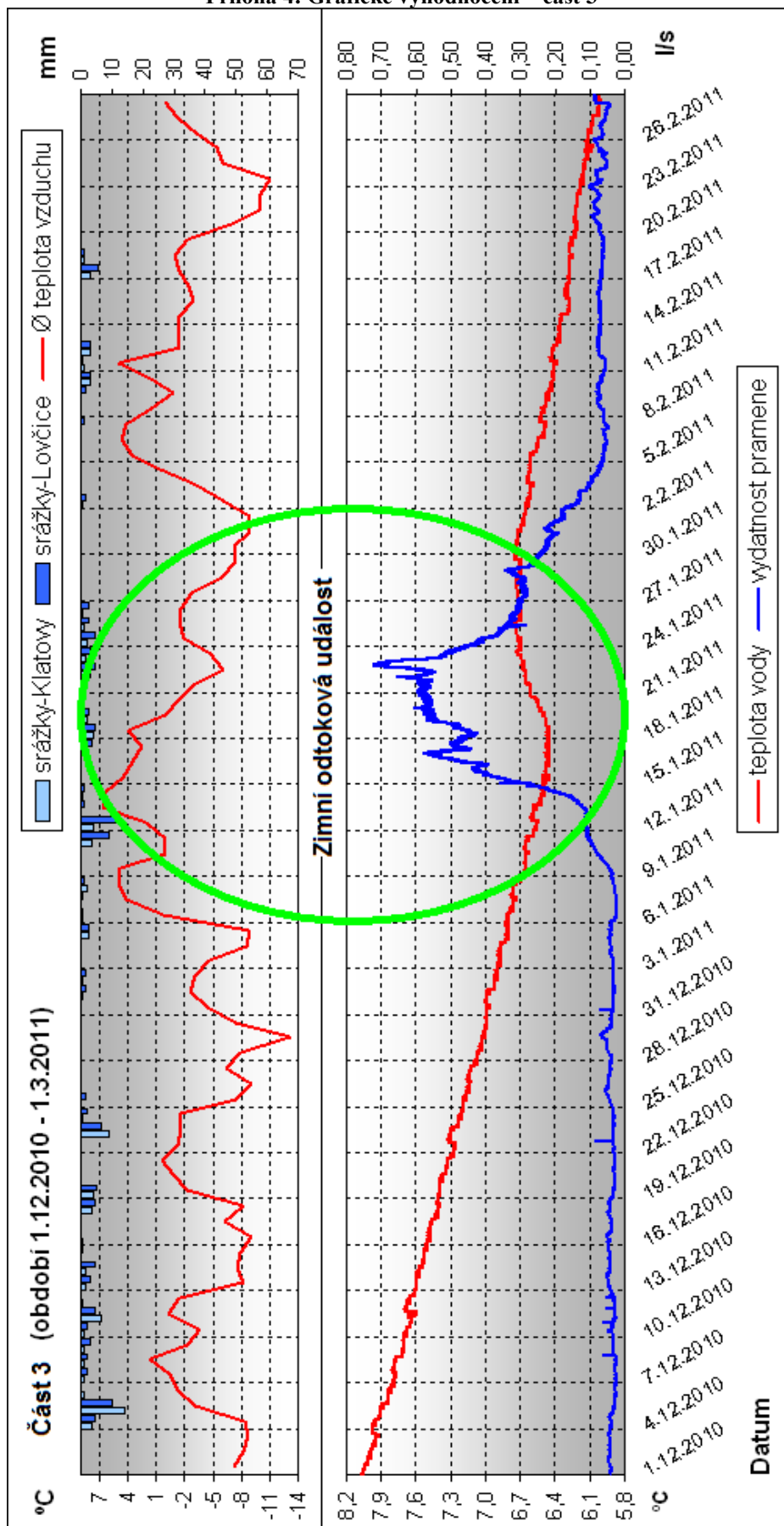
Zdroj: Vlastní práce

Příloha 3: Grafické vyhodnocení – část 2



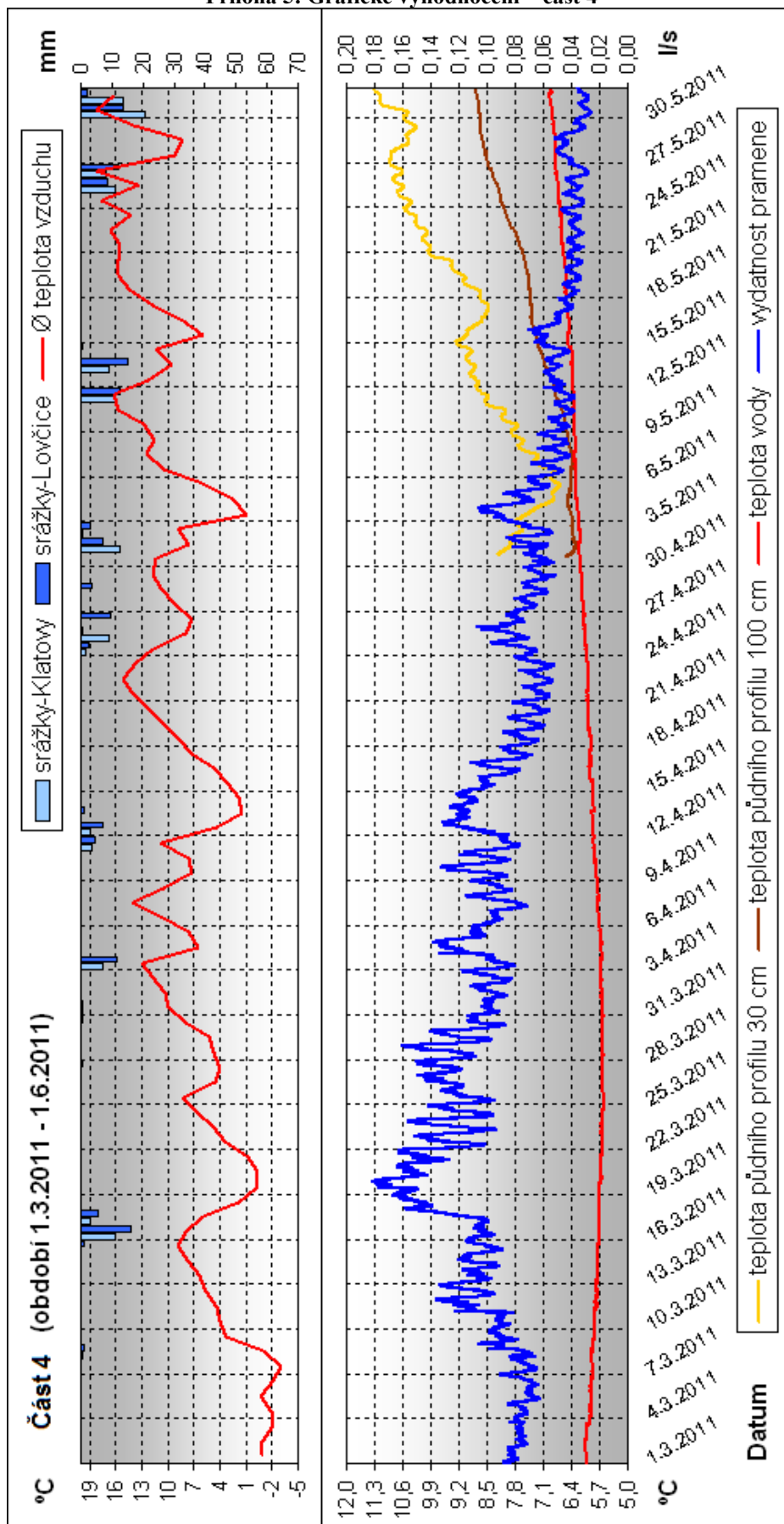
Zdroj: Vlastní práce

Příloha 4: Grafické vyhodnocení – část 3



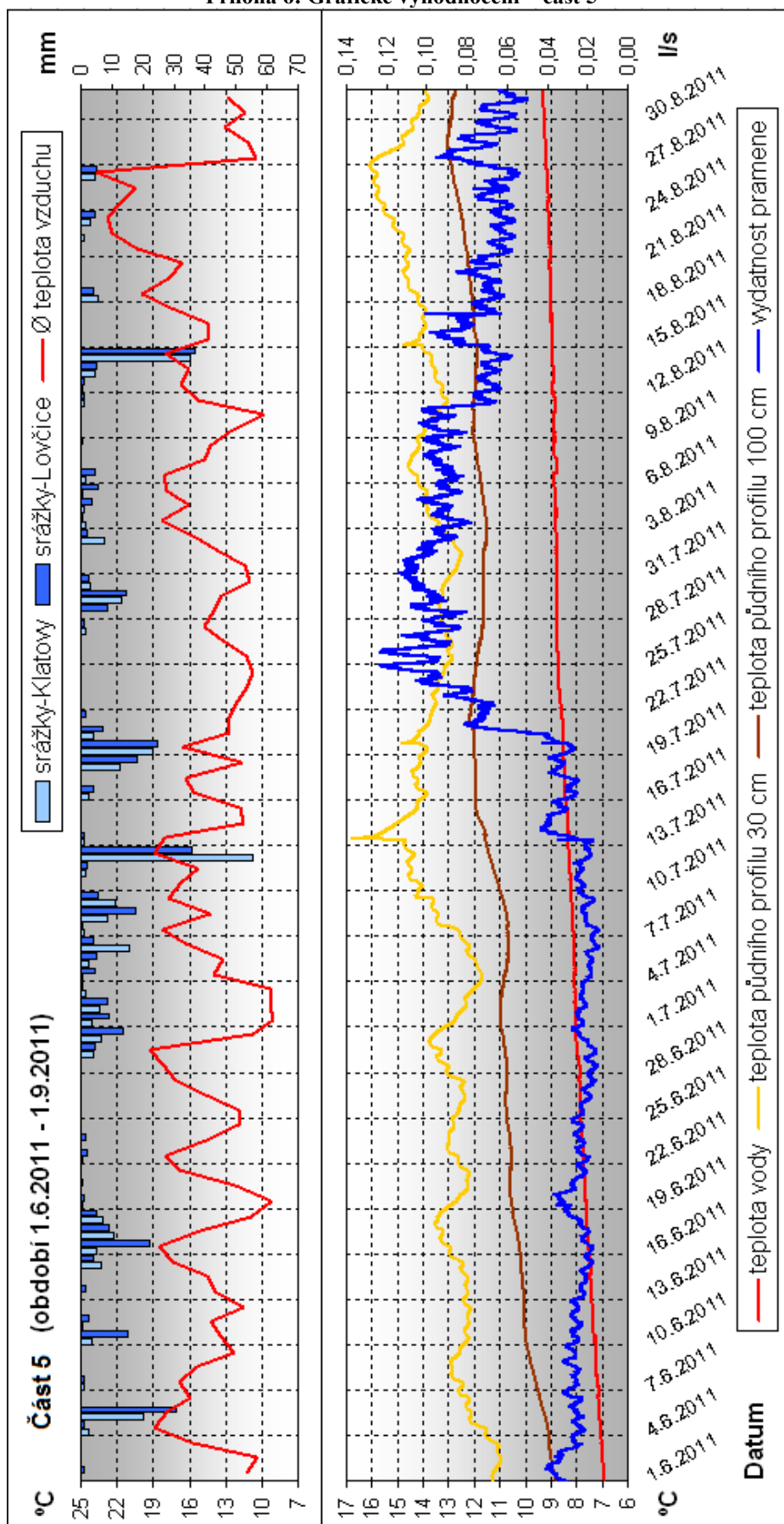
Zdroj: Vlastní práce

Příloha 5: Grafické vyhodnocení – část 4



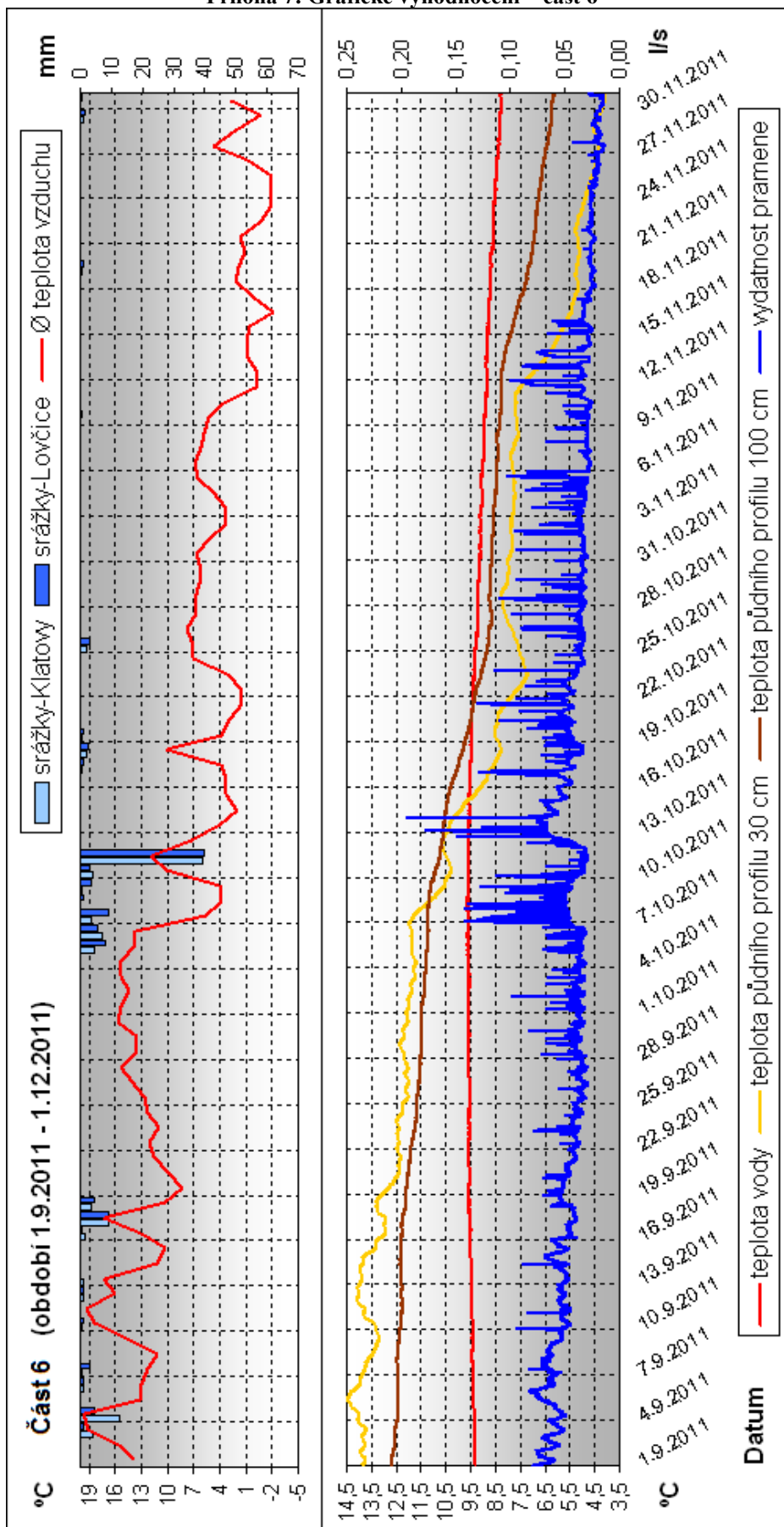
Zdroj: Vlastní práce

Příloha 6: Grafické vyhodnocení – část 5

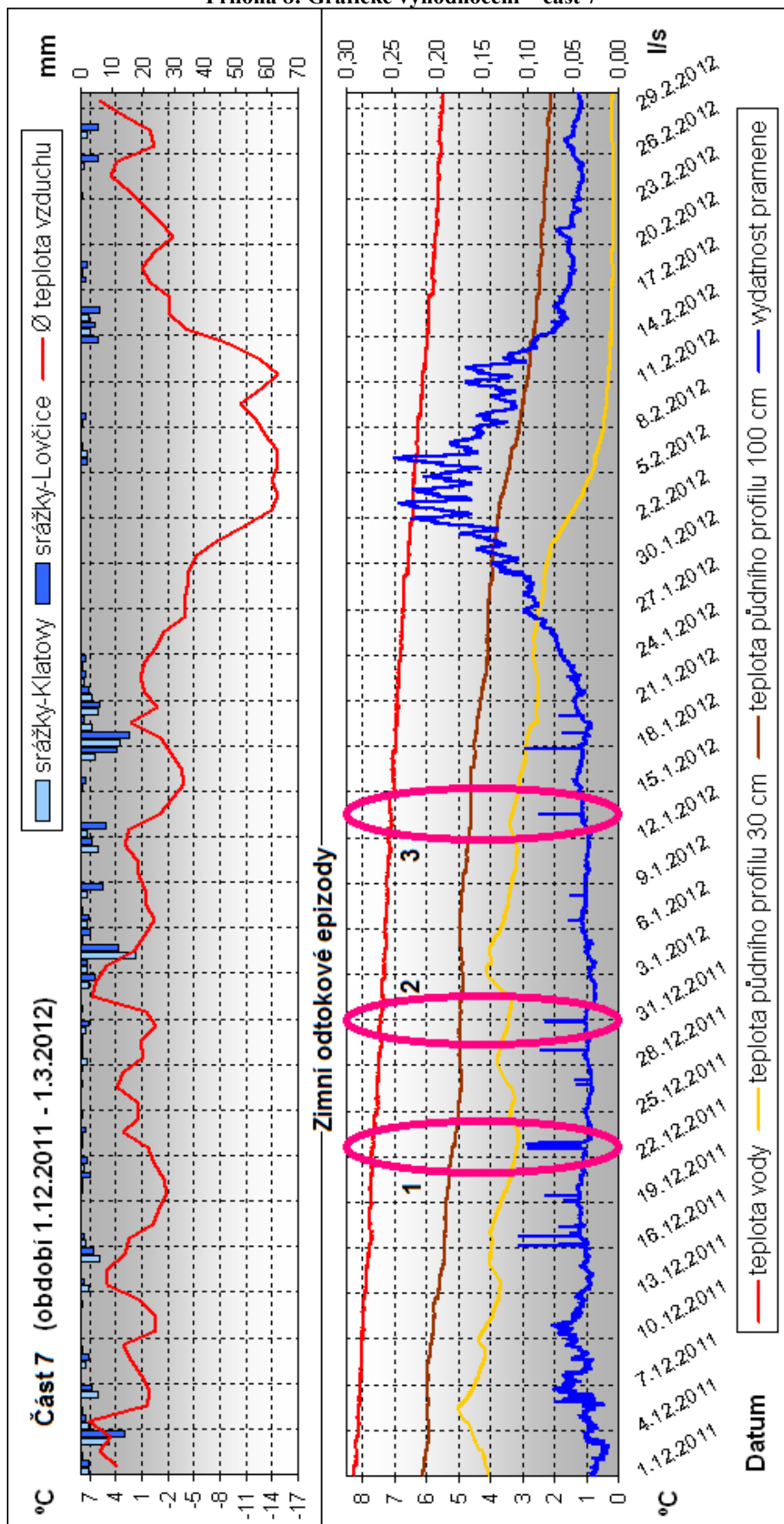


Zdroj: Vlastní práce

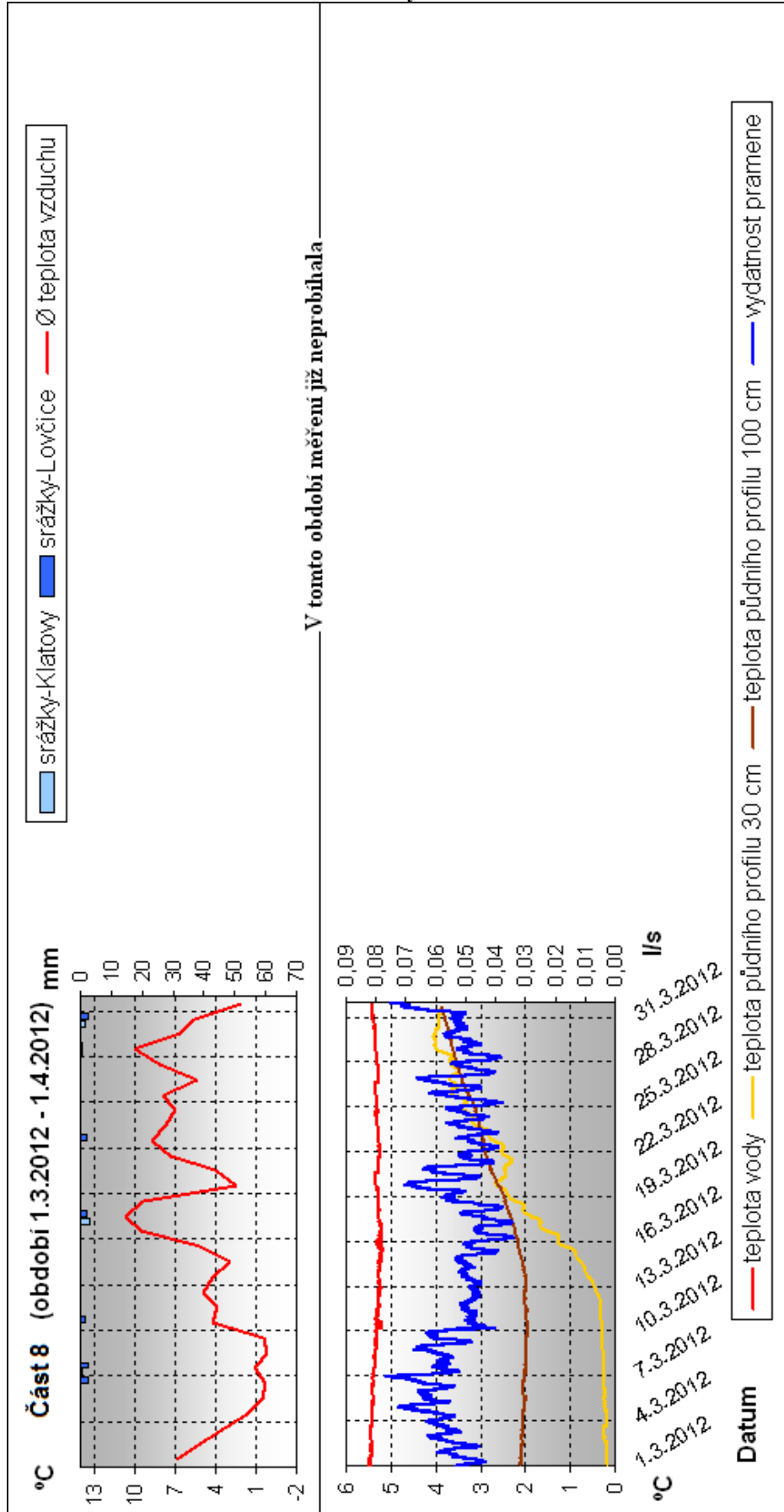
Příloha 7: Grafické vyhodnocení – část 6



Zdroj: Vlastní práce



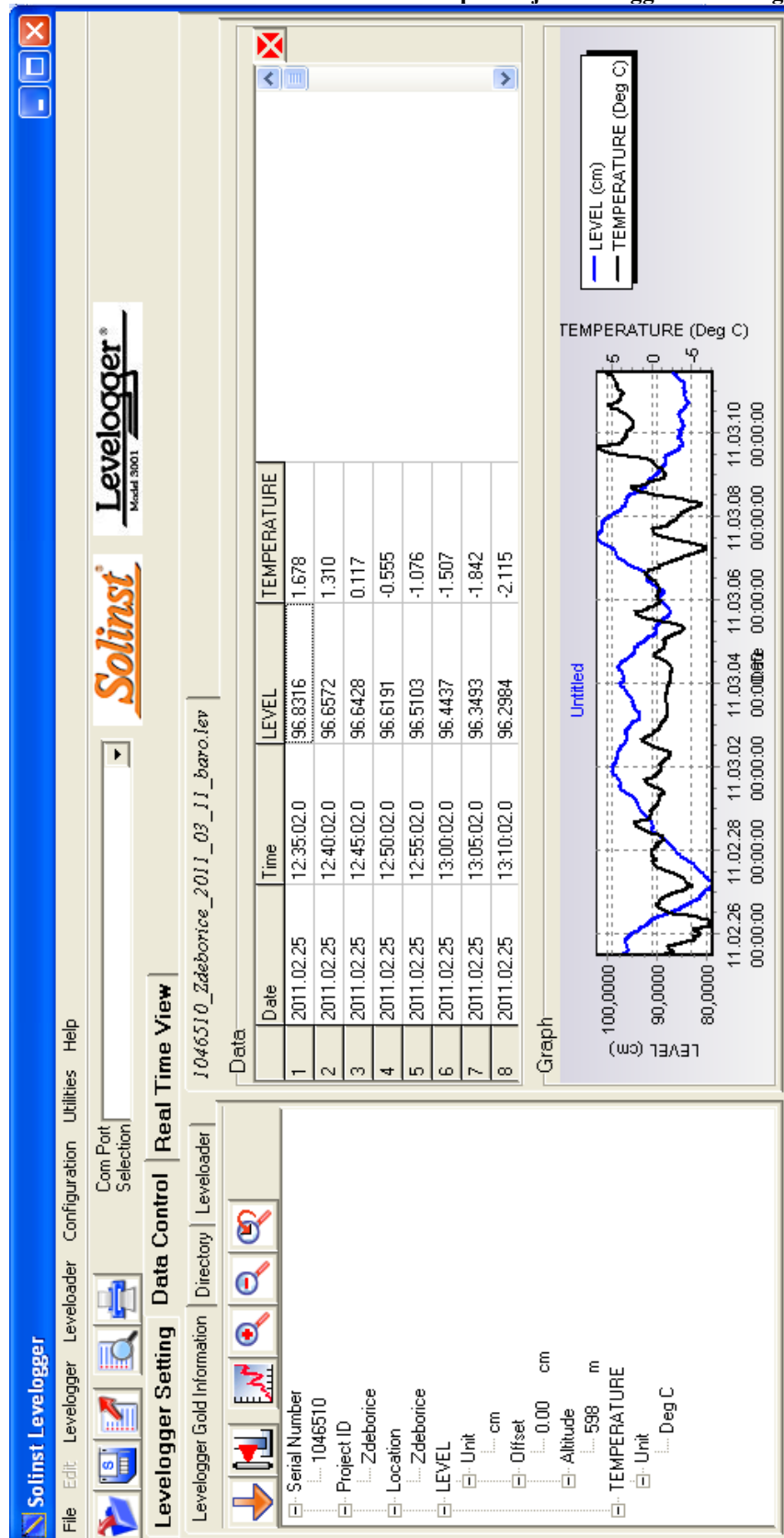
Zdroj: Vlastní práce



Zdroj: Vlastní práce

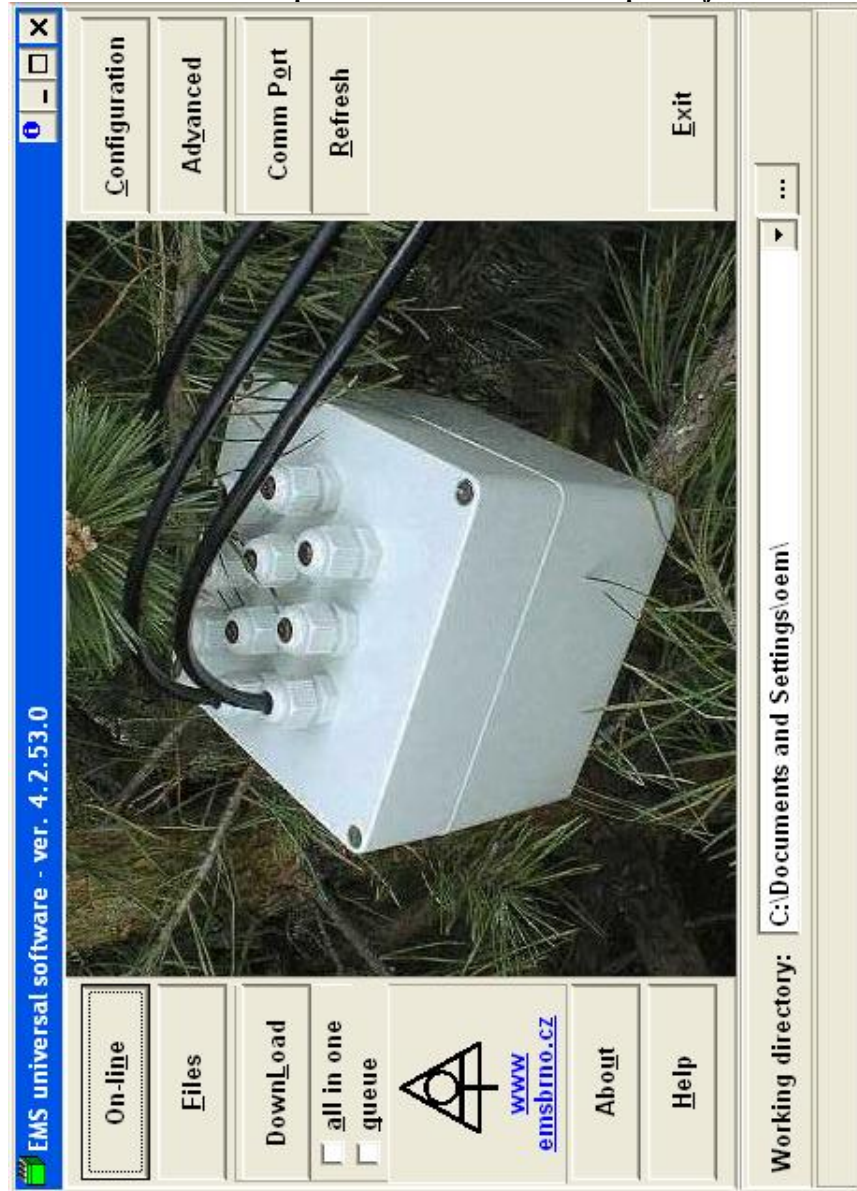
9.2. Fotodokumentace

Příloha 10: Software ke stahování z měřících přístrojů Levellogger a Barologger



Zdroj: Vlastní fotografie

Příloha 11: Software pro stahování dat z měřicího přístroje Minikin



Zdroj: Vlastní fotografie

Příloha 12: Stahování dat z měřicího přístroje Barologger, Levelogger



Zdroj: Vlastní fotografie

Příloha 13: Nalezený pramen – bez úprav



Zdroj: Vlastní fotografie

Příloha 14: Vyčištěný pramen



Zdroj: Vlastní fotografie

Příloha 15: „Tělo šachtice“ a měrný přepad



Zdroj: Vlastní fotografie

Příloha 16: Objemové měření



Zdroj: Vlastní fotografie

Příloha 17: Prostor měřicí stanice s měřicími přístroji



Zdroj: Vlastní fotografie

Příloha 18: Měřicí přístroj Barologger v „zastínění“



Zdroj: Vlastní fotografie

Příloha 19: Měřený pramen začleněný do prostředí



Zdroj: Vlastní fotografie

Příloha 20: Vrtání sondy



Zdroj: Vlastní fotografie

Příloha 21: Infiltrační území



Zdroj: Vlastní fotografie

Příloha 22: Pohled k rozvodnici na svahu infiltračního území



Zdroj: Vlastní fotografie

Příloha 23: Pohled z infiltračního území směrem k měřenému prameni



Zdroj: Vlastní fotografie