

# Problematika starých podzemních vod v hydrogeologických rajonech 4410 Jizerská křída pravobřežní a 4522 Křída Liběchovky a Pšovky

JAKUB MAREŠ, MARTIN SLAVÍK, JOSEF VOJTĚCH DATEL

**Klíčová slova:** podzemní voda – česká křídová pánev – zdroj pitné vody – datování – tritium – kvantifikace zdrojů vody – ochrana povrchových a podzemních vod – konceptuální model

## ABSTRAKT

Článek přibližuje projekt Technologické agentury ČR, který se zabývá problematikou starých podzemních vod v hydrogeologických rajonech 4410 a 4522. Cílem příspěvku je na základě rešerše předchozích prací podat stručnou hydrogeologickou charakteristiku zájmové oblasti, představit dosavadní výsledky po prvním roce řešení projektu a popsat nejistoty stávajících informací. Staré podzemní vody, jež mají zanedbatelné koncentrace tritia, se dají považovat za strategický zdroj, protože jsou méně náchylné k současné kontaminaci. Za účelem kvantifikace využitelného množství těchto vod je pravidelně měřena vydatnost pramenů s nízkou koncentrací tritia. Zároveň byly odebrány vzorky vody z nejvýznamnějších vodárenských zařízení v oblasti. U nich je zjišťováno chemické složení a aktivita tritia a změřeny byly i fyzikálně-chemické parametry. Na základě známých průběhů hladin, litologie a naměřených hodnot byl nastíněn koncepční model proudění této staré vody, který bude s využitím nově získaných poznatků v průběhu projektu nadále ověřován a doplňován. Vzhledem k relativně nízké konduktivitě starých vod se dá očekávat, že se voda infiltrovala v místech bez výchozů vápničitých pískovců, jelikož rozpuštěný karbonát by konduktivitu výrazně zvyšoval. Proto předpokládáme infiltraci v okolí Bezdězu, kde jsou výchozy křemenných pískovců. Odtud voda proudí směrem k pramenům a jímacím objektům, kde se navíc – zejména ve spodních částech blíže k významným drenážním oblastem (vodní tok Jizery, resp. Labe) – může ředit přetokovou vodou z cenomanského kolektoru. Přesto se v oblasti vyskytují místa, která nejsou plně v souladu s tímto předpokladem, a původ těchto vod je také předmětem dalšího výzkumu. Následující fáze projektu se zaměří na detailní analýzu stáří vod pomocí dalších stopovačů, jako jsou freony nebo SF<sub>6</sub>. Tyto informace povedou k lepšímu pochopení proudění v nejvýznamnější hydrogeologické struktuře v České republice.

## ÚVOD

Česká republika je poměrně bohatá na zdroje podzemní vody. Většina jímané vody má krátkou dobu oběhu (typicky první desítky let). Při potenciální katastrofické události velkého rozsahu nemohou tyto mělké vodárenské zdroje sloužit pro zásobování pitnou ani užitkovou vodou.

Fosilní vody, odříznuté od současného hydrologického cyklu, mají obvykle nízkou kvalitu a limitované zásoby, protože se nedoplňují. V části české křídové pánve však existují také aktivně proudící vody s dobou zdržení nejméně 70 let a v některých případech i výrazně více, na což upozornil projekt „*Rebalance zásob podzemních vod*“ [1, 2]. Tyto vody s relativně delší střední dobou zdržení nadále v příspěvku nazýváme „staré vody“. Jmenovitě jde o dva křídové hydrogeologické rajony 4410 Jizerská křída pravobřežní a 4522 Křída Liběchovky a Pšovky.

Tento článek informuje o zpracování hydrogeologické problematiky těchto částí české křídové pánve v rámci projektu č. SS06010268 „*Poznání, kvantifikace a ochrana strategických zdrojů podzemní vody české křídové pánve hlubokého oběhu v hydrogeologických rajonech 4410 a 4522*“.

V rámci projektu bude oblast detailně charakterizována z hydrogeologického hlediska. O těchto vodách existuje relativně malý počet informací, často se jedná o odborné odhady, které je třeba ověřit. Ačkoli jde o významnou akumulaci kvalitních podzemních vod – v oblasti jsou např. významná jímací území Řepín a Bělá –, dosavadní analýzy pocházejí jen z několika pramenů. Nejistoty jsou i kolem využitelného množství těchto vod a místa jejich infiltrace. Cílem projektu je tyto nejistoty odstranit a vyřešit. V současné fázi jsou o zájmové oblasti shromážděny dostupné literární a datové zdroje a je prováděn terénní sběr dat a vzorkování pro již probíhající či dokončené hydrochemické a tritiové analýzy podzemní vody. Cílem článku je na základě rešerše předchozích prací podat stručnou hydrogeologickou charakteristiku zájmové oblasti, představit dílčí výsledky z měření průtoků a odběru vzorků a popsat aktuální nejistoty stávajících informací.

## POPIS OBLASTI A METODIKA

Pro získání ucelené představy současného stavu poznání o zájmové oblasti byly doposud shromážděny dostupné relevantní informační zdroje. Jde o stratigrafické korelační řezy, hydraulické modely proudění podzemní vody, hydrochemické rozborů a výsledky datování podzemní vody. V rešeršní části příspěvku představujeme základní koncept proudění podzemní vody zformulovaný v předchozím projektu „*Rebalance zásob podzemních vod*“ [1,2], který bude následně v rámci projektu – s využitím nově získaných dat a poznatků – ověřen, kriticky zhodnocen, případně doplněn či změněn.

Na základě rešerše literatury, archivních dat tritiových analýz [1–3] a měření termometrie [4] byly vybrány objekty (prameny, vrty) pro vzorkování a monitoring (hydrochemické analýzy, datovací techniky, vydatnost).

## Základní geologická a hydrogeologická charakteristika zájmové oblasti

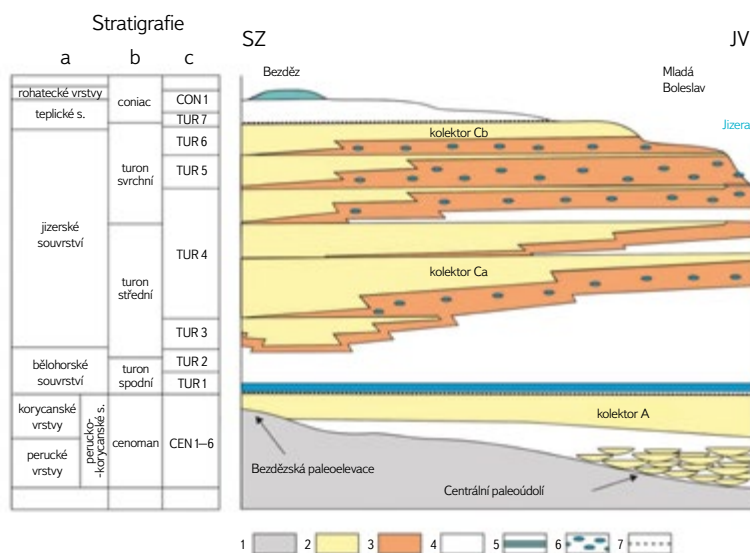
V tomto oddíle je pro zájmovou oblast (*obr. 1*) popsána základní geologie a hydrogeologie. Území spadá zčásti do hydrogeologického rajonu 4410 (Jizerská křída pravobřežní), který tvoří přechodní facii mezi většinou písčitym vývojem na ZSZ od Jizery a převážně jílovitým vývojem na VJV od Jizery. Je zde významný výskyt vápničitých a kvádřových pískovců středního až svrchního turonu jizerského souvrství [5, 6]. Druhým hydrogeologickým rajonem v oblasti je 4522 (Křída Liběchovky a Pšovky), který je také hydrogeologicky nejvýznamnějším kolektorem jizerského souvrství, jež se směrem nahoru zhrubšuje z vápničitých prachovců a slínovců až po hrubozrnné kvádřové pískovce s polohami slepenců [2]. Třetím rajonem v oblasti je 4720 Bazální křídový kolektor od Hamru po Labe. Z hydrogeologického hlediska však nemusí jít o izolovaný rajon a může docházet k přetokům z horních rajonů do spodního a obráceně skrze izolatory či poloizolatory [7].



Obr. 1. Mapa zájmové oblasti s vyznačením obou rajonů (červená hranice). V mapě jsou tenkými černými úsečkami znázorněny linie řezů zobrazených na *obr. 5* a *6*. Upraveno podle [mapy.geology.cz](http://mapy.geology.cz)

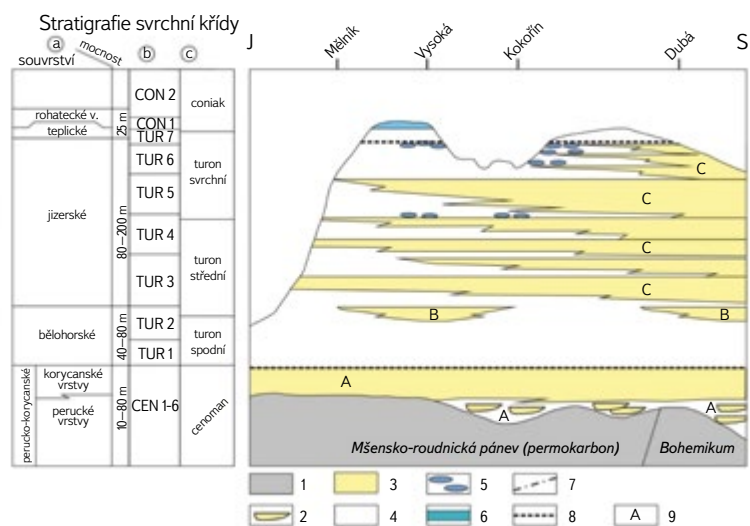
Fig. 1. Map of the area of interest showing the two hydrogeological regions (red borders). The map shows the cross sections (thin black lines) depicted in *Figs. 5* and *6*. Adapted from [mapy.geology.cz](http://mapy.geology.cz)

V zájmové oblasti je litostratigraficky vyčleňováno (od nejstarších) perucko-korycanské, bělohorské, jizerské, teplické souvrství a rohatecké vrstvy, a to stář cenoman až coniac. Mladší křídová souvrství se nezachovala. Stratigrafii zájmové oblasti rajonu 4410 v řezu od SZ (Bezděz) k JV (Mladá Boleslav, Jizera) dobře dokumentuje *obr. 2*, na kterém je uvedeno stratigrafické schéma dle litostratigrafie (souvrství), chronostratigrafie (stář) a genetické stratigrafie [8]. Na *obr. 2* jsou taktéž vymezeny kolektory A (cenoman) a C (turon) s rozdělením na subkolektory Ca a Cb (v některých pracích je ještě uváděn i subkolektor Cc [1, 4]). Stratigrafii v rajonu 4522 dobře dokumentuje řez od J k S na *obr. 3*.



Obr. 2. Stratigrafické schéma a kolektory rajonu 4410 aplikovatelné pro zájmovou oblast. 1 – Horniny podloží křídý; 2 – Pískovce křemenné; 3 – Pískovce vápničné; 4 – Slínovce, jílovce, prachovce; 5 – Mikritické vápence; 6 – Konkrecionální polohy vápenců; 7 – Glaukoniticko-fosfátový horizont na erozivní ploše; a – litostratigrafie [9]; b – chronostratigrafie; c – genetická stratigrafie [8]. Převzato z [1]

Fig. 2. Stratigraphy and aquifers of region 4410. 1 – Cretaceous bedrock; 2 – Quartz sandstone; 3 – Calcareous sandstone; 4 – Marlstone, siltstone, claystone; 5 – Micrite limestone; 6 – Concretion limestone; 7 – Glauconite-phosphate horizon; a – lithostratigraphy [9]; b – chronostratigraphy; c – genetic stratigraphy [8]. Modified after [1]



Obr. 3. Stratigrafické schéma a kolektory rajonu 4522. 1 – Horniny podloží křídý; 2 – Pískovce ve výplni fluvialních koryt; 3 – Pískovce; 4 – Prachovce, jílovce, slínovce; 5 – Polohy vápenců; 6 – Silicifikované slínovce; 7 – Významné tektonické zóny; 8 – Glaukoniticko-fosfátový horizont na erozivní ploše; 9 – Označení kolektoru podzemních vod; a – litostratigrafie [9]; b – genetická stratigrafie [8]; c – chronostratigrafie. Převzato z [2]

Fig. 3. Stratigraphy and aquifers of region 4522. 1 – Cretaceous bedrock; 2 – Fluvial channel sandstone; 3 – Sandstone; 4 – Marlstone, siltstone, claystone; 5 – Limestone; 6 – Silicified claystones; 7 – Tectonic zones; 8 – Glauconite-phosphate horizon; 9 – Aquifers. a – lithostratigraphy [9]; b – genetic stratigraphy [8]; c – chronostratigraphy. Modified after [2]

Perucko-korycanské souvrství (střední až svrchní cenoman) není litologicky homogenní a reprezentuje klastické sedimenty fluvialních, estuarinních a mořských sedimentačních režimů. Z hydrogeologického hlediska jsou důležité mořské křemenné pískovce, jež zde tvoří bazální kolektor označovaný jako A. Jde většinou o napjatý kolektor, který vystupuje na povrch pouze v úzkém pásu podél lužického zlomu. Voda se do něj infiltuje buď přímo v místech výstupu na povrch, nebo přetokem ze svrchnějších kolektorů. Generelní směr proudění vody je od lužického zlomu JJZ směrem k Labi, kde se voda drénuje. Mocnost souvrství je proměnlivá, okolo Bezdězu 10–15 m a směrem k S a JV narůstá.

Bělohorské souvrství (spodní až střední turon, genetická stratigrafie TUR1 a TUR2) bylo v rámci projektu „Rebilance zásob podzemních vod“ vymezeno jako pelitický interval (slínovce, prachovité slínovce, vápnité prachovce) v rajonu 4410 s mocností 80–120 m. Pelity jsou interpretovány jako hydrogeologický izolátor A/C [9]. V rajonu 4522 je bělohorské souvrství tvořeno převážně slínovci, na S vápnitými prachovci až prachovci; na povrch vychází pouze v údolí Liběchovky na SZ rajonu 4522 [2].

Hranice mezi bělohorským a nadložním jizerským souvrstvím je konvenčně kladena do úrovně prvního výskytu vápnitých pískovců s polohami konkrecionálních vápenců. Jizerské souvrství (střední až svrchní turon, TUR3 až TUR6) je v zájmové oblasti vyvinuto převážně v křemenných pískovcích a jílovito-vápnitých pískovcích, je plošně nejrozšířenější a představuje vodohospodářsky velmi důležitý kolektor podzemních vod označovaný jako kolektor C. Ten je ovšem poměrně rozštěpen a tvoří několik progradčních cyklů TUR3 až TUR6, rozdělených do subkolektorů Ca, Cb, Cc [8]. Toto štěpení je patrnější na V, zatímco na Z rajonu 4410 je jizerské souvrství tvořeno v celé mocnosti téměř výhradně křemennými pískovci kolektoru C (obr. 2). U hranice s rajonem 4521 (na JZ oblasti) se ve spodní části kolektoru C (pod TUR3) vyskytuje v rajonu 4410 anomální vývoj dvou až tří ostře omezených vrstev hrubozrnných pískovců o mocnosti 10–30 m, což zvyšuje celkovou mocnost kolektoru až o 50 m. V rámci celé pánve jde přitom o ojedinělý jev. Báze TUR5 má zvýšené obsahy karbonátu a tvoří regionální izolátor v rámci kolektoru C, přičemž nad izolátorem se místy tvoří zavěšené zvodně. Celková mocnost jizerského souvrství v JZ části rajonu 4410 je okolo 200 m, na SSV se postupně snižuje. V rajonu 4522 je ve spodních až 80 m jizerské souvrství v aleuropelitickém vývoji označované jako izolátor A/C, směrem na sever se tato mocnost snižuje na 10 m a narůstá postupně mocnost křemenných pískovců. V pramenné oblasti Liběchovky je mocnost jizerského souvrství 170 m [2].

Teplické souvrství (svrchní turon až coniac) v izolovaných výskytech překrývá jizerské souvrství v reliktech u Bukovna, Bezdězu a Bakova nad Jizerou. V rajonu 4410 tvoří tmavošedé vápnité jílovce s mocností do 25 m. V horním Pojizeří nebyly zaznamenány rohatecké vrstvy, v okolí Bezdězu se nacházejí jílovité sedimenty označované jako teplické a březenské souvrství nečleněné. V rajonu 4522 tvoří teplické souvrství velmi omezené relikt prachovců a vápnitých prachovců.

Tektonická deformace oblasti je minimální, s výjimkou S části u lužického zlomové zóny. Obecně jsou křídové vrstvy porušeny zlomovými systémy směru SZ-JV, SSV-JJZ až SV-JZ. V oblasti jižně od Dubé a v okolí Housky se pravděpodobně nachází zlomové porušení na několik oddělených ker. Západní část rajonu 4410 je uložena téměř subhorizontálně, směrem na V s přechodem do mírně ukloněné křídové kry k V a JV. Skrze sedimenty pronikají izolovaná tělesa alkalických vulkanitů, např. Malý a Velký Bezděz.

V zájmovém území se nacházejí dva významné hydrogeologické kolektory: kolektor A (perucko-korycanské souvrství) a kolektor C (jizerské souvrství, dělen na Ca, Cb, Cc). Lokálně se v údolí Strenického potoka vyskytuje i kolektor BC, přecházející laterálně do izolátoru.

Z vodohospodářského hlediska je nejvýznamnější kolektor C, navázaný na pískovce jizerského souvrství, pokrývající skoro celé území rajonu 4410 s výjimkou jeho SZ a J okraje. Zvodněná mocnost kolektoru C je nejvyšší v Z části (170–190 m) a směrem k okrajům rajonu 4410 klesá. Propustnost kolektoru je puklinově-průlinová, obecně směrem k V klesá [1].

Pouhé dělení na kolektory A, C a izolátor B však může být dle aktuálních poznatků příliš zjednodušující [8]. Např. kolektor C je ve skutečnosti ve východní části rajonu 4410 rozdělen polohami prachovců a vápenců na minimálně dva až tři subkolektory Ca, Cb, Cc [1, 8], přičemž bazální artéský subkolektor Ca hydrogeologicky komunikuje s povrchem jen vrty či nevýznamnými netěsnostmi artéského stropu, zatímco střední subkolektor Cb má volnou hladinu a je drénován do povrchových toků. Subkolektor Cc má nesouvislé zvodnění a jde o zavěšenou zvodně. Tato poměrně složitá situace se projevuje např. tím, že na pravém břehu Jizery je různá úroveň hladiny podzemní vody v závislosti na hloubce vrtů, ačkoli se ve všech případech jedná o „kolektor C“. Mělké vrty (do 50 m) do sekvence TUR5 a TUR6 (subkolektor Cb) mají hladiny blízko terénu, spojené s kvartérním kolektorem jizerských teras. Oproti tomu hluboké vrty (100–150 m) do TUR4 (subkolektor Ca) vykazují hladiny o 5–7 m nad úrovní mělkých vrtů. I když je převážná část oběhu podzemních vod navázána pravděpodobně na subkolektor Cb, v jižní části rajonu 4410 je proudění významné jen v TUR 4 [1]. Tuto značnou prostorovou proměnlivost je tedy třeba zvažovat a rozlišovat, pakliže hovoříme o „kolektoru C“. Schematické geologické řezy na obr. 2 a 3 navíc naznačují, že kolektor C je rozdělen do 5–7 pískovcových vrstev, tudíž těchto subkolektorů může být často ještě více než tři.

Podle archivních analýz tritia [1–3] lze vody s nízkou aktivitou tritia nalézt především v J části rajonu 4410 (jižně od Bělé), a to jak v pramenech, tak ve vrtech. Prameny v povodí Strenického potoka měly hodnoty pod 2 TU, vrty pak pod 1 TU. V povodí Bělé byly nízké hodnoty tritia zjištěny v okolí bělských papíren (2,7 TU), Mukařova a Mnichova Hradiště (pod 4 TU). Dle těchto hodnot (s uvážením doby měření okolo roku 2014 a postupného rozpadu tritia) se jedná o objekty se směsí mladé vody s vodou infiltrovanou před rokem 1950. Obecně jde především o objekty v povodí Strenického potoka (celková vydatnost objektů cca 150 l/s) a Bělé (vydatnost cca 50 l/s). Naopak vyšší hodnoty aktivity tritia (5–7 TU) jsou běžné pro prameny v S a V části rajonu, ale vyskytují se i v povodí Bělé.

V rajonu 4522 v povodí Liběchovky byla aktivita tritia podle archivních analýz velmi proměnlivá od 0,9 do 9,2 TU, ovšem bez vztahu k poloze v povodí. V okolí Nedamova na horní Liběchovce byla zjištěna nízká aktivita tritia v pramenech (pod 4 TU). Pramen s nižší hodnotou tritiové aktivity se nachází také na dolní Liběchovce v Liběchově (Boží voda). V horní části povodí Pšovky byla tritiová aktivita v pramenech okolo 4–6 TU. Nízkou aktivitu tritia měl však pramen Stříbrník (> 10 l/s; 2,8 TU). Nižší aktivitu měly i některé jímané vrty v horní části Řepínského dolu [2, 3]. V tomto rajonu tak část objektů vykazovala značnou střední dobu zdržení s převahou vod infiltrovaných před rokem 1950. Dle archivních ojedinělých analýz pomocí dalších environmentálních stopovačů (radiouhlík, freony, SF<sub>6</sub>) se střední doba zdržení vod v oblasti horní Liběchovky a Pšovky pohybuje v řádu vyšších desítek let až přes 100 let. Celkový průtok vod dlouhého oběhu v celé zájmové oblasti byl odhadnut na nejméně 250 l/s [2].

## Měření fyzikálně-chemických parametrů a odběr vzorků pro analýzu tritia

Za účelem ověření vydatnosti starých vod bylo v roce 2023 odebráno 11 vzorků pro analýzu přítomnosti tritia ze sledovaných profilů na pramenech, Strenickém potoce a z dalších pramenů. V roce 2024 byla vzorkována největší jímací území. Ve spolupráci s VaK Mladá Boleslav byly odebrány všechny jímací vrty s vyšší vydatností v povodí Bělé (11 vzorků). Tyto vrty jímají celkově asi 140 l/s a minimálně u části vod je podle nízké mineralizace a výjimečně dobré jakosti pravděpodobně, že jde o staré vody. Ve spolupráci s Vodárnami Kladno – Mělník byly odebrány všechny používané vrty v jímacím území Řepínský důl (41 vzorků). Celkové současné jímaní je přibližně 300 l/s a starší studie ukazují, že by se mohlo v některých objektech jednat o staré vody [1, 2]. U všech vzorkovaných objektů byly v terénu v průtočné cele bez kontaktu s atmosférou měřeny fyzikálně-chemické parametry vody – konduktivita, teplota, pH, oxidačně-redukční



potenciál a koncentrace rozpuštěného kyslíku. U části vzorků bylo analyzováno chemické složení. Vzorky určené ke zjišťování aktivity tritia jsou v současné době analyzovány. Sledované objekty jsou uvedeny na mapě v obr. 4.



Obr. 4. Mapa sledovaných objektů (Zdroj: czuk.cz)

Fig. 4. Map of monitored sites (Based on czuk.cz)

## Měření průtoků

Během prvního půlroku řešení projektu bylo na základě archivních dat o koncentracích tritia vytipováno deset míst pro monitoring průtoku. Vybraná místa reprezentují prameny s nízkou aktivitou tritia, a tedy vyšším stářím, a dva profily na Strenickém potoce, jež vymezují meziúsek dotovaný výhradně prameny s nízkou aktivitou tritia. Zhruba v měsíčním intervalu byl měřen průtok, a to buď metodou ředění pomocí NaCl s automatickým záznamem konduktivity z použitých konduktometrů WTW, nebo výpočtem z času plnění nádoby o známém objemu. První lokalita monitoringu je na Strenickém potoce v Krnsku před ústím do Jizery. Strenický potok je z většiny dotován základním odtokem z hlubších zón kolektoru C, příp. B, a jeho průtok je relativně stálý v čase. Jde o hlavní tok drénující oblasti s prameny s dlouhou střední dobou zdržení na základě starších analýz aktivity tritia. Během návštěv je tu prováděno měření průtoku metodou ředění za pomoci NaCl.

Druhá lokalita je Strenický potok u obce Cetno, která se nachází nad dvěma prameny vod s nízkou koncentrací tritia. Zde je průtok měřen nárazově metodou ředění. Třetí lokalita je výtok z vodárny u obce Cetno. Tato voda má dle předchozích analýz také nízkou aktivitu tritia. Průtok je tu měřen nárazově metodou ředění. Čtvrtá lokalita je pramen PP0230 monitorovaný v současnosti ČHMÚ v obci Podkovář. Tento pramen je jeden z vydatných zdrojů v prameništi Podkovář s nízkou aktivitou tritia. Vydatnost prameniště dosahuje za vyšších stavů i 100 l/s. Průtok je tady počítán z času plnění nádoby o známém objemu. Pátá lokalita je Strenický potok nad Podkovářským prameništěm. Při znalosti průtoku Strenického potoka nad a pod prameniště (rozdíl průtoku z lokalit 1 a 5) je možné určit celkovou vydatnost vod s nízkou koncentrací tritia na Strenickém potoce. Zde je měřen průtok metodou ředění. Šestou lokalitou je Velký pramen v Podkovářském prameništi. Jde o nejvydatnější zdroj v prameništi. Nachází se tu historický přepad ČHMÚ (v minulosti sledován jako PP00229), který však již ČHMÚ nemonitoruje. V rámci projektu je tady průtok měřen metodou ředění.

Sedmá lokalita se nachází u vodního toku Rokytky v blízkosti Bělé pod Bezdězem. Je to oblast s hojným výskytem pramenů, z nichž jeden – pramen Klokočka – má velmi nízkou aktivitu tritia. Průtok je tu počítán z času plnění nádoby o známém objemu. Osmá lokalita je drobný pramen s nízkým obsahem

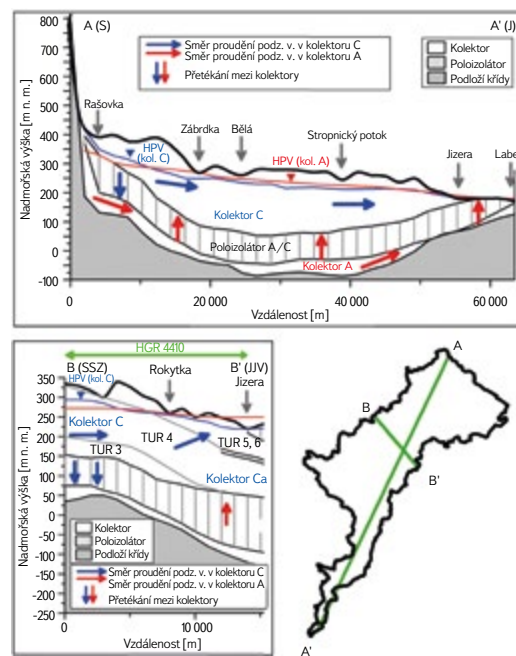
tritia u obce Nedamov na horní Liběchovce. Zde je průtok také počítán z času plnění nádoby o známém objemu. Devátá lokalita je pramenný vodní tok s nízkým obsahem tritia u obce Nedamov na horní Liběchovce. Průtok je měřen nárazově metodou ředění. Desátou lokalitou je pramen Stříbrník poblíž Vojtěchova v Kokořínském dole u Pšovky, který se částečně jímá jako zdroj pitné vody. Tady je průtok na přepadu prameniště počítán z času plnění nádoby o známém objemu a k němu je třeba přičíst jímáné množství vody.

## VÝSLEDKY

### Rešeršní popis současného pohledu na proudění podzemní vody

V tomto rešeršním oddíle popisujeme současný pohled na proudění podzemní vody v zájmové oblasti tak, jak vyplývá z dostupných informačních zdrojů. Tento koncept proudění bude v rámci projektu „Poznání, kvantifikace a ochrana strategických zdrojů podzemní vody české křídové pánve hlubokého oběhu v hydrogeologických rajonech 4410 a 4522“ s využitím nových dat kriticky zhodnocen.

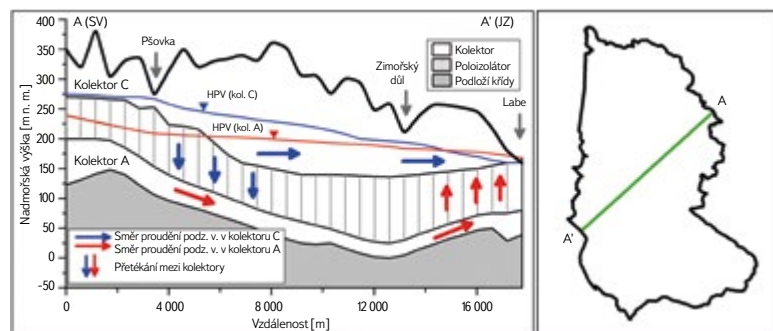
Zkoumané rajony byly podrobně popsány v rámci projektů „Hydrogeologická syntéza české křídové pánve“ [10] a „Rebalance zásob podzemních vod“ [1, 2]. Na jejich základě lze rámcově za oblasti dotace podzemní vody označit oblasti volné hladiny v celém zájmovém území. K nejvyšší dotaci podzemních vod v rajonu 4410 ovšem dochází v horních částech povodí v S, případně SZ části rajonu, kde je také vyšší specifický základní odtok oproti jižním částem. Proudění podzemní vody je následně určeno tokem Jizery s vlivem nehomogenit prostředí a jímání podzemní vody. Pro kolektor A platí, že infiltrace je jen na S podél lužické poruchy, k drenáži dochází podél Labe. Drenáž kolektoru C je zprostředkována do říční sítě (obr. 5), za úplnou drenáž lze považovat pouze oblast Jizery převážně na J v prostoru Sojovic a Čachovic. Dále drenáž probíhá v údolích Zábrdky, Mohelky, Malé Mohelky, Rokytky, Bělé a Strenického potoka. Dílčí odvodnění je zprostředkováno častými a vydatnými puklinovými prameny, zejména v místech křížení zlomů dvou směrů či zlomů křížujících údolí Jizery a jejich přítoků [11, 1].



Obr. 5. Proudění podzemní vody v rajonu 4410, řez S-J (nahore) a SSZ-JJV (vlevo dole) s vyznačením linie obou řezů (vpravo dole). Upraveno dle [1]

Fig. 5. Groundwater flow in region 4410; cross section N-S (top) and NNW-SSE (bottom left) with line markings of both cross sections (bottom right). Modified after [1]

V rajonu 4522 je dotace podzemní vody v celé oblasti, dominantní infiltrace je na S až SV rajonu. Podzemní voda dále proudí směrem k JZ, ve V části rajonu přitéká podzemní voda ze sousedního rajonu 4521 (169 l/s podzemní vody přitéká a 83 l/s z rajonu 4522 odtéká [2]). K drenáži podzemní vody dochází v dolní části Pšovky, na Liběchovce a tokem Labe přes kvartérní štěrkopisky [2; obr. 6]. Od SV k JZ se v rajonu 4522 redukuje mocnost kolektoru C [2], což má za následek velký nárůst průtoku v dolních částech toku Liběchovky a četná prameniště. V různých místech horního toku Pšovky a Liběchovky také vyvěrají významné prameny. To naznačuje přítok starých vod jímaných v Řepinském dole ze SV.



Obr. 6. Proudění podzemní vody v rajonu 4522 v SV-JZ řezu. Upraveno dle [2]

Fig. 6. Groundwater flow in region 4522; cross section NE-SW. Modified after [2]

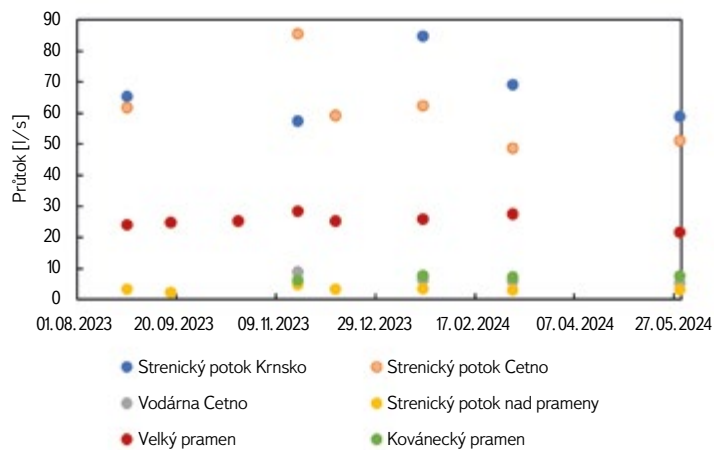
Maximální propustnost hornin je v oblasti drenážních bází, minimální je v meziříčních oblastech, kde jsou nejvyšší mocnosti kolektorů. To naznačuje důležitou roli puklinových systémů v tomto území, nejvíce je propustnost ovlivněna na křížení puklinových pásem směrů SZ-JV a SSV-JJZ [1]. Na těchto kříženích dochází často k vývěru pramenů, např. v údolí Bělé.

Na SZ rajonu 4410 převažuje propustnost puklinová s významným podílem průlinové propustnosti, směrem k J klesá podíl průlinové propustnosti kvůli přechodu do vápnotřilovitých, slinitých a vápnných pískovců. Mezi Košateckým potokem a Bělou pod Bezdězem, kde jsou polohy kolektoru C s kvádrovými pískovci o mocnosti až 80 m, je propustnost kolektorů C průlinově-puklinová. V oblastech bez kvádrových pískovců je propustnost kolektorů C téměř výhradně puklinová s vysokou transmisivitou (např. v povodí Bělé s jímacím územím pro Mladou Boleslav), naznačující velký vliv puklin na proudění. Ve výše položených oblastech mezi Pšovkou a Liběchovkou dochází k tvorbě zavěšených zvodní [2], jež dokumentují prameny a studánky (např. Nedvězí).

## Měření průtoků

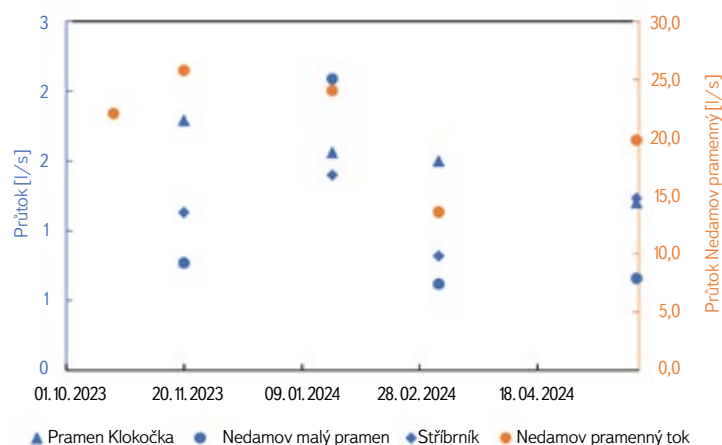
Výsledky měření v oblasti Strenického potoka jsou znázorněny na obr. 7. Přestože jde o poměrně krátké sledované období, je zde vidět, že průtok je relativně stálý v čase (kolísání méně než 1 : 2), což značí, že prameny nereagují na aktuální srážky. To naznačuje delší oběh vody, což je v souladu s předchozím tvrzením, že se jedná o staré vody [1]. Sledování vydatnosti pramenů je zásadní pro kvantifikaci dynamických zdrojů těchto starých vod. Doposud nebyla tato vydatnost na většině zmíněných profilů monitorována.

Průtok na první lokalitě na Strenickém potoce v Krnsku se pohybuje v rozsahu od 58 do 85 l/s. Tyto průtoky jsou relativně nízké vůči archivním měřením z minulosti, která ukazovala průtok přes 100 l/s. Strenický potok u obce Cetno má průtok v rozsahu od 49 do 86 l/s. Výtok z vodárny u obce Cetno má průtok od 5 do 9 l/s. Kovánecký pramen má rozsah průtoků od 6 do 8 l/s. Strenický potok nad Podkováňským prameništěm má průtoky pouze mezi 2 a 5 l/s, zatímco Velký pramen od 22 do 28 l/s. Z toho je patrné, že většina vody ve Strenickém potoce pochází z Podkováňského prameniště. Celková vydatnost staré vody v této oblasti je přibližně 65 l/s.



Obr. 7. Výsledky měření průtoku v povodí Strenického potoka  
Fig. 7. Discharge measurement in the Strenický potok basin

Výsledky měření průtoků z okolí Rokytky a Kokořínska jsou vidět na obr. 8. Průtok pramene Klokočka se pohybuje okolo 1,5 l/s. Průtok pramenného toku u obce Nedamov dosahuje 14 až 26 l/s. Vydatnost pramene v obci Nedamov činí od 0,5 do 2 l/s a pramene Stříbrník okolo 1 l/s.



Obr. 8. Výsledky měření průtoku na prameni Klokočka a v povodí Pšovky a Liběchovky  
Fig. 8. Discharge measurement from Klokočka spring and the Pšovka and Liběchovka basins

## Fyzikálně-chemické parametry

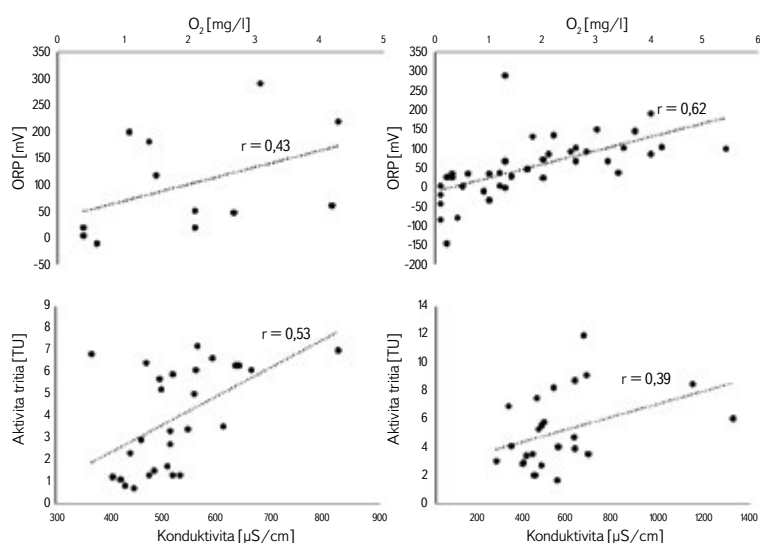
Naměřené fyzikálně-chemické parametry uvádí tab. 1. Konduktivita v jímacím území Bělá je nižší než v Řepinském dole. Zatímco v Bělé se pohybuje od 425 do 636  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , v Řepinském dole je od 498 do 844  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Podle měření Kůrkové [4] má voda pocházející čistě z kvádrových pískovců konduktivitu od 100 do 300  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , zato voda z vápnných pískovců má konduktivitu od 400 do 800  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Voda ve všech měřených objektech tedy pravděpodobně byla alespoň po nějakou dobu v kontaktu s vápnnými pískovci. Teplota podzemní vody je v obou oblastech podobná, od 9,2 do 11,2  $^{\circ}\text{C}$ . Všechny sledované objekty mají neutrální pH zhruba 7,2. Některé zdroje mají koncentraci rozpuštěného kyslíku  $< 1 \text{ mg}/\text{l}$ , což značí anoxické prostředí. Častější výskyt těchto vod je v Řepinském dole. Oxidačně-redukční potenciál měřený kalomelovou elektrodou se pohybuje od -143 do +293 mV. Korelace mezi oxidačně-redukčním

Tab. 1. Naměřené chemické vlastnosti vzorkovaných objektů. Pořadí objektů je v každém jímacím území řazeno od nejnižší po nejvyšší nadmořskou výšku jímacího objektu. Q značí vydatnost (odběr) pro vodárenské využití, v případě pramene Klokočka průměrný průtok

Tab. 1. Chemical properties of sampled sites. The order of the sites in each catchment area is arranged from lowermost to uppermost altitude. Q is abstraction from wells for water supply; for Klokočka spring it is average discharge

	Konduktivita [ $\mu\text{S}/\text{cm}$ ]	T [ $^{\circ}\text{C}$ ]	O <sub>2</sub> [mg/l]	pH	Oxidačně-redukční potenciál [mV]	Q [l/s]
<b>Bělá</b>						
KL 4	480	10,3	0,6	7,2	-9	12
KL 1a	447	11,2	0,4	7,3	5	13
KL 16	425	10,8	1,4	7,3	182	20
KL 12	482	10,3	1,5	7,2	119	30
KL 11	507	9,9	1,1	7,2	200	30
KL 10	636	10,3	0,4	7,2	21	25
VMB1	477	9,4	3,1	7,3	293	
KL 7	439	10,5	2,1	7,3	52	28
KL 8	495	9,6	4,2	7,2	63	24
KL 3	579	9,3	2,7	7,2	49	~1
KL 9	477	10,9	2,1	7,2	21	~2
Pramen Klokočka	464	9,2	4,3	7,2	221	1,5
<b>Řepínský důl</b>						
PŠ2	728	10,5	2,1	7,2	87	16
PŠ3	778	10,7	0,2	7,2	-143	
PŠ3A	744	10,8	0,3	7,2	36	7
DV1	695	10,6	2,5	7,2	94	26
DV2	699	9,9	2,2	7,2	137	7
DV14	684	10,5	2,2	7,3	135	12
PŠ5	683	10,4	3,7	7,3	147	54
PŠ5A	687	10,5	3,0	7,3	151	11
DV13	754	9,7	1,3	7,2	292	
S9	686	9,2	0,3	7,2	29	
S10	680	10,3	2,6	7,1	104	12
S4	707	10,6	3,5	7,2	104	41
S1	708	10,5	5,4	7,2	102	20
Ř2 (Z)	703	10,6	4,0	7,2	194	31
Ř2 (V)	694	10,5	1,8	7,2	134	14
S11	717	10,4	4,2	7,2	105	14
S13	759	10,2	3,2	7,2	70	12
S14	803	10,1	2,8	7,2	95	7
S15	837	10,3	2,6	7,1	70	9
S16	844	10,5	3,4	7,1	40	3
S25	769	10,5	1,7	7,2	48	3
S26	751	10,2	2,0	7,1	74	4
S27	728	10,7	0,5	7,2	2	2
DV15	710	11,1	0,1	7,2	-40	8
S28	685	10,7	0,1	7,2	5	5
S29	649	10,3	0,2	7,2	27	13
S30	640	10,4	0,5	7,1	5	8
Ř8A	550	10,4	0,1	7,2	-17	18
Ř8	643	10,7	1,3	7,1	69	3
S20	621	10,3	1,0	7,2	36	16
S21	620	10,2	2,0	7,2	26	
S22	599	10,1	1,2	7,2	40	5
S23	646	10,0	1,4	7,3	31	3
DV17	573	10,3	0,6	7,3	36	9
S7	571	10,3	0,4	7,2	-78	3
S19	498	11,0	0,1	7,2	-83	3
DV5	603	10,5	1,2	7,2	4	6
S8	551	10,6	1,0	7,3	-31	3
DV6	618	10,4	1,3	7,2	0	
Z2	875	11,0	4,0	7,2	88	1
DV7	593	10,6	0,9	7,3	-9	5

potenciálem a rozpuštěným kyslíkem byla  $r = 0,57$  (0,43 pro Bělou, resp. 0,62 pro Řepínský důl), což značí střední míru závislosti. Rozsah uvedených konduktivit je v rámci hodnot uvedených pro ostatní objekty ve zbylých částech studovaných rajonů [1, 2].



Obr. 9. Vztahy mezi oxidačně-redukčním potenciálem a množstvím rozpuštěného kyslíku pro jámací území Bělá (vlevo nahoře) a Řepínský důl (vpravo nahoře). Vztahy mezi aktivitou tritia a konduktivitou pro prameny v rajonu 4410 (vlevo dole) a v rajonu 4522 (vpravo dole)

Fig. 9. Relationships between redox potential and amount of dissolved oxygen for Bělá (top left) and Řepínský důl (top right). Relationships between tritium activity and conductivity for springs in region 4410 (bottom left) and region 4522 (bottom right)

## DISKUZE

Ve výsledkové části byla popsána stávající představa o proudění podzemní vody v zájmové oblasti tak, jak byla formulována v předchozích pracích [zejména 1, 2, 10] na základě strukturních a hydrogeologických údajů, doplněných o informace z chemismu a kolísání hladin podzemní vody. Jde o základní výsledky analýzy oběhu podzemní vody v zájmové oblasti, které významně přispěly k chápání hydrogeologie regionu.

Přesto v kontextu nízkotritiových vod zůstává řada otázek, na které současné modely nejsou schopny dát odpověď, a je zde řada nesrovnalostí či v některých případech i protichůdných informací. Předchozí analýzy tritia pocházejí jen z omezeného množství objektů, jež zájmovou strukturu odvodňují a které mohou být směsí jak vod starých, tak mlčích mladších vod. Nejistoty jsou i ohledně využitelného množství těchto vod a zejména území, kde se tyto vody tvoří (tedy kde je jejich infiltrační území). Je proto nezbytné stávající konceptuální model proudění ověřit, doplnit a s využitím nových poznatků případně upravit.

Není známo místo infiltrace těchto starých vod. Při odhadovaném průtoku 250–300 l/s (odhad celkové vydatnosti starých vod dle [1, 2]) a infilraci před rokem 1950 je však pro zadržení této vody nutné počítat s objemem porů nejméně  $6 \times 10^9 \text{ m}^3$ , což při pórovitosti pískovců cca 10–30 % odpovídá objemu 2–7  $\text{km}^3$  křídových hornin. Objem křídových hornin v zájmové oblasti je vyšší, tudíž předpokládaný objem proudového systému starých vod i infiltrace do křídových hornin jsou realistické.

Za účelem zodpovězení výše popsaných otázek byly v průběhu prvního roku fungování projektu z vybraných objektů odebrány vzorky na analýzu tritia, která – s využitím poměrně malých finančních prostředků – pomůže zprvu rozlišit vodu starou (s nízkými až nulovými hodnotami aktivity tritia) od vody mladé (s vyšší aktivitou tritia, naznačující původ vody infiltrované po roce 1950). Následně bude na

základě četných tritiových analýz vybráno menší množství objektů (vrty, prameny) pro finančně náročnější, avšak přesnější datovací metody např. s využitím radiouhlíku, freonů,  $\text{SF}_6$ ,  $^{85}\text{Kr}$  a  $^{39}\text{Ar}$ .

Geologické řezy Uličného et al. [8] poprvé umožnily určit, na které genetické sekvence jsou vázány prameny a jaké horniny jsou vysoce propustné. Podle poloh propustných hornin (zejména pískovců) je tak dobře možné ověřovat hypotézy, které litologie tvoří propustné kolektory, kde může docházet k infiltraci vody atd. Jak ovšem poukazuje Kůrková [4], kolektory vymezené dle těchto řezů nemusí tvořit čistý pískovec, ale mohou obsahovat i vápnité vrstvy. Tyto vrstvy vápnitého tmelu mohou být mocné jen první decimetry, zatímco velkou většinu mocnosti kolektoru tvoří křemenný pískovec [12]; i tyto tenké vrstvy však mohou stačit ke zvýšení konduktivity vody.

Při pohledu na již dříve naměřená data z pramenů [1, 2, 4] lze vypočítat slabý trend, kdy s rostoucí aktivitou tritia narůstá konduktivita (obr. 9), tedy voda s delší dobou oběhu má spíše nižší konduktivitu. Pro hydrogeologický rajon 4410 je korelace mezi aktivitou tritia a konduktivitou  $r = 0,53$ , přičemž prameny s aktivitou tritia pod 3 TU mají průměrnou konduktivitu 468  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (medián 465  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), zatímco prameny s aktivitou nad 3 TU průměr 564  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (medián 558  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ). Pro hydrogeologický rajon 4522 je korelace  $r = 0,39$  a prameny s aktivitou pod 3 TU mají konduktivitu v průměru 419  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (medián 433  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), zatímco prameny nad 3 TU mají konduktivitu v průměru 596  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (medián 535  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ). Pro rajon 4410 se dle Studentova t-testu (hladina významnosti 0,05) jedná o statisticky významný rozdíl ve velikosti konduktivity mezi prameny s aktivitou tritia pod 3 a nad 3 TU.

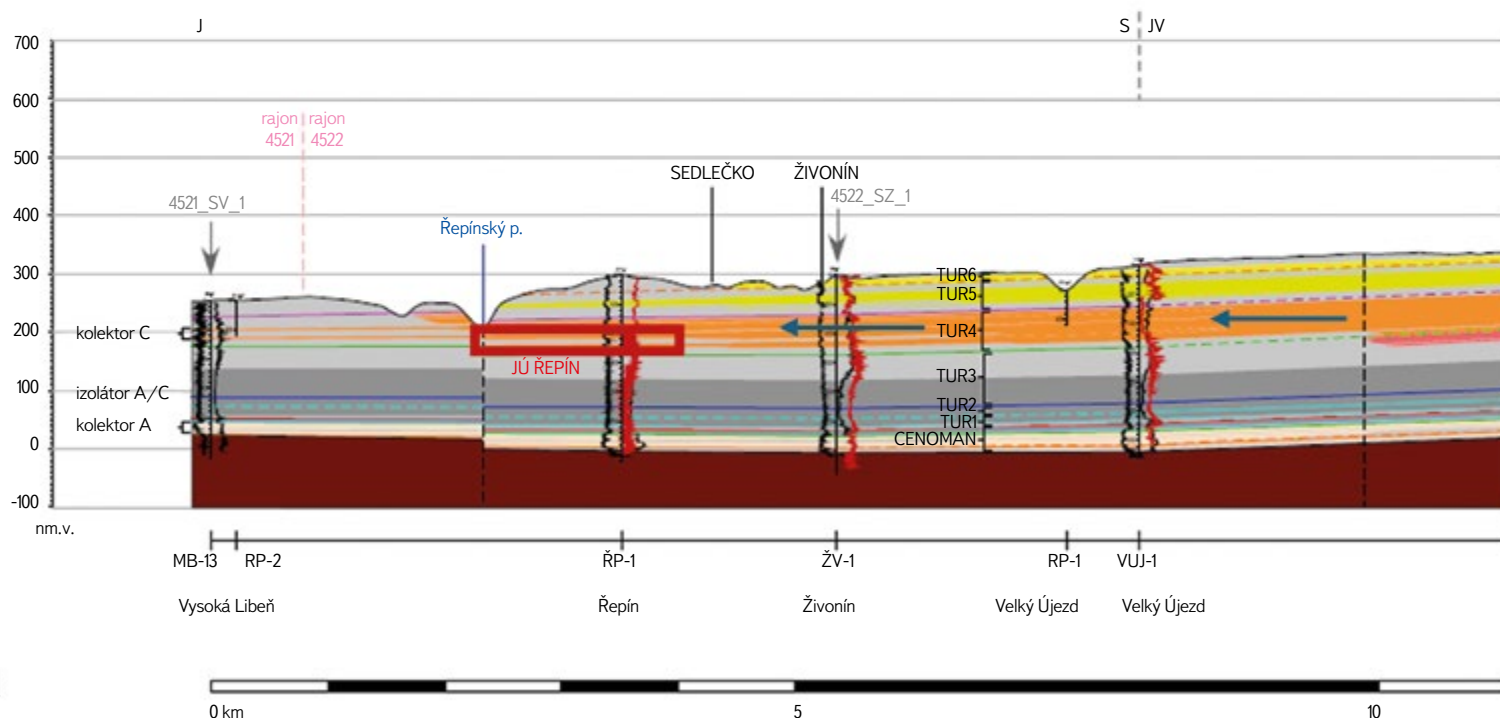
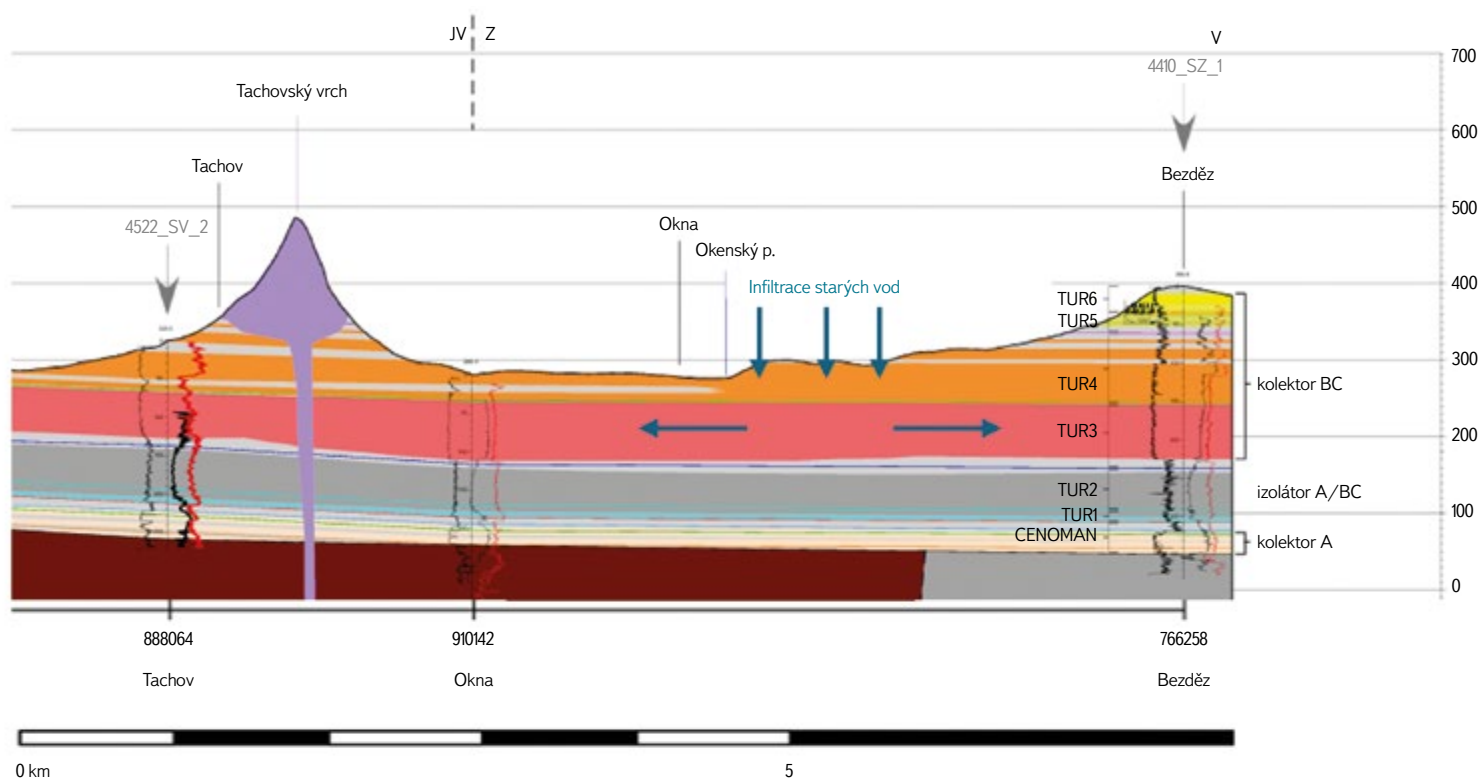
V povodí Bělé se vyskytují prameny jak s nízkou, tak vysokou konduktivitou, poukazující na drenáž dvou různých vod o odlišném složení, a podle odlišných aktivit tritia i stáří (J. Bruthans, nepublikováno). V tomto kontextu budou ověřovány i hodnoty tritia a konduktivity na nově odebraných jímáních vrtech v Bělé a Řepínském dole, neboť není zcela jasné, zda voda jímáná v těchto jámacích územích je výhradně vodou s původem v turonském kolektoru C, anebo zda nejde – alespoň zčásti na některých jímáních objektech – o přetok z cenomanského kolektoru A. Vody s nízkou aktivitou tritia, a tím dlouhou dobou oběhu, mohou mít původ i v lokálně vyvinutém kolektoru BC (TUR3 a TUR4) u Strenického potoka. V následujících oddílech diskutujeme možné cesty proudění těchto vod.

## Pravděpodobné cesty proudění podzemní vody pro rajon 4522

Stará voda v Řepínském dole vykazuje relativně nižší konduktivitu, tudíž se neinfiltrovala přes nenasycenou zónu s obsahem vápnitých pískovců, ale pouze skrze křemenné pískovce. Jako pravděpodobná oblast infiltrace se jeví okolí Bezdězu, kde jsou výchozy křemenného pískovce spojeného kolektoru TUR3 a TUR4 [8; obr. 10], a kde se navíc dle izolinií hladin podzemní vody infiltrační oblast může nacházet, protože hladina podzemní vody je zde mnohem výše než v drenážních oblastech starých vod [2; obr. 11]. Tato voda by následně z východu obtékala elevaci báze kolektoru C a četné zlomy mezi Dubou a Mšenem (zlomové porušení jižně od Dubé) a poté se stáčela JZ směrem do Řepínského dolu (obr. 11). Směrem k Řepínskému dolu křemenné pískovce TUR3 a TUR4 postupně přecházejí do vápnitých pískovců. To může způsobit navýšení konduktivity vody v Řepínském dole na hodnoty od 400 do 800  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (tab. 1), což značí vodu z křemenných pískovců, která prošla vápnitými polohami [4].

Dalším možným zdrojem je přetok vody z cenomanu. Jak je patrné z obr. 6, v oblasti Řepínského dolu (zejména v jeho spodních částech) nastává i při neovlivněných hladinách změna situace, kdy již podle tohoto schématu dochází k přetoku cenomanské vody z kolektoru A skrze poloizolátor A/C do kolektoru C. Pokud by však k přetoku cenomanské vody ve spodních částech jímáního území skutečně docházelo, lze zde očekávat změnu fyzikálně-chemických parametrů, jako je např. snížení množství rozpuštěného kyslíku a snížení redox potenciálu, což však z tab. 1 není patrné. Datování vody z těchto jímáních vrtů tak může tento předpoklad dále podpořit, či vyvrátit.





Obr. 10. Nahoře – Geologický řez okolí Bezdězu se spojitými kolektory TUR4 a TUR3, s naznačením možných směrů proudění vody (modré šipky), směr Z-V. Dole – Geologický řez od Kokořínského dolu k jímacímu území Řepín (červený obdélník) s naznačením možných směrů proudění vody (modré šipky). Upraveno dle [8]

Fig. 10. Top – Geological cross section of the Bezděz area with continuous collectors TUR4 and TUR3, indicating the possible directions of water flow (blue arrows), direction W-E. Bottom – Geological cross-section from Kokořínský důl to the Řepín catchment area (red rectangle) with an indication of possible water flow directions (blue arrows). Modified after [8]





Obr. 11. Modelové izolinie hladiny podzemní vody modelu společnosti PROGEO, s. r. o., s vyznačením pravděpodobného místa infiltrace nízkotritiových vod (modrý ovál) a směrem proudění (modré šipky). Upraveno dle [1]

Fig. 11. Model isolines of the groundwater level from a model from PROGEO, s. r. o., with marking of the probable location of infiltration of low-tritium waters (blue oval) and the direction of water flow (blue arrows). Modified after [1]

Zároveň vyvstává otázka, odkud se bere stará voda z pramene Stříbrník a v prameništi u Nedamova, jelikož dle známých průběhů hladin se v těchto oblastech hladina v kolektoru A nachází níže než v kolektoru C (obr. 6, obr. 11), tudíž by zde

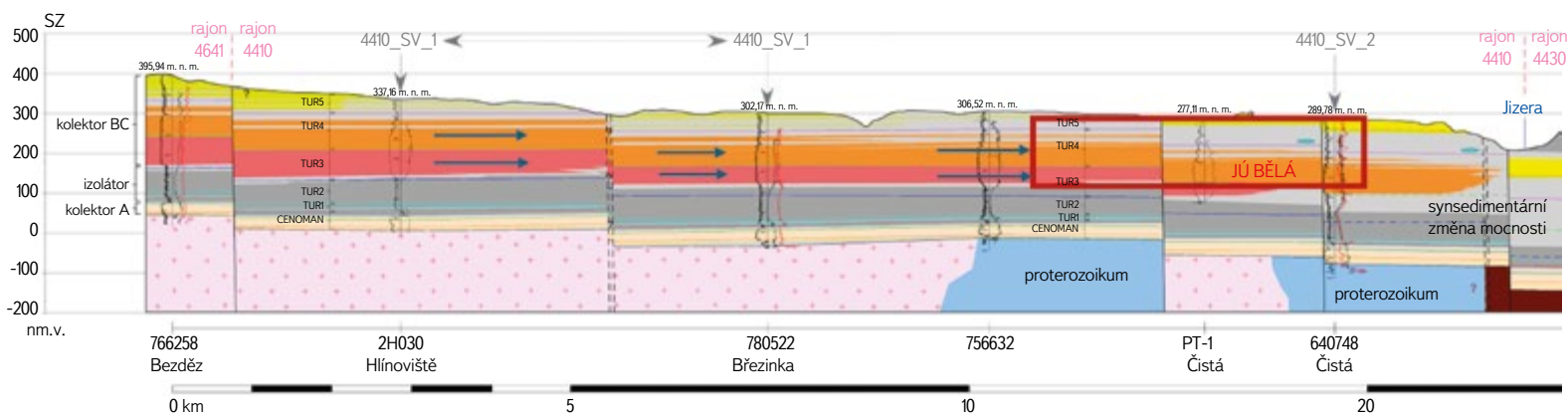
nemělo docházet k přetoku z cenomanského kolektoru. Přitom izohypsy kolektoru C (TUR4) v obr. 11 nejsou ovlivněny tektonickými poruchami, což je v rozporu s prostorovou proměnlivostí propustnosti hornin ovlivněnou nejvíce křížením puklinových pásem, na něž jsou často navázány pramenní vývěry [1, 2]. Zůstává tak otevřenou otázkou, zda kupř. v oblasti pramene Stříbrník nemůže lokálně docházet k přetokům vody z cenomanu po puklinách.

## Pravděpodobné cesty proudění podzemní vody pro rajon 4410

Na základě současných poznatků je možné předpokládat, že stará voda pramenící na Strenickém potoce a jímaná v Bělé přišla do kontaktu s vápničitými polohami pouze po omezenou dobu [4], čili se infiltrovala v místech křemenných pískovců. Oblast infiltrace tak opět i pro povodí Bělé může být v okolí Bezdězu, kde se na povrch dostávají výchozy křemenného pískovce TUR4. Infiltrovaná voda by se dále pohybovala spojeným kolektorem TUR4 a TUR3 a na povrch by se dostávala podél zlomů či v místech vyznívání těchto kolektorů (obr. 12). Další možností je přetok z cenomanu, který dle obr. 5 má v oblasti jímacího území Bělá hladinu podzemní vody na velmi podobné úrovni jako kolektor C, a dle [7] dokonce vyšší.

## ZÁVĚR

Cílem představeného projektu je upřesnit a kvantifikovat zdroje vody v rajonech 4410 a 4522, která dle předchozích prací může mít dobu zdržení nejméně 70 let a v některých případech i výrazně více. Místo infiltrace této staré vody je pravděpodobně v okolí Bezdězu, kde jsou výchozy pískovců bez karbonátového tmelu. Tato stará voda pak následně proudí spojeným kolektorem TUR3 a TUR4. Při dané vydatnosti pramenů zaujímají pískovce dostatečný objem pro její akumulaci a dobu zdržení. Za účelem kvantifikace dynamických zdrojů těchto vod probíhá monitoring průtoků na vybraných tocích a pramenech s nízkou koncentrací tritia. Všechny monitorované objekty vykazují stabilitu průtoků v čase, což značí delší oběh bez vlivu lokálních meteorologických podmínek. Vybrané objekty využívané pro hromadné zásobování byly ovzorkovány za účelem zjištění stáří vody na základě aktivity tritia. Podle výsledků budou vybrány objekty, u nichž dojde ke zpřesnění stáří na základě analýzy freonů, SF<sub>6</sub> a dalších datovacích technik. Projekt v tuto chvíli vstupuje do druhého roku řešení. Dále je plánováno průběžné vyhodnocování nově získaných hydrochemických, vodohospodářských a hydrogeologických dat, tvorba příslušných map, řezů a návržení vodárenského využití



Obr. 12. Geologický řez od Bezdězu směrem k jímacímu území Bělá (červený obdélník), s naznačením možných směrů proudění vody (modré šipky). Upraveno dle [8]

Fig. 12. Geological cross-section from Bezděz towards the Bělá catchment area (red rectangle), with indications of possible water flow directions (blue arrows). Modified after [8]

zdrojů a ochrany hydrogeologické struktury. Detailní průzkum hydrogeologie oblasti povede k aktualizaci konceptuálního modelu proudění vody v obou rajonech, zejména s ohledem na původ vody dlouhého oběhu.

## Poděkování

Autoři článku děkují J. Bruthansovi za konzultaci konceptuálního modelu proudění a za pomoc při vzorkování a měření průtoků. Výzkum v rámci projektu č. SS06010268 „Poznání, kvantifikace a ochrana strategických zdrojů podzemní vody české křídové pánve hlubokého oběhu v hydrogeologických rajonech 4410 a 4522“ je spolufinancován Technologickou agenturou České republiky.

## Literatura

- [1] KŮRKOVÁ, I. et al. *Rebilance zásob podzemních vod. Závěrečná zpráva, Příloha č. 2/31, Stanovení zásob podzemních vod. Hydrogeologický rajon 4410 – Jizerská křída pravobřežní*. Praha: Česká geologická služba, 2016.
- [2] KŮRKOVÁ, I., BURDA, J. et al. *Rebilance zásob podzemních vod. Závěrečná zpráva, Příloha č. 2/35, Stanovení zásob podzemních vod. Hydrogeologický rajon 4522 – Křída Liběchovky a Pšovky*. Praha: Česká geologická služba, 2016.
- [3] BRUTHANS, J., KŮRKOVÁ, I., GRUNDLOCH, J., CHURÁČKOVÁ, Z., SLAVÍK, M., KADLECOVÁ, R. *Střední doba zdržení v detailně hodnocených rajonech. Projekt Rebilance zásob podzemních vod, část aktivity 8*. Praha: Česká geologická služba, 2015.
- [4] KŮRKOVÁ, I. *Charakter proudění podzemní vody v silně propustných sedimentech v západní části České křídové pánve. Doktorská disertační práce*. Praha: Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze, 2023.
- [5] KLEIN, V. *Stratigrafie a litologie svrchní křídly mezi Jizerou a Labem. Sborník geologických věd. Geologie*. 1966, 11, s. 49–76.
- [6] VALEČKA, J. *Paleogeografie a litofaciální vývoj severozápadní části české křídové pánve. Sborník geologických věd. Geologie*. 1979, 33, s. 47–81.
- [7] ČEPÁK, J. et al. *Závěrečná zpráva o vyhledávacím hydrogeologickém průzkumu v povodí Klokočky a Bělé. Vodní zdroje*. Praha, 1970.
- [8] ULIČNÝ, D., ŠPIČÁKOVÁ, L., CAJZ, V., HRONEC, L. *Podklady pro prostorový model hydrogeologicky významných stratigrafických rozhraní ve vybraných hydrogeologických rajonech. Závěrečná zpráva*. Praha: Geofyzikální ústav AV ČR, v. v. i., 2015.
- [9] ČECH, S., KLEIN, V., KRÍŽ, J., VALEČKA, J. *Revision of the Upper Cretaceous Stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin. Věstník Ústředního ústavu geologického*. 1980, 55(5), s. 277–296.
- [10] HERČÍK, F., NAKLÁDAL, V. *Hydrogeologická syntéza české křídové pánve – Bilanční celek 3*. Praha: Stavební geologie, n. p., 1987.
- [11] HERČÍK, F., VALEČKA, J. *Hydrogeologie české křídové pánve*. Praha: Český geologický ústav, 1999.
- [12] NÁDASKAY, R., ČECH, S., VALEČKA, J., JANKOVSKÝ, F., PINTÉR, L., ADAMOVIČ, J., ZELENKOVÁ-TRUBAČOVÁ, A. *Závěrečná zpráva průzkumného geologického vrtu 4521\_B Kluky*. Praha: Česká geologická služba, 2015.

## Autoři

**Mgr. Jakub Mareš<sup>1</sup>**

✉ maresj15@natur.cuni.cz

ORCID: 0000-0002-7190-8214

**Mgr. Martin Slavík Ph.D.<sup>1</sup>**

✉ martin.slavik@natur.cuni.cz

ORCID: 0000-0002-8920-9980

**RNDr. Josef Vojtěch Datel Ph.D.<sup>2</sup>**

✉ josef.datel@vuv.cz

ORCID: 0000-0003-1451-0135

Příspěvek prošel recenzním řízením.

DOI: 10.46555/VTEI.2024.07.003

ISSN 0322-8916 © 2024 Autoři. Tuto práci je kdokoli oprávněn šířit a využívat za podmínek licence CC BY-NC 4.0

## OLD GROUNDWATER IN HYDROGEOLOGICAL REGIONS 4410 AND 4522

**MAREŠ, J. <sup>1</sup>; SLAVÍK, M. <sup>1</sup>; DATEL, J. V. <sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Faculty of Science, Charles University, Prague

<sup>2</sup>T. G. Masaryk Water Research Institute, Prague

**Keywords:** groundwater – Bohemian Cretaceous basin – source of drinking water – dating – tritium – quantification of water sources – protection of surface water and groundwater – conceptual model

The article presents the project of the Technology Agency of the Czech Republic dealing with the hydrogeology of old waters in hydrogeological regions 4410 and 4522. The aim of the paper is to present a brief hydrogeological characterization of the area of interest, to present the results after the first year of the project and to describe the uncertainties of the existing information. Old groundwaters, that have negligible concentrations of tritium, can be considered a strategic resource because they are less susceptible to current contamination. In order to quantify the usable amount of these waters, the discharge of springs with low tritium concentrations is measured regularly. At the same time, water samples have been taken from the most important waterworks in the area. The chemical composition and tritium activity of these waters are determined and physico-chemical parameters have been measured. On the basis of the known groundwater level patterns, lithology and measured values, a conceptual model of the flow pattern of this old water was outlined, which will be further verified and supplemented during the course of the project using the newly acquired knowledge. Due to the relatively low conductivity of the old groundwater, it is expected that the water would have infiltrated in areas where there are no outcrops of calcareous sandstones, as bicarbonates would increase the conductivity significantly. For this reason, we assume that the water infiltrates near Bezděz, where there are outcrops of quartz sandstone. From there, the water flows to springs and waterworks, where, especially in the lower parts closer to the drainage areas (the Jizera and Elbe rivers), it can be further mixed with the overflow water from the Cenomanian aquifer. Nevertheless, there are places in the area that are not fully consistent with this assumption, and the origin of these groundwaters is also the subject of further research. The next phase of the project will focus on a detailed analysis of the age of the waters using other tracers such as freons or SF<sub>6</sub>. This information will lead to a better understanding of the groundwater flow in the most important hydrogeological structure in the Czech Republic.

<sup>1</sup>Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova v Praze

<sup>2</sup>Výzkumný ústav vodohospodářský T. G. Masaryka, Praha

# Metodika tvorby *Mapy zranitelnosti kvantity přírodních zdrojů podzemní vody k suchu pro Českou republiku*

JIŘÍ BRUTHANS, JIŘÍ GRUNDLOCH, RENÁTA KADLECOVÁ, TUNA KARATAS,  
KATEŘINA ŠABATOVÁ, RADEK VLNAS

**Klíčová slova:** podzemní voda – sucho – zranitelnost – zásoby – specializovaná mapa

## ABSTRAKT

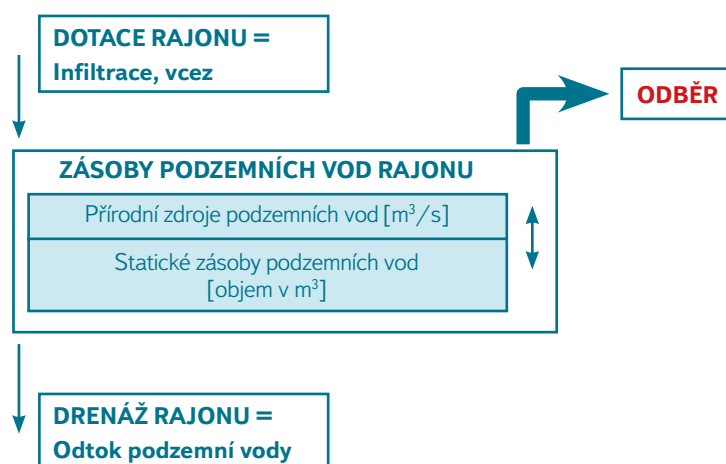
Sucho ovlivňující stav podzemní vody je doposud většinou chápáno jako podmožina sucha hydrologického. Dopad hydrologického sucha se u podzemní vody projevuje se zpožděním a závisí na jeho délce. V rámci projektu TA ČR „Řízená dotace podzemních vod jako nástroj k omezení dopadů sucha v ČR“ byla sestavena *Mapa zranitelnosti kvantity přírodních zdrojů podzemní vody k suchu*. Interaktivní mapa je vytvořena na základě použití srážkového normálu a regresních vztahů mezi srážkami a celkovým a základním odtokem s použitím indexu BFI a poměru BFI v nejsušším roce za dekádu 2010–2019 k dlouhodobému BFI (index M). Tento přístup zaručuje jednotné zpracování pro celou Českou republiku v měřítku 1 : 50 000 a objektivní porovnání zranitelnosti přírodních zdrojů podzemní vody k suchu v rámci celé republiky. Dále vychází z evidovaných odběrů podzemní vody a v případě obcí s individuálním zásobováním je odběr vypočítán z počtu obyvatel a celostátní průměrné spotřeby pitné vody na obyvatele. Mapa je sestavena na bilanci přírodních zdrojů a odběrů podzemní vody. Obsahuje šest kategorií a ukazuje, které regiony a oblasti budou mít problém s dostatkem zdrojů podzemní vody v období dlouhodobého sucha. Syntetizuje všechna dostupná režimní a další data k roku 2020 a je navržena tak, aby vrstvy s proměnnými informacemi bylo možné v budoucnu aktualizovat.

Mapa, dostupná na [www.suchovkrajine.cz/zranitelnost-k-suchu](http://www.suchovkrajine.cz/zranitelnost-k-suchu), umožňuje přípravu, návrh a realizaci opatření, která zajistí dostatek zdrojů zejména pitné vody pro obyvatele i v obdobích dlouhodobého sucha.

## ÚVOD

Nacházíme se v období klimatické změny, pro kterou jsou typické častější extrémní výkyvy počasí. V letech 2015–2020 probíhalo neobvykle dlouhé období hydrologického sucha v České republice (ČR), jež na velké části jejího území způsobilo pokles hladin podzemní vody a nedostatek zdrojů vody pro obyvatele zejména v menších sídlech. Sucho se na stavu podzemních vod projevuje s velkou setrvačností. Území ČR je téměř ze tří čtvrtin tvořeno horninami, které mají nízkou schopnost akumulovat větší zásoby podzemní vody na víceletá období, a tak většina vody z našeho území odtéká. Zásoby podzemní vody jsou v těchto oblastech závislé na jejich pravidelném každoročním doplňování ze srážek, k čemuž však nedochází vždy ve stejném množství. Mezi hlavní priority státu patří zajištění dostatku zdrojů podzemní vody pro zásobování obyvatel ČR, a to i v období dlouhodobého sucha.

Jedním z cílů projektu ISTA TA ČR č. SS01010208 „Řízená dotace podzemních vod jako nástroj k omezení dopadů sucha v ČR“ byla proto metodika a tvorba *Mapy zranitelnosti kvantity přírodních zdrojů podzemní vody k suchu* pro systém operativního řízení Ministerstva životního prostředí.



Obr. 1. Zásoby podzemní vody

Fig. 1. Groundwater resources

Zásoby podzemní vody tvoří objem a tok podzemní vody v hydrogeologickém kolektoru v souladu s vyhláškou č. 369/2004 Sb., o projektování, provádění a vyhodnocování geologických prací, ve znění pozdějších předpisů.

Zásoby podzemní vody zahrnují:

- Množství vody protékající v daném čase (měsíci, roku) kolektorem podzemní vody, tj. přírodní zdroje podzemní vody vyjadřované v objemových jednotkách za jednotku času – obvykle l/s. Velikost těchto přírodních zdrojů kolísá v závislosti na dotaci převážně infiltrací atmosférických srážek, místně i influkcí z povrchových vodních toků. Přírodní zdroje podzemní vody jsou obvykle v dlouhodobějším průměru považovány za rovné základnímu odtoku.
- Objem vody, který vyplňuje póry, dutiny a trhliny v kolektoru, tj. statické zásoby podzemní vody, tedy objem gravitační vody ve zvodněné části kolektoru, vyjadřovaný v objemových jednotkách (m<sup>3</sup>). Statické zásoby jsou ale jen objemem vody vyplňujícím horninové prostředí. Jediným doplňujícím

se členem jsou přírodní zdroje. Míra poklesu základního odtoku v suchém období (přírodních zdrojů podzemní vody) do určité míry odráží i část statických zásob, protože velikost statických zásob a rychlost uvolňování vody z nich určuje základní odtok v období, kdy potenciální evapotranspirace převládá nad srážkami. Vztah zásob podzemní vody, dotace a drenáže je graficky vyjádřen na obr. 1.

## METODIKA

Sestavení *Mapy zranitelnosti kvantity přírodních zdrojů podzemní vody k suchu* (dále jen *Mapy zranitelnosti podzemní vody k suchu*) si nevystačí s informacemi o velikosti zdrojů podzemní vody, ale mapa musí zároveň obsahovat informace o velikosti odběrů podzemní vody. V ČR jsou hydrogeologické rajony (HGR) s nejvyššími zdroji podzemní vody často z velké míry využity pro zásobování obyvatel pitnou vodou, takže neplatí, že čím vyšší jsou zdroje podzemní vody, tím nižší je zranitelnost přírodních zdrojů podzemní vody k suchu. Neplatí ani opačné tvrzení. Vždy záleží na rozdílu mezi zdroji podzemní vody a mírou jejich využití a do toho se promítá i různá variabilita doplňování zásob podzemní vody v čase a také množství podzemní vody ve statických zásobách, jež se projeví na rychlosti poklesu základního odtoku v suchém období. Místa odběrů (4 693 lokalit s odběry podzemní vody a 941 s odběry povrchové vody) a vypouštění vody (5 092 lokalit s vypouštěním povrchové vody a 28 lokalit s vypouštěním do podzemní vody), jež podléhají evidenci ve smyslu vyhlášky č. 252/2013 Sb., obsahuje informační systém HEIS (<https://heis.vuv.cz/data/webmap/>) spravovaný VÚV TGM (data k roku 2020). Dále existuje přes 1 000 obcí závislých na individuálním zásobování obyvatel pitnou vodou, kde odběry podzemní vody nepodléhají evidenci, a přítom právě v těchto obcích jsou často problémy se zajištěním dostatku podzemní vody v suchých obdobích. Aby všechny tyto informace bylo možné účelně využít, bylo třeba srovnat zdroje podzemní vody a jejich variabilitu v čase s odběry podzemní vody ze stejného území. V oblasti mimo hlavní kolektory a kvartérní kolektory, které není účelné dělit na menší jednotky, byla použita jako základní jednotka povodí 4. řádu, jichž je v ČR 8 750.

Účelová mapa je zpracována v měřítku 1 : 50 000. Je založena na objektivních režimních datech z databáze (průtoky a srážky) Českého hydrometeorologického ústavu (ČHMÚ), dostupné na <https://www.chmi.cz/historicka-data>, na údajích o evidovaných odběrech podzemní a povrchové vody a vypouštění z databáze HEIS a na informacích o obcích a jejich částech, které nemají připojení na vodovod dle dostupných *Plánů rozvoje vodovodů a kanalizací* (PRVKUK) pro každý kraj nacházejících se na webových stránkách Ministerstva zemědělství <https://mze.gov.cz/public/portal/mze/voda/vodovody-a-kanalizace/plany-rozvoje-vodovodu-a-kanalizaci> (z roku 2007), na evidenci obyvatel v obcích atd.

## Základní typy prostředí

Pro potřeby *Mapy zranitelnosti podzemní vody k suchu* bylo území ČR rozděleno do čtyř základních prostředí, jež mají z hlediska zásob a dotace podzemní vody velmi odlišné vlastnosti:

- A. pánevní a kvartérní kolektory, tedy zvodně s plošně rozsáhlými proudovými systémy obvykle nerespektujícími orografické rozvodnice,
- B. prostředí hydrogeologického masivu, tj. prostředí tvrdých hornin a silně cementovaných sedimentů, kde je využitelný kolektor především v zóně přípovrchového rozpukání a zvětrání hornin, proudění podzemní vody kopíruje spád terénu a respektuje orografické rozvodnice,

- C. nivy řek a menších vodních toků, kde je potenciál indukovaných zdrojů, tedy zdrojů podzemní vody z povrchového toku, z rozsáhlých orografických povodí výše proti proudu, resp. zázemí,
- D. osídlené části obcí s převažujícím individuálním zásobováním podzemní vodou, kde jsou relativně vysoké odběry podzemní vody na jednotku plochy pro potřeby obyvatel.

A) Pánevní a kvartérní kolektory (mimo údolní nivy) byly zpracovány pouze pro vrstvu HGR základní vrstvy. Důvodem je, že bazální křídový kolektor A (sedimenty cenomanu), vyskytující se ve vrstvě hlubinných rajonů v podloží základní vrstvy rajonů, je oproti kolektorům v základní vrstvě méně citlivý na suchu a až na výjimky je jeho využití nízké. Pánevní struktury tvoří obvykle ucelený proudový systém, a proto bylo s HGR zacházeno jako s elementárními jednotkami, tj. výpočet bilance zdrojů podzemní vody byl prováděn pro jednotku – celý rajon a celá jednotka má jednotnou zranitelnost. Do prostředí A patří propustné části české křídové pánve, jihočeské pánve a kvartérní rajony.

B) Do prostředí přípovrchových kolektorů tvrdých hornin a jejich ekvivalentu (hydrogeologický masiv) spadají všechny ostatní oblasti, tj. oblasti v základní vrstvě HGR, kde není přítomen vodohospodářsky významný kolektor. Řadí se sem oblasti vyvěřelých, metamorfovaných a zvrásněných sedimentárních hornin a části české křídové pánve, kde převažují izolátory (propustné jen v přípovrchové zóně), permokarbon, terciér, tj. velká většina území ČR. Jde o oblasti, jež mají omezené statické zásoby podzemní vody, a jsou tedy závislé na každoroční dotaci ze srážek. Na rozdíl od prostředí A se zde obvykle nevyskytují rozsáhlejší zvodně, kde by se depresní kužel šířil laterálně do vzdálenosti stovek a více metrů. V těchto oblastech bylo území rozděleno na jednotlivá povodí 4. řádu.

C) Nivy řek se od ostatních prostředí liší tím, že zdroje podzemní vody na jednotku plochy jsou zde obecně řádově vyšší než v okolních horninách. Prostředí je v hydraulickém kontaktu s povrchovým tokem a zároveň se zde přes fluvialní sedimenty do vodního toku odvodňuje podzemní voda ze základních HGR, proto lze obvykle v nivách získávat řádově vyšší množství podzemní vody než v okolním prostředí základních rajonů. Velké množství jímacích objektů se právě z výše uvedeného důvodu nachází v prostoru říčních či potočních niv.

Plochy niv byly extrahovány z geologických map „GeoČR50“ z vrstvy kvartér, a to polygony s atributem ve sloupci geneze fluvialní nečleněné + sedimenty vodních nádrží. Kontinuální plocha niv získaná tímto způsobem se rozdělila na úseky, v nichž je možné počítat bilanci. V každém z povodí 2. řádu je páteřní vodní tok, který má přítoky z pravé a levé strany. Plocha niv pravostranných a levostranných přítoků byla od nivy páteřního toku oddělena manuálně. Nivy levostranných a pravostranných přítoků byly vymezeny jen v případě, že délka jejich toku přesahovala 9,5 km (kratší segmenty se už svým povodím blížily povodí 4. řádu). Kratší přítoky byly ořezány bufferem 250 m. Následovalo sjednocení jednotlivých ploch niv podle povodí 2. řádu – zvláště hlavní tok v rámci povodí 2. řádu a jeho pravo- a levostranné přítoky (niva hlavního toku a nivy každého jednotlivého přítoku tvoří segmenty). Větší řeky protékající několika povodími 2. řádu (např. Sázava, Vltava) mají nivu kontinuální od pramene až po ústí do většího toku. Menší vodní toky nepřekračující povodí 2. řádu jsou tvořeny též jediným segmentem nivy. Poté byla určena plocha všech segmentů niv a ke každému segmentu nivy se stanovila celková plocha jeho orografického povodí. Ke všem vymezeným segmentům nivy jsou k dispozici dva údaje – plocha segmentu nivy a plocha jeho orografického povodí.

D) Obce s individuálním zásobováním podzemní vodou.

Osídlené části obcí s převahou individuálního zásobování se vymezily následovně. Na základě dostupných plánů PRVKUK a digitalizované vrstvy průběhů vodovodů byly vybrány obce, jež nemají vodovod. Dle překryvu vrstvy obcí pak byly zvoleny ty, které neprotínaly průběh vodovodů. Poté probíhala kontrola získaného výběru obcí podle tabulek a plánů PRVKUK. Ve výsledku vznikla



vrstva obsahující přes 1 726 částí obcí bez hromadného zásobování (z celkem 1 035 obcí). U těchto obcí se určila plocha zastavěné části. Výchozím podkladem je mapa bloků budov (mapa ČR 1 : 50 000) získaná pomocí ortofotomapy s manuálním doplněním zastavěné plochy u vybraných obcí pomocí polygonů v GIS. Následovala kontrola a ověření správnosti rozsahu polygonů a jejich příslušnosti k jednotlivým obcím. Poté se pro jednotlivé obce stanovila plocha zastavěných částí z vytyčených polygonů. Pokud obec sestávala z více částí, pracovalo se se všemi částmi dané obce dohromady. Je vhodné poznamenat, že plány PRVKUK pro jednotlivé kraje (veřejně dostupné na webových stránkách příslušných krajů, případně Ministerstva zemědělství) v době zpracování vrstvy zranitelnosti podzemní vody k suchu pocházejí převážně z roku 2007 a poskytují informace o existenci vodovodů ve výhledu k roku 2015.

Výpočetní plošné elementy v prostředích A až D:

- u prostředí A (pánevni a kvartérní HGR) je elementem celý HGR s výjimkou nivy,
- u prostředí B s přípovrchovým kolektorem je elementem povodí 4. řádu s výjimkou nivy,
- u prostředí C, tj. niv menších vodních toků, je elementem celá niva,
- u prostředí D, tj. obcí, je elementem zastavěná oblast dané části obce.

## Jednotlivé informační vrstvy a určení základního odtoku

Podklad pro *Mapu zranitelnosti kvantity zdrojů podzemní vody k suchu* sestává z následujících GIS vrstev:

1. dynamické zdroje podzemní vody odpovídající základnímu odtoku v období sucha ( $l/s/km^2$ ),
2. registrované odběry podzemní a povrchové vody ( $l/s$ ).  
Pro všechny typy plošných elementů až na nivy (tj. A, B, D) je za zdroj podzemní vody považován základní odtok. Jen pro nivy, které mají potenciál pro infilaci, je zdroj podzemní vody na jednotku plochy nivy vyšší (viz dále).

### Vrstva dotace podzemní vody ze srážek

#### Dlouhodobý základní odtok – přírodní zdroje podzemní vody separací z hydrogramu

Dotace podzemní vody odpovídá úhrnu srážek očištěného o evapotranspiraci a dočasně zachycenou vodu v půdě a nenasycené zóně. Jelikož skutečnou evapotranspiraci ani zachycené množství vody v nenasycené zóně nelze efektivně určovat na větších plochách, stanovuje se průměrná hodnota dotace podzemní vody ze základního odtoku. Veškerá voda, jež se stala podzemní vodou (dotace), musí totiž dříve nebo později podzemí opustit ve formě základního odtoku. Dále je tedy pracováno se základním odtokem, který odpovídá dotaci podzemní vody za určité časové období. Rovnítko mezi dotací podzemní vody a základním odtokem je nicméně platné pouze pro průměry za delší časová období (několik let), kdy už se změna zásob stane vůči dotaci a odtoku zanedbatelnou.

Pro určení základního odtoku je v ČR používána řada různých metod. Jednou z hlavních, která stále zůstává jakýmsi etalonem pro srovnání s výsledky ostatních metod, je Killeho metoda [1]. Vychází z nejnižších hodnot průměrných denních průtoků na povrchových tocích v jednotlivých měsících z minimálně 10leté časové řady. Výhodou je snadné stanovení, nevýhodou obdržení jediné průměrné hodnoty základního odtoku za dlouhé období. Toto omezení je nepřijemné zejména v současnosti, kdy se odtok může vlivem klimatické změny poměrně výrazně měnit oproti situaci panující před klimatickou změnou. Na základě Killeho metody byla vytvořena i první mapa podzemního, resp. základního odtoku z ČR [2].

V minulosti byla často používána i metoda Kliner-Kněžek [3]. Ta graficky odvozuje základní odtok z měřených dvojic hladiny podzemní vody ve vrtu a průtoku vodního toku vykreslených do společného grafu. Její výhodou je uvažování kolísání hladiny podzemní vody, tedy ukazatele skutečné oscilace zásob podzemní vody. Nevýhodou je naopak značná citlivost výsledků na vybranou dvojici vrtu a profilu na vodním toku. V mnohých oblastech často není vhodný vrt s režimními záměry hladiny podzemní vody odpovídající hodnocené zvodni k dispozici.

V současnosti se pro určení základního odtoku nejvíce používají dva přístupy, oba založené na separaci hydrogramu. První je separace pomocí Eckhardtova filtru [4]. Tento přístup je široce využíván v zahraničí a využívá ho i ČHMÚ pro stanovení přírodních zdrojů podzemní vody v HGR a pro stanovení základního odtoku v povodích a oblastech v rámci hydrologické bilance. Metoda je odvozena z Boussinesqovy rovnice. Eckhardtův filtr denních celkových průtoků má dva parametry: recesní koeficient poklesu průtoku v čase a Base Flow Index (poměr průměrného základního odtoku a průměrného celkového odtoku). Odvození parametrů je časově i metodicky náročné.

Druhým přístupem je separace základního odtoku metodou klouzavých minim [5]. Na data celkového průtoku v denním kroku je aplikováno klouzavé 31denní minimum a získaná řada je poté vyhlazena 31denním klouzavým průměrem. Jediným parametrem je v tomto případě velikost klouzavého okna. Tento postup je inspirován metodou, která se využívá ve Velké Británii (UKIH, viz např. [6]). Jeho výhodou je jednoduchost, a tedy menší časová náročnost.

Základní odtok získaný metodou Eckhardtova filtru představuje v průměru 70–80 % základního odtoku metodou klouzavých minim.

Pro účely *Mapy zranitelnosti podzemní vody k suchu* byl základní odtok jednotně separován metodou klouzavých minim z dostupných dat denních průtoků 518 vodoměrných stanic ČHMÚ v období 1981–2019. Na rozdíl od dříve hojně používané Killeho metody [2] umožňuje tento způsob separace stanovit proměnlivou hodnotu základního odtoku v čase s měsíčním rozlišením. To je cenné zejména v současnosti, kdy se odtok může vlivem klimatické změny poměrně výrazně měnit.

### Base Flow Index

U každé vodoměrné stanice ČHMÚ byl získán Base Flow Index (BFI) jako podíl průměrného základního odtoku z metody klouzavých minim ku průměrnému celkovému odtoku. BFI tedy ukazuje, jaký podíl z celkového odtoku tvoří v dlouhodobém průměru základní odtok.

*Tab. 1* uvádí BFI pro všechny rajony v ČR odvozený ze separace hydrogramu na vodoměrných profilech ČHMÚ. Je zřejmé, že zdaleka nejnižší BFI mají rajony ve flyši a karpatské předhlubni (index 0,3, tj. jen 30 % z celkového odtoku tvoří v dlouhodobém průměru základní odtok, zbytek je rychlý, tj. povrchový a hypodermický odtok). Velká většina rajonů v ČR má BFI mezi hodnotami 0,4 a 0,5, základní odtok zde tedy tvoří 40–50 % celkového odtoku. Jde především o horniny krystalinika, kulmu, části permokarbonu a těch částí křídových rajonů, kde na povrchu převládají izolátory. Následují přechodné oblasti s BFI mezi 0,55–0,65 s horninami křídovými, permokarbonskými a výjimečně krystalinickými. Několik křídových rajonů má BFI 0,7–0,75, což dokumentuje značnou schopnost vyrovnávat odtok.

Extrém pak představuje pás rajonů podél toku Jizery a pravostranných přítoků Labe (povodí Zábrdky, Bělé, Skalského potoka, Košáteckého potoka, Pšovky, Liběchovky, Obrtky), tvořený silně propustnými vápnitými pískovci a písčity vápenci, místy až s krasovou propustností [7], jež mají extrémní vyrovnávací schopnost zřejmě díky střídání kvádrových a vápnitých pískovců, kde BFI dosahuje anomálně vysokých hodnot 0,75–0,9. Základní odtok zde tvoří 75–90 % celkového odtoku, a rychlý odtok je tedy nevýznamný.

Tab. 1. Hodnoty Base Flow Indexu (BFI) odvozené ze separace hydrogramů na vodních tocích v různých rajonech (HGR)  
 Tab. 1. Base Flow Index (BFI) values derived from the separation of hydrographs on watercourses in different zones (HGR)

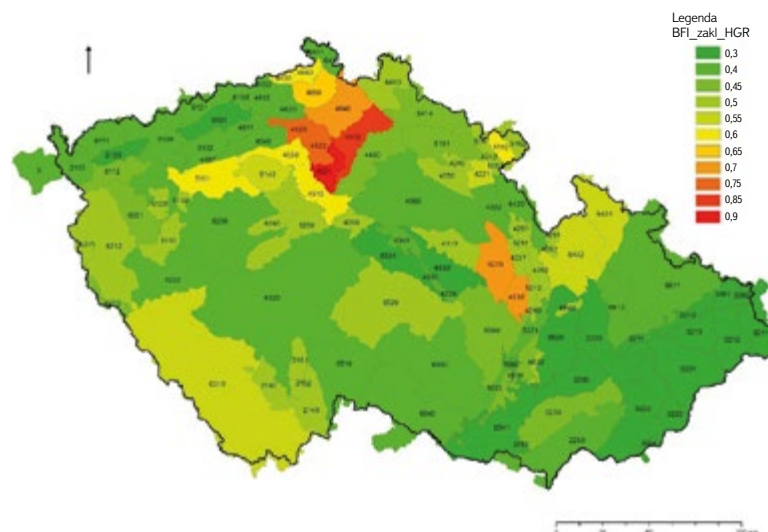
BFI	HGR	Litologie
0,3	2120-2132, 2211-2242, 2261-3224, 6531- 6532, 6620	zejména flyš a předhlubeň, podkrušnohorské pánve, výjimečně krystalinikum a kulm
0,4	2250, 4222, 4320-4340, 4360, 4540-4620, 5221-6111, 6120-6133, 6222-6230, 6320- 6412, 6420, 6510, 6540-6550, 6611-6612	především krystalinikum, permokarbon, kulm a křída s pokryvem izolátorů
0,45	3230, 4430, 5151, 6112, 6213-6221, 6414, 6560-6570	zejména krystalinikum a permokarbon
0,5	1420-1430, 1623, 2140-2160, 4210, 4231, 4240-4262, 4280-4310, 4350, 4420, 5110- 5120, 5132, 5152-5212, 6211-6212, 6240- 6250, 6413, 6520, 6630-6640	jihočeské pánve, kvartér se sprašemi*, křída, krystalinikum, kras
0,55	4221, 5140, 6310, 6431-6432	křída, permokarbon, krystalinikum
0,6	4110, 4510, 4530, 4630, 4660, 5131	především křídové kolektory, výjimečně permokarbon
0,65	4650	křída
0,7	1110-1410, 1510-1622, 1624-1652, 4232, 4270, 4640	kvartér* a křídové kolektory s vysokou vyrovnávací schopností
0,75	4522-4523	křídové kolektory s vysokou vyrovnávací schopností
0,85	4410	křídové kolektory s výjimečně vysokou vyrovnávací schopností
0,9	4521	křídové kolektory s výjimečně vysokou vyrovnávací schopností

Vysvětlivky: \*pouze odhadováno, separace hydrogramu v kvartérních rajonech není možná, protože přítoky podzemní vody z kvartérních rajonů jsou mnohem nižší než chyba při stanovení průtoku řeky. Rajony jsou seřazeny podle čísel. Úplné názvy rajonů jsou ve vyhlášce č. 5/2011 Sb., o vymezení hydrogeologických rajonů a útvarů podzemních vod, způsobu hodnocení stavu podzemních vod a náležitostech programů zjišťování a hodnocení stavu podzemních vod, ve znění pozdějších předpisů.

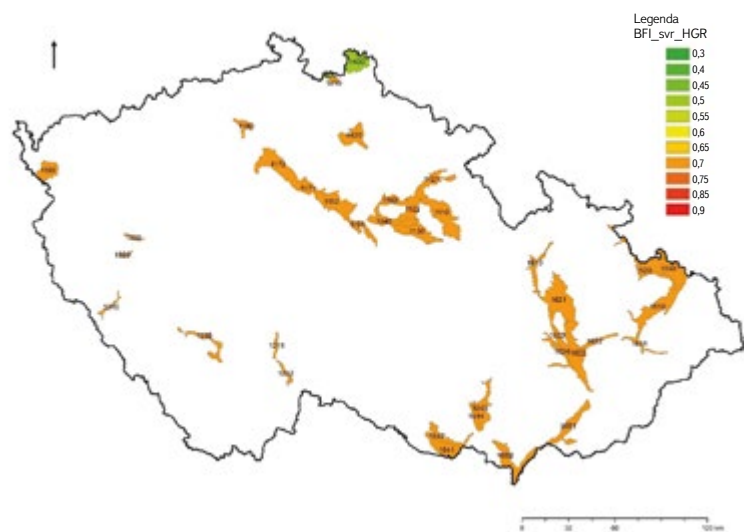
U kvartérních fluvialních štěrko-písků byl BFI pouze kvalifikovaně odhadnut na 0,7 v případě většiny kvartérních rajonů a na 0,5 v případě fluvialních štěrko-písků pokrytých sprašemi. Tento odhad je postaven na skutečnosti, že z kvartérních štěrko-písků nenastává povrchový odtok. Ovšem průběhy hladin podzemní vody na vrtech dokumentujících zvedně kvartérních štěrko-písků naznačují přítomnost i rychlého odtoku. Skutečný BFI může být vyšší až na hodnotu cca 0,9. Nicméně při použité hodnotě 0,7 zůstávají údaje z *Mapy zranitelnosti podzemní vody k suchu* na bezpečné straně nejistoty, a nižší hodnota je tak při nejistotě žádoucí.

Rajony s nejnižším BFI jsou, jak vyplývá z výše uvedeného, tvořeny horninami s velmi nízkou propustností. Naproti tomu rajony s nejvyšším BFI reprezentují horniny s vysokou propustností a značnou vyrovnávací schopností při deficitu dotace podzemní vody.

Nezávislé zpracování BFI uvádí práce [8], kde jsou uvedeny průměrné hodnoty BFI pro několik skupin hornin a též BFI pro vodoměrné stanice na říční síti.



Obr. 2. Base Flow Index získaný separací hydrogramů z 518 vodních toků v ČR sledovaných ČHMÚ a přiřazený jednotlivým HGR v základní vrstvě (tab. 1)  
 Fig. 2. Base Flow Index obtained by separating hydrographs from 518 streams in the Czech Republic monitored by the CHMI and assigned to individual HGR in the base layer (Tab. 1)



Obr. 3. Base Flow Index přiřazený jednotlivým HGR ve svrchní vrstvě (tab. 1)

Fig. 3. Base Flow Index assigned to individual HGR in the upper layer (Tab. 1)

### Základní odtok – přírodní zdroje podzemní vody v období sucha

Přírodní zdroje podzemní vody pro období sucha byly stanoveny jako průměrný roční základní odtok v nejsušším zaznamenaném roce za desetiletí 2010–2019 na profilu ČHMÚ, pod který dané povodí spadá. Základní odtok získaný tímto způsobem se může zdát nadhodnocený, neboť je známo, že průtoky řady povrchových toků v letních obdobích někdy výrazně klesají.

Definování přírodních zdrojů na základě minimálních průtoků z letního období se však nejvíce jako vhodné, protože studie z posledních let ukazují, že za tropických letních teplot dochází i k úplné ztrátě vodnosti povrchových toků nikoli z důvodu extrémního poklesu základního odtoku, nýbrž z důvodu extrémního výparu vody vegetací z nivy a výparu z vodních ploch [9].

Ztráta vodnosti se přitom projevuje pouze v letním období a případně na podzim kvůli poklesu hladiny vody pod dno koryta. Pokud by tyto silné výparem

ovlivněné průtoky byly brány jako hodnoty typické pro sucha, pak by na řadě vodotečí v nižších polohách neexistovaly doslova žádné zásoby podzemní vody (odtok např. pouhých  $0,07 \text{ l/s/km}^2$ ) a sebemenší odběr podzemní vody z těchto rozsáhlých povodí by vedl ke zkrácení, že povodí mají extrémní zranitelnost a jsou přečerpávána. Z průtoků pramenů v těchto povodích je však zřejmé, že v době, kdy za letních tropických teplot vzduchu drasticky klesají průtoky povrchových toků, se průtoky pramenů ze stejných povodí nijak nesnižují [10].

V důsledku probíhající klimatické změny již totiž pro vodní toky v nižších polohách ČR neplatí představa, že výpar z nivy toku lze zanedbat, protože je plocha nivy vůči ploše povodí toku velmi malá. V letním bezesrážkovém období tedy neplatí, že průtok toku na profilech ČHMÚ odpovídá základnímu odtoku. Naopak, na tocích Brziny, Loděnice, na Bakovském potoce a Klenici a zřejmě i na mnoha dalších jsou ztráty výparem z nivy toku a vodních ploch tak výrazné ( $200\text{--}250 \text{ l/s}$  na plochu povodí vodních toků), že mnohonásobně přesahují zbytkový naměřený odtok z povodí ČHMÚ na uzávěrových profilech toků Brziny, Loděnice, Bakovského potoka a Klenice ( $0\text{--}20 \text{ l/s}$ ). Velká většina základního odtoku se tak vypařuje a neodtéká. Celkový průtok na profilech ČHMÚ byl v suchých letních obdobích 2018 a 2019 i o dva řády nižší než základní odtok ze stejných povodí před jeho spotřebováním výparem poříční vegetací [9] (obr. 4). Tento fenomén je dobře známý z aridních oblastí, kde také voda z vodních toků masivně výparem mizí, až potoky úplně vyschnou. Na řadě vodních toků v nižších polohách ČR jsou tak i bez odběrů vody v letních obdobích zůstatkové průtoky podkročeny, a to čistě vlivem environmentálních jevů (extrémní teploty, a tedy extrémní výpar). Souhrnná aktualizovaná zpráva o dopadu klimatické změny [11] potvrzuje podstatně větší vliv evapotranspirace (větší spotřebu vody vegetací i v důsledku prodloužení vegetačního období) v důsledku probíhající klimatické změny.

Určitý vliv na výsledky by teoreticky mohlo mít vypouštění z čistíren odpadních vod, které výrazně nadlepšuje průtoky v podmínkách dlouhodobého sucha [12]. Nicméně k výraznému nadlepšení průtoků dochází v době extrémní evapotranspirace z nivy, kdy je velká část základního odtoku pohlcena evapotranspirací v nivě, což naopak vede k extrémnímu podcenění základního odtoku. Vliv těchto procesů na základní odtok je tedy protichůdný s tím, že efekt snížení průtoků evapotranspirací v nivě je obvykle výrazně vyšší.



Obr. 4. Příklady extrémně nízkých průtoků na povrchových tocích s povodím okolo  $100 \text{ km}^2$ . Odtok byl přechodně drasticky snížen v důsledku vysoké evapotranspirace podzemní vody z říční nivy v suchých a horkých letních obdobích; a) Brzina (Sedlčansko) 10. červenec 2019, průtok  $0 \text{ l/s}$ , povodí  $133 \text{ km}^2$ ; b) Žehrovka (Březina) 9. červenec 2019, měřený průtok  $20 \text{ l/s}$ , povodí  $90 \text{ km}^2$

Fig. 4. Examples of extremely low flows on surface streams with catchments of about  $100 \text{ km}^2$ . Runoff was temporarily drastically reduced as a result of massive evapotranspiration of groundwater from the river floodplain in dry and hot summer periods a) Brzina (Sedlčansko) 10 July 2019, flow rate  $0 \text{ l/s}$ , river basin  $133 \text{ km}^2$ ; b) Žehrovka (Březina) 9 July 2019, measured flow  $20 \text{ l/s}$ , basin  $90 \text{ km}^2$



Tab. 2. Hodnoty indexu M  
Tab. 2. M index values

0,3	1651-1652, 2120-2132, 3110, 3224, 4350, 4530-4550, 5140, 6620	podkrušnohorské pánve, nízko položené oblasti ve flyši, křídě, permokarbonu a kulmu
0,35	1623-1644, 2220-2250, 4611-4612, 6540	nízko položené oblasti ve flyši, křídě a krystaliniku, kvartér*
0,4	1110-1622, 3230, 4231-4232, 4280, 4360, 4510, 6240, 6510	nízko položené oblasti v křídě, kvartér*
0,45	2140-2160, 3222-3223, 4521, 4620, 5131-5132, 6230, 6320, 6550, 6630-6640	jihočeské křídové pánve, nízko položené oblasti křídý, permokarbonu a krasu
0,5	2212, 2261-2262, 4270, 4310-4340, 4430, 4522-4523, 5221-5222, 6250, 6413, 6520-6531, 6560-6570	nižší a střední polohy křídý, permokarbonu a krystalinika
0,55	2211, 3112, 3221, 4110-4210, 4240-4250, 6222, 6411-6412, 6612	flyš a střední polohy křídý a krystalinika
0,6	2110, 3211, 4221-4222, 4261-4262, 4291-4292, 4410-4420, 4640, 5110, 5120, 5152, 5211-5212, 6211-6221, 6432, 6611	střední polohy křídý, permokarbonu a krystalinika
0,65	3213, 5161-5162, 6111-6120, 6310, 6420-6431, 6532	vyšší polohy permokarbonu a krystalinika, výjimečně flyš
0,7	4630, 4650-4660, 5151, 6131-6133, 6414	nejvyšší polohy křídý, vyšší polohy permokarbonu a krystalinika

Vysvětlivky: \*pouze odhadováno, separace hydrogramu v kvartéřních rajonech není možná, viz tab. 1. Rajony byly seřazeny podle jejich čísel, pomlčka mezi čísly znamená rozsah všech rajonů mezi uvedenými čísly.

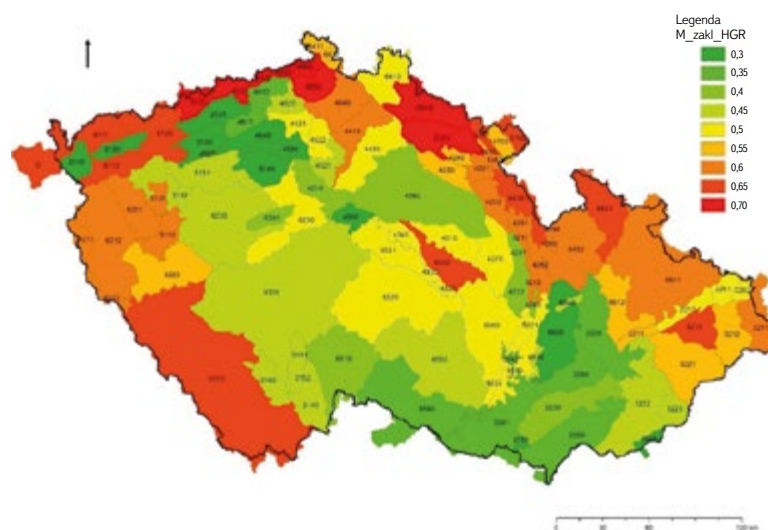
## M Index

U každé vodoměrné stanice ČHMÚ se stanovil index M jako podíl průměrného základního odtoku v nejsušším zaznamenaném roce za desetiletí 2010–2019 ku průměrnému dlouhodobému základnímu odtoku. Index M tedy udává, jaký podíl z průměrného základního odtoku tvoří základní odtok v nejsušším roce (tab. 2).

Tab. 2 ukazuje index M pro všechny rajony v ČR odvozený ze separace hydrogramu na vodoměrných profilech ČHMÚ. Nejnižších hodnot dosahuje index M v nejnižších polohách ČR, kde k výraznějšímu doplnění podzemní vody dochází typicky po několika suchých letech. To je důvodem, proč základní odtok v období sucha dokáže poklesnout např. až na 30 % průměrného základního odtoku na stejné vodoměrné stanici. Naopak v nejvyšších polohách, kde převládá každoroční doplňování nad mnohaletými oscilacemi, je přirozeně pokles základního odtoku v období sucha menší, a to na 70 % hodnoty průměrného základního odtoku. Na rozdíl od BFI, který výrazně souvisí s litologií, je index M ovlivněn především nadmořskou výškou. Vliv litologie je vhodné posoudit v budoucích studiích. Omezený vliv litologie je zřejmý např. u M = 0,45, který mají jak velmi málo propustné horniny flyše, tak i nejpropustnější kolektory v křídě se silnou vyrovnávací schopností. Ukazuje se tak, že vyrovnávací schopnost horninového prostředí má pouze omezený dosah v čase. Např. u HGR 4521 Křída Košáteckého potoka je sice porozita schopna pohltit téměř veškerý rychlý odtok a převést ho na odtok základní (BFI 0,9), ale tato porozita již není schopna vyrovnat odtok v řádu několika let, aby odtok mezi suchými a vlhkými lety příliš nekolísá.

Mnohem větší vliv na vyrovnanost odtoku v mnohaletých cyklech tak má pravidelná dotace podzemní vody ze srážek. Ve vyšších nadmořských výškách je dotace podzemní vody pravidelnější, jelikož každý rok se doplní zásoba kapilární vody v půdě, a infiltrovaná voda tak může pokračovat do větších hloubek

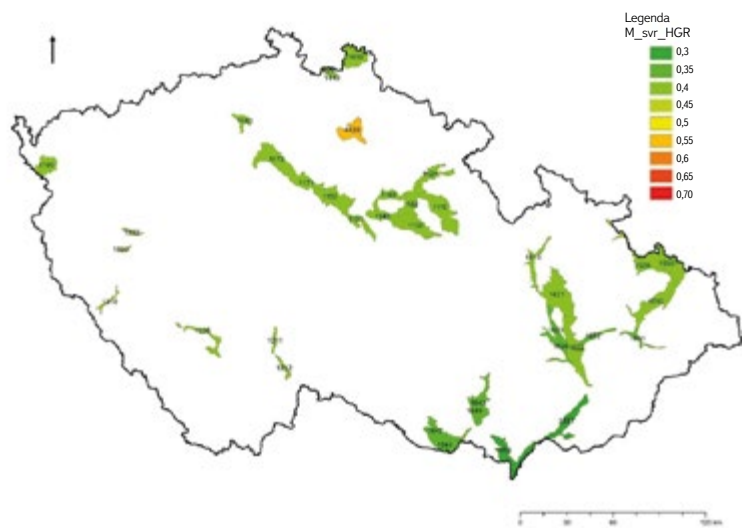
a doplnit i podzemní vodu. Naopak v nížinách může deficit půdní vody trvat i několik let a k výraznému doplnění podzemní vody může docházet až po letech (např. po sedmi letech v případě Slánska), kdy už základní odtok stačil klesnout na výrazně podprůměrné hodnoty.



Obr. 5. Index M stanovený separací hydrogramů 518 povrchových vodních toků přiřazený HGR v základní vrstvě

Fig. 5. Index M determined by hydrograph separation from 518 surface streams assigned to HGR in the base layer





Obr. 6. Index M přiřazený jednotlivým HGR ve svrchní vrstvě (tab. 2)  
Fig. 6. Index M assigned to individual HGR in the upper layer (Tab. 2)

### Odvození základního odtoku ze srážek

Za ideální situace by každá oblast v ČR přináležela danému povodí s vodoměrnou stanicí. Separací hydrogramu na daném vodoměrném profilu ČHMÚ by bylo možné přímo určit jak průměrný základní odtok, tak základní odtok v období sucha. Ve skutečnosti však na téměř polovině území ČR tento přístup nelze využít, protože:

1. mnoho řek pramení v okrajových pohořích a vodoměrné profily ČHMÚ v nížině umístěné na těchto tocích (např. Labe) neodrážejí podmínky tvorby základního odtoku v nížině, ale naopak podmínky převládající ve zdrojové oblasti (výrazně vyšší nadmořské výšky, a tedy i vyšší odtok, než má mezipovodí dané vodoměrné stanice);
2. akumulace kvartérních štěrpkopísků se až na výjimky odvodňují do velkých vodních toků. Základní odtok ze štěrpkopísků nelze určit měřením, protože nárůst průtoku řeky odtokem ze štěrpkopísků je mnohem nižší než chyba měření průtoku velkého povrchového vodního toku.

Pro značnou část území ČR tedy nelze základní odtok určit separací hydrogramu na existujících profilech. Bylo proto nutné základní odtok určit nepřímou z parametrů, jež jsou k dispozici na celé ploše území ČR. Nejvhodnějším parametrem je dlouhodobý průměrný úhrn srážek, který je dostupný v rozlišení 1 km<sup>2</sup> (30letý srážkový normál, ČHMÚ). Dlouhodobý průměrný úhrn srážek se v prostoru mění plynule bez ostrých přechodů. Je dobře znám relativně těsný vztah mezi dlouhodobým průměrným úhrnem srážek a celkovým odtokem [13].

Těsný vztah mezi průměrným dlouhodobým úhrnem srážek a celkovým odtokem na základě analýzy 65 povodí ČHMÚ je popsán v publikaci [14]. Průměrný celkový odtok lze z průměrných srážek vypočítat podle rovnice:

$$CO_{prům} = 0,000571 \times (\text{srážky})^2 + 0,132 \times (\text{srážky}) - 170,2 \quad (1)$$

kde:

$CO_{prům}$  je celkový průměrný odtok (mm/rok)  
(srážky) jsou průměrné srážky (mm/rok), přičemž v obou případech jde o dlouholetý průměr

Koeficient determinace byl 0,97, střední kvadratická chyba 7,9 %.

Rovnici nelze využít pro srážky nižší než 450 mm/rok, protože rovnice již nereflektuje korektně vztah srážky-odtok.

Po převedení na jiné jednotky odtoku má rovnice Kašpárka a Datla [14] následující tvar:

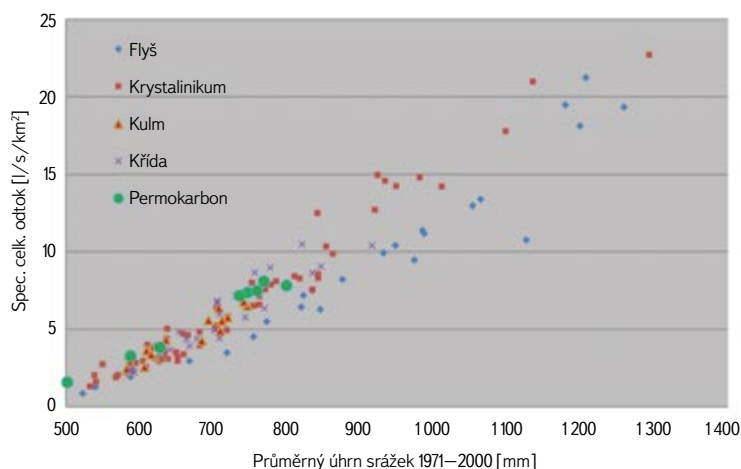
$$CO_{prům} = 0,0000181 \times (\text{srážky})^2 + 0,00419 \times (\text{srážky}) - 5,397 \quad (2)$$

kde:

$CO_{prům}$  je celkový průměrný odtok (l/s/km<sup>2</sup>)  
(srážky) jsou průměrné srážky (mm/rok),  
opět v dlouholetém průměru

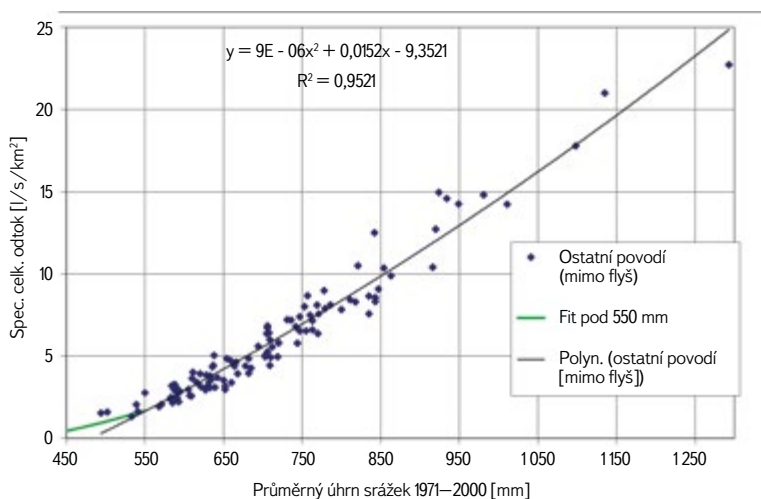
V roce 2011 byl ve spolupráci s R. Vlnasem studován vliv geologie na celkový a základní odtok. Ze sledovaných vodoměrných profilů ČHMÚ byly vyřazeny takové profily, které neměly jednu převládající geologickou jednotku, a dále takové, u nichž bylo zjevné přetékání vody z/do jiných povodí. Výsledných 138 povodí bylo rozděleno do následujících pěti skupin podle geologie: krystalinikum, kulm (spodnokarbonské droby na Moravě), permokarbon, křída, flyš [15].

U celkového odtoku se ukázalo, že s výjimkou flyše mají všechna povodí stejný vztah k dlouhodobému průměrnému úhrnu srážek, který tak lze vyjádřit jednotnou rovnicí. Pouze horniny flyše vykazují nižší odtok při stejném srážkovém úhrnu než skupina všech ostatních hornin (obr. 7). Příčina odlišnosti flyše je zřejmě klimatická, nikoli geologická. Horniny flyše se nacházejí jen v Karpatech na hranici se Slovenskem, zatímco jiné horniny se vyskytují v širším území ČR, tedy s průměrnou polohou až o stovky kilometrů jinde. Flyš je v geograficky odlišné oblasti ve více kontinentálních podmínkách než průměr ostatních povodí. Analýza ukázala, že povodí ČR pro stanovení celkového odtoku stačí členit na pouhé dvě skupiny. Pro všechny rajony s výjimkou flyše lze průměrný celkový odtok určit z průměrných dlouhodobých srážek ze vztahu na obr. 8, zatímco pro rajony flyše je vztah uveden na obr. 9. Porovnání těchto regresních rovnic s rovnicí [13] je uvedeno na obr. 10.

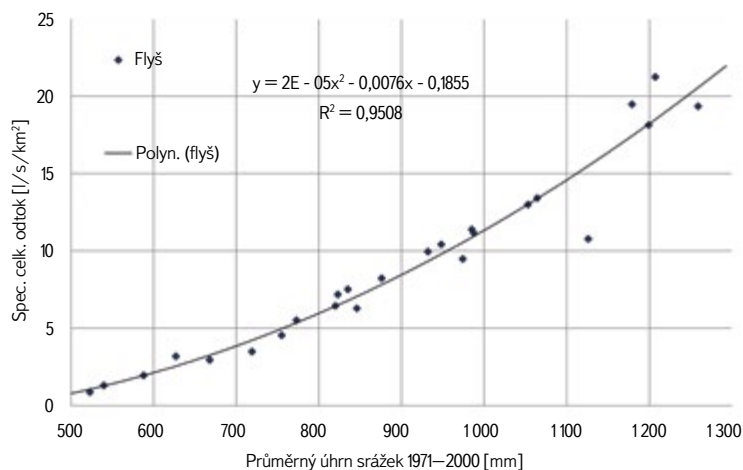


Obr. 7. Vliv srážek a geologie na celkový odtok v povodích sledovaných ČHMÚ [15]  
Fig. 7. Influence of precipitation and geology on total flow for catchments monitored by CHMI [15]

Je zřejmé, že srážky velmi dobře determinují celkový odtok. Na geologii nezáleží s výjimkou flyše, jehož povodí vykazují nižší celkový odtok než ostatní povodí [15].



Obr. 8. Vztah mezi průměrným úhrnem srážek a celkovým odtokem pro všechny geologické typy povodí mimo flyš; proložený polynom podceňuje odtok pro srážky pod 550 mm/rok, a proto je nižší srážkový úhrn nahrazen polynomem pro flyš (zelená čára)  
Fig. 8. Relationship between mean precipitation and total flow for all geological types of catchments other than flysch; the fitted polynomial underestimates flow for precipitation below 550 mm/year, and therefore for the lower precipitation total it is replaced by a polynomial for flysch (green line)



Obr. 9. Vztah mezi průměrným úhrnem srážek a celkovým odtokem pro flyš  
Fig. 9. Relationship between average precipitation and total flow for flysch

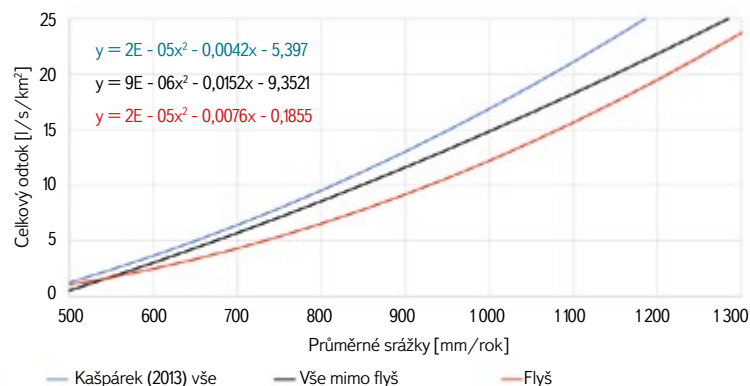
Průměrný základní odtok byl na základě těsných regresních vztahů se srážkami vypočten z následující rovnice:

$$ZO_{\text{prům}} = (a \times (\text{srážky})^2 + b \times (\text{srážky}) - c) \times \text{BFI} \quad (3)$$

kde:

$ZO_{\text{prům}}$  je průměrný základní odtok (l/s/km<sup>2</sup>)  
(srážky) jsou dlouhodobý průměrný úhrn srážek (mm/rok)  
BFI je Base Flow Index (bezrozměrný)  
a, b, c jsou parametry rovnic (bezrozměrné) (obr. 8, 9)

BFI je pro všechny rajony uveden v tab. 1 a parametry (a, b, c) uvádějí obr. 8 a 9 ve formě regresních rovnic. Podobný postup, tedy získání celkového odtoku ze srážek a poté základního odtoku přenásobením BFI, použili [16].



Obr. 10. Porovnání vztahů pro určení celkového odtoku ze srážek. Je zřejmé, že celkový odtok z flyšových povodí (červeně) je výrazně nižší, než je tomu u ostatních povodí (černě). Modře vztah podle rovnice [16]. Regresní rovnice na obr. 10 uvádí parametry a, b, c ve formě  $a \times x^2 + b \times x + c$   
Fig. 10. Comparison of relationships for determination of total flow from precipitation. It is clear that the total flow from flysch catchments (red) is significantly lower than that of other catchments (black). In blue relationship according to formula [16]. The regression equation in Fig. 10 shows the parameters a, b, c in the form  $a \times x^2 + b \times x + c$

Pro flyš je tedy k výpočtu základního odtoku vždy užitá rovnice:

$$ZO_{\text{prům}} = (2 \cdot 10^{-5} \times (\text{srážky})^2 + 0,0076 \times (\text{srážky}) - 0,1855) \times \text{BFI daného rajonu} \quad (3a)$$

Pro ostatní rajony v oblasti s normálem srážek nad 550 mm/rok je pro získání základního odtoku užitá rovnice:

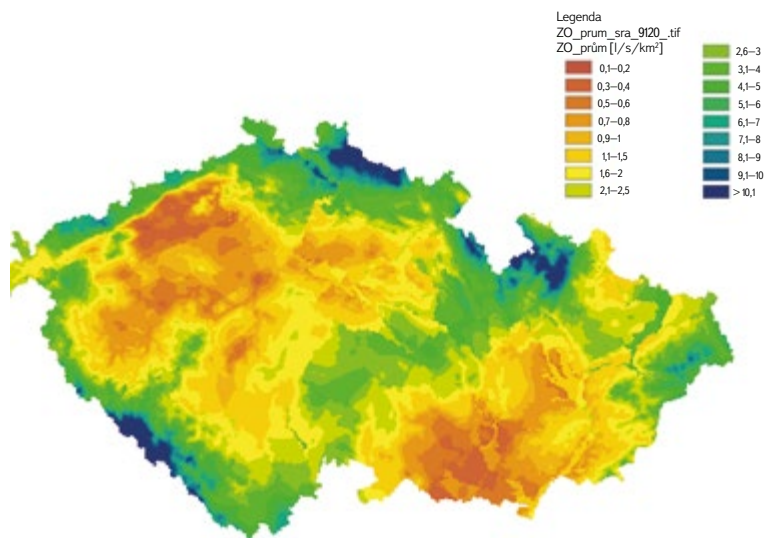
$$ZO_{\text{prům}} = (9 \cdot 10^{-6} \times (\text{srážky})^2 + 0,0152 \times (\text{srážky}) - 9,3521) \times \text{BFI daného rajonu} \quad (3b)$$

Pro ostatní rajony v oblasti s normálem srážek pod 550 mm/rok je pro získání základního odtoku užitá rovnice:

$$ZO_{\text{prům}} = (2 \cdot 10^{-5} \times (\text{srážky})^2 + 0,0076 \times (\text{srážky}) - 0,1855) \times \text{BFI daného rajonu} \quad (3c)$$

Výslednou mapu základního odtoku ukazuje obr. 11. Ve vysokém rozlišení je dostupná na [https://mapy.geology.cz/hydro\\_rajony/](https://mapy.geology.cz/hydro_rajony/). Hodnoty jsou mírně nižší než v mapě podzemního (základního) odtoku Krásného et al. [2], která byla konstruována z dat z šedesátých a sedmdesátých let minulého století (10leté až 12leté řady z 250 vodoměrných stanic) ještě před snížením základního odtoku v důsledku klimatické změny.

Dlouhodobý průměrný základní odtok (obr. 11) je vypočten z dlouhodobého průměrného úhrnu srážek z rovnice 3 (variant 3a, 3b, 3c) a parametrů z tab. 1



Obr. 11. Dlouhodobý průměrný základní odtok (l/s/km<sup>2</sup>) odvozený ze srážkového normálu 1991–2020 za využití regresních vztahů a BFI indexu pro jednotlivé rajony.

Mapa je dostupná na: [https://mapy.geology.cz/hydro\\_rajony/](https://mapy.geology.cz/hydro_rajony/)

Fig. 11. Long-term average base flow (l/s/km<sup>2</sup>) derived from precipitation normal 1991–2020 using regression relationships and BFI index for individual zones.

Map is available on: [https://mapy.geology.cz/hydro\\_rajony/](https://mapy.geology.cz/hydro_rajony/)

(l/s/km<sup>2</sup>). Je dobře patrné, že v kvartérních rajonech je základní odtok vyšší než v řadě okolních rajonů díky vyššímu BFI.

### Odvození základního odtoku v období sucha ze srážek

Základní odtok v období sucha byl vypočten podle vzorce:

$$ZO_{\text{sucho}} = ZO_{\text{prum}} \times M \quad (4)$$

kde:

M je index minimálního základního odtoku (bezrozměrný) a je pro všechny rajony uveden v tab. 2 (obr. 5 a 6).

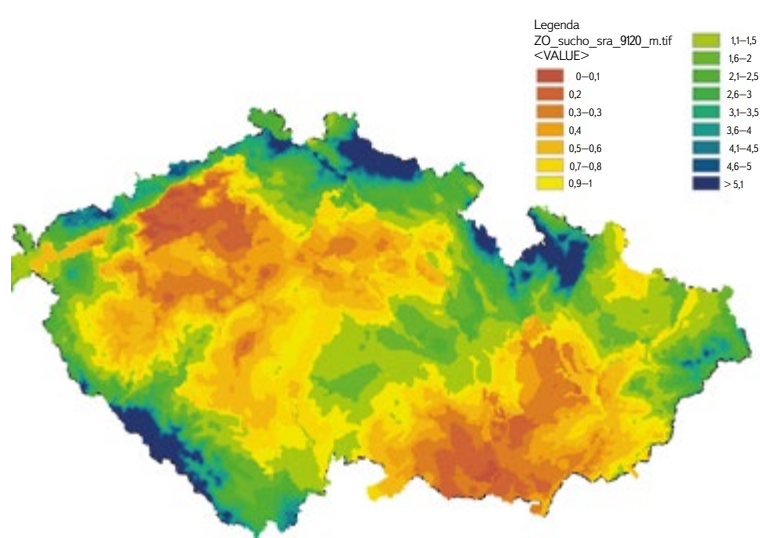
Hranice kategorií barevné škály jsou v mapě  $ZO_{\text{sucho}}$  jiné než v mapě  $ZO_{\text{prum}}$  z důvodu optimálního rozlišení hodnot. Mapy jsou si proto podobné. Zobrazené hodnoty v obou mapách se však značně liší (srov. obr. 11 a 12). Hodnoty základního odtoku v období sucha jsou výrazně nižší než průměrný základní odtok, zejména v nižších polohách.

Indexy BFI a M se spolu násobí a jejich součin s průměrným celkovým odtokem udává základní odtok v období sucha. Lze proto očekávat nejnižší základní odtok během sucha v málo propustných horninách v nejnižších nadmořských výškách (např. flyš). Zde může základní odtok v období sucha dosahovat i pouhých 10 % průměrného celkového odtoku dané oblasti.

### Odběry a vypouštění podzemní a povrchové vody

Evidované odběry a vypouštění povrchové a podzemní vody (v ročním průměru) byly převzaty z bodové databáze HEIS a následně přepočteny na l/s. Každý bodový údaj je přiřazen danému elementu území. Např. pod jednotlivá povodí 4. řádu nebo pod nivou a pro každý takový element bylo z rozdílu sumy všech odběrů a vypouštění vody vypočteno, kolik vody se z daného elementu celkem odebírá či se do něj vypouští.

Zatímco pro prostředí A i B (rajony a povodí 4. řádu) byly uvažovány jen odběry a vypouštění podzemní vody, pro prostředí C (nivou) byly vedle odběrů



Obr. 12. Základní odtok v období sucha (l/s/km<sup>2</sup>) generovaný ze srážkového normálu 1991–2020 za využití regresních vztahů a BFI a M indexů pro jednotlivé rajony.

Mapa je dostupná na: [https://mapy.geology.cz/hydro\\_rajony/](https://mapy.geology.cz/hydro_rajony/)

Fig. 12. Base flow in the dry season (l/s/km<sup>2</sup>) generated from precipitation normal 1991–2020 using regression relationships and BFI and M indices for individual zones.

Map is available on: [https://mapy.geology.cz/hydro\\_rajony/](https://mapy.geology.cz/hydro_rajony/)

a vypouštění podzemní vody uvažovány i odběry a vypouštění povrchové vody. Pro prostředí D (osídlené části obcí s převládajícím individuálním zásobováním) byl uvažován pouze odběr podzemní vody na úrovni počtu obyvatel a průměrné spotřeby na obyvatele v ČR. Jednotlivé odběry a vypouštění vody byly ve výsledné mapě zranitelnosti zobrazeny jako bodové objekty s různým průměrným bodu podle velikosti odběru vody, aby bylo zřejmé, kde přesně v daném elementu dochází k registrovanému odběru nebo vypouštění vody.

### Zranitelnost zdrojů podzemní vody k suchu

Výsledná *Mapa zranitelnosti podzemní vody k suchu* byla generována překryvem a kombinováním několika samostatných vrstev informací. Hlavní výhodou tohoto postupu je skutečnost, že daná existující síť elementů umožňuje aktualizovat data např. o změně dotace nebo naopak o změně odběrů a vypouštění vody, což vede ke změně hodnot elementů v mapě zranitelnosti. V budoucnu tak bude možné mapu zranitelnosti aktualizovat. Pro jednotlivé typy prostředí byly dostupné zdroje podzemní vody po odečtení odběrů podzemní vody určeny následujícími způsoby:

### Určení zranitelnosti pro povodí 4. řádu a rajony

Pro prostředí A i B (povodí 4. řádu a HGR) byla zranitelnost  $B_p$  určena podle vzorce:

$$B_p \text{ (l/s/km}^2\text{)} = (ZO_{\text{sucho}} * Sp - Op + Vp) / Sp \quad (5)$$

kde:

$ZO_{\text{sucho}}$	je	základní odtok v období sucha (l/s/km <sup>2</sup> )
Op		odběr podzemní vody (l/s)
Vp		vypouštění do podzemní vody (l/s) (velmi výjimečné)
Sp		plocha daného povodí 4. řádu nebo HGR (km <sup>2</sup> )
Bp		symbol pro zranitelnost území povodí 4. řádu a rajonu

Základní odtok v období sucha ( $ZO_{\text{sucho}}$ ) byl vypočten z rovnice 4 v rozlišení 1 km<sup>2</sup> a je dostupný na: [https://mapy.geology.cz/hydro\\_rajony/](https://mapy.geology.cz/hydro_rajony/). Tam, kde proudění podzemní vody v rajonu tvoří ucelený systém (silně propustné zvodně, např. české křídové pánve a jihočeské pánve, javoříčsko-mladečský kras), byla bilance počítána pro celý HGR, protože dělení na části HGR by bylo značně subjektivní. Všude jinde byla bilance počítána v povodí 4. řádu.

### Určení zranitelnosti pro nivy

Pro prostředí C (nivy) byla zranitelnost Bn určena podle vzorce:

$$Bn \text{ (l/s/km}^2\text{)} = (ZO_{\text{sucho}} * Sp * K - O + V) / Sn \quad (6)$$

kde:

$ZO_{\text{sucho}}$	je	základní odtok v období sucha (l/s/km <sup>2</sup> )
K		koefficient vytížení (bezrozměrný), který byl nastaven na hodnotu 0,5
O		odběr jak povrchové, tak podzemní vody (l/s)
V		vypouštění jak povrchové, tak podzemní vody (l/s)
Sn		plocha segmentu nivy (km <sup>2</sup> )
Sp		plocha celého orografického povodí, jehož voda nivním segmentem protéká (km <sup>2</sup> )
Bn		symbol pro zranitelnost prostředí nivy

Základní odtok byl vypočten jako průměrná hodnota ze základního odtoku z povodí 4. řádu a HGR v podloží nivy. Jelikož niva je v kontaktu s povrchovým tokem, jsou v tomto případě brány v potaz nejen odběry podzemní vody, ale i odběry a vypouštění povrchové vody. Odběry a vypouštění vody byly uvažovány z celé plochy nivy a též v pásu 250 m okolo (použití bufferu).

Výpočet tedy uvažuje, že v nivě vodního toku je k dispozici 50 % (koefficient vytížení) veškerého základního odtoku v období sucha, vytvářeného v celé ploše orografického povodí daného toku pro indukované zdroje. Jelikož niva tvoří typicky jen několik málo procent plochy vodního toku (cca v průměru 2–5 %), jsou potenciální indukované zdroje z celého povodí na jednotku plochy nivy asi 20násobné než u jiných elementů. Hranice kategorií jsou u nivy proto nastaveny odlišně. Pokud by byl koefficient vytížení K na 100 %, pak by se uvažovala spotřeba veškerého základního odtoku z celého povodí pouze v daném segmentu nivy. Orografické povodí však připadá i segmentům niv dále po proudu, které jsou bilancovány samostatně, a takový postup by mohl vést k přecenění zdrojů podzemní vody.

### Určení zranitelnosti pro obce s převládajícím individuálním zásobováním

Odběry podzemní vody pro individuální zásobování nejsou registrovány, ale lze je odvodit z počtu obyvatel dané obce, protože denní průměrná spotřeba vody v ČR se pohybuje podle dostupných údajů okolo 100 l/osobu/den. Individuální odběry podzemní vody v obcích jsou podle zkušeností z let 2015–2020 (hydrologické sucho) zároveň jedny z nejvíce ohrožených suchem. Individuální zdroje vody pro zásobování bývají velmi často mělké a využívají svrchní část přípovrchového kolektoru, který má tu typickou vlastnost, že podzemní vodu lze získat jen z relativně blízkého okolí jímacího objektu. Platí to zejména v zastavěných územích, kde jednotlivé pozemky spolu přímo sousedí a hustota obyvatel je natolik vysoká, že nelze zaručit, že se v dané oblasti vytvoří dostatečná zásoba podzemní vody ze srážek na jednotku plochy. Lze to demonstrovat jednoduchým výpočtem na příkladu spotřeby vody pro zásobování. Typický základní odtok v nižších polohách ČR, kde žije většina obyvatel a kde se nachází většina obcí, nepřesahuje 1–2 l/s/km<sup>2</sup> [2]. Základní odtok přitom odpovídá průměrné dotaci podzemní vody. Na 1 000 m<sup>2</sup> pozemku tedy

dotace nepřesahuje 1–2 ml/s, což odpovídá 90–180 l/den. Průměrná spotřeba je 100 l/osoba/den, takže poměrně rozsáhlý pozemek o ploše 1 000 m<sup>2</sup> je schopen zásobovat vodou v průměru max. 1–2 osoby. Přitom je zjevné, že pozemky jsou často i výrazně menší a žije na nich zpravidla více než 1–2 osoby. Uvedený výpočet vychází z průměrné dlouhodobé dotace ze srážek, nikoli z dotace v období sucha, kdy klesá v nižších nadmořských výškách na polovinu průměrné hodnoty i méně. Z výše uvedeného výpočtu je zcela zjevné, že vysychání studní v letním období je v řadě obcí zákonitě v důsledku probíhající klimatické změny.

Pro prostředí D (obce s převládajícím individuálním zásobováním) byla zranitelnost Bo určena podle vzorce:

$$Bo \text{ (l/s/km}^2\text{)} = (ZO_{\text{sucho}} * So - O * N) / So \quad (7)$$

kde:

$ZO_{\text{sucho}}$	je	základní odtok v období sucha získaný z povodí 4. řádu nebo z hydrogeologického rajonu, na kterém obec leží (l/s/km <sup>2</sup> );
So		plocha zastavěné části obce (km <sup>2</sup> )
O		průměrná spotřeba vody na obyvatele (0,0011 l/s, což odpovídá 100 l/os/den, a tedy průměrné spotřebě vody na obyvatele v ČR)
N		počet obyvatel dané obce
Bo		symbol pro zranitelnost plochy obce

Počet obyvatel obce byl převzat z vrstvy <https://csu.gov.cz/vysledky> (sčítání obyvatel k roku 2020). Případně byla dohledána data na webu statistického úřadu.

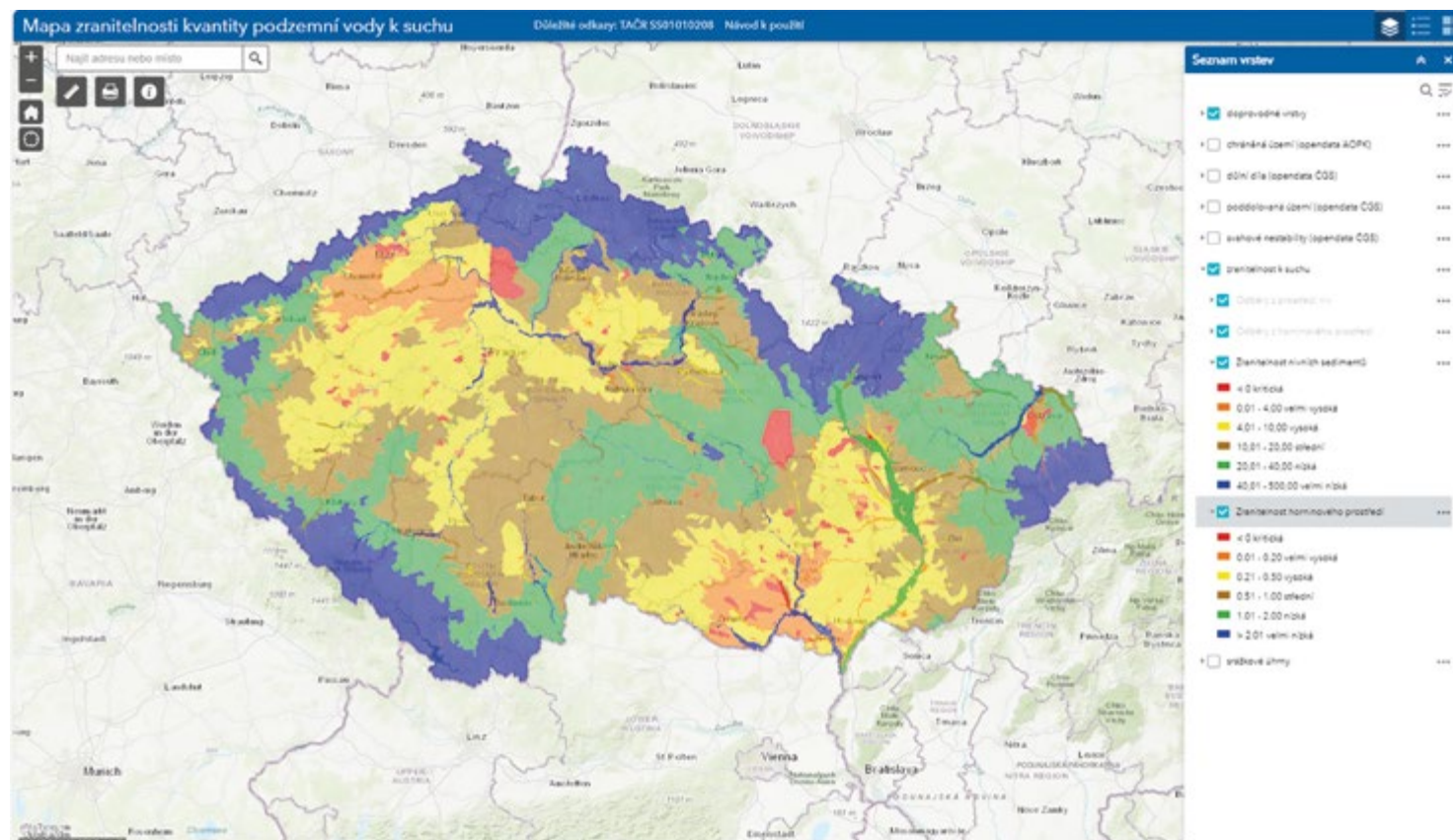
V bilanci se tedy předpokládá, že zdrojem podzemní vody pro danou obec je jen voda, která spadne v zastavěné části obce, a že do obce nepřitéká voda z širšího okolí. Dále se předpokládá, že množství podzemní vody, jež se v obci tvoří, je stejné, jako je množství podzemní vody, které se tvoří v průměrné krajině v okolí obce. Oba tyto předpoklady jsou v zásadě nejhorší možnou variantou. Řada obcí má infiltrační zázemí i v širším okolí a podzemní voda do nich přitéká z větší plochy. Nicméně jsou i obce, kde se orografické povodí shoduje s plochou zástavby. V obcích se evidentně tvoří více podzemní vody než v okolní krajině, a to díky mnohem nižší hustotě vegetace a vyššímu podílu nepropustných povrchů, které jsou z významné části drénovány do podzemí (v zástavbě rodinnými domy zpravidla platí povinnost zasakování srážkových vod na vlastním pozemku a voda z významné části nepropustných povrchů se vsakuje). Výsledná bilance proto představuje nejčernější scénář, takže výsledek je na straně bezpečnosti. Skutečná dotace podzemní vody v intravilánu obcí nebyla měřena a jde o jednu z nejdůležitějších neznámých, jež by si zasluhovaly další studium.

## VÝSLEDKY – MAPA ZRANITELNOSTI PODZEMNÍ VODY K SUCHU

### Kategorie mapy zranitelnosti

Výsledná *Mapa zranitelnosti podzemní vody k suchu (obr. 13)* je dostupná na [www.suchovkrajine.cz/zranitelnost-k-suchu](http://www.suchovkrajine.cz/zranitelnost-k-suchu), mapy průměrného základního odtoku a základního odtoku za sucha jsou dostupné na: [https://mapy.geology.cz/hydro\\_rajony/](https://mapy.geology.cz/hydro_rajony/)





Obr. 13. Výsledná Mapa zranitelnosti přírodních zdrojů podzemní vody k suchu. Kategorie zranitelnosti jsou stanoveny na základě čísel vyjádřených zbývajících zdrojů podzemní vody v suchém období po odečtení odběrů ( $l/s/km^2$ ). Pro nivy jsou to hodnoty potenciálních zbývajících zdrojů infiltrace ( $l/s/km^2$ )

Fig. 13. Map of the Vulnerability of Natural Groundwater Resources to Drought. Vulnerability categories are determined from the numerical value of remaining groundwater resources in the dry season after subtraction of groundwater abstractions ( $l/s/km^2$ ). For floodplains, these are the values of potential remaining recharge from streams ( $l/s/km^2$ )

Území výše uvedené účelové mapy je rozděleno na plochy v šesti kategoriích, a to kvantitativně podle bilance (zdroje-odběry podzemní vody/plocha území), tj. bilance normalizovaná na jednotku plochy:

- kritická (červeně)
- velmi vysoká (oranžově)
- vysoká (žlutě)
- střední (hnědě)
- nízká (zeleně)
- velmi nízká (modře)

Pro povodí 4. řádu, HGR i zastavěné části obcí platí následující hranice kategorií:

- Kritická zranitelnost (červená barva) má bilanci zápornou, což znamená, že v daném elementu území se spotřebovává v období sucha více podzemní vody, než odpovídá přírodním zdrojům. Přírodní zdroje jsou tedy v období sucha přečerpávány.
- Velmi vysoká zranitelnost (oranžová barva) platí pro oblasti, kde po odečtení odběrů podzemní vody v období sucha zůstává velmi nízký základní odtok na úrovni nižší než  $0,2 l/s/km^2$ .
- Vysoká zranitelnost (žlutá barva) je pro oblasti, kde po odečtení odběrů podzemní vody v období sucha zůstává nízký základní odtok mezi  $0,21-0,5 l/s/km^2$ .
- Střední zranitelnost (hnědá barva) platí pro oblasti, kde po odečtení odběrů v období sucha zůstává základní odtok mezi  $0,51-1 l/s/km^2$ .

- Nízká zranitelnost (zelená barva) je pro oblasti, kde po odečtení odběrů podzemní vody v období sucha zůstává  $1,01-2 l/s/km^2$ .
- Velmi nízká zranitelnost platí pro oblasti, kde po odečtení odběrů podzemní vody v období sucha zůstává přes  $2 l/s/km^2$ .

Pro nivy, jejichž malé ploše přispívá přítékající podzemní voda z širokého okolí z orografického povodí vodního toku (indukované zdroje), jsou hranice kategorií 20krát vyšší.

## Zastoupení jednotlivých kategorií zranitelnosti

Závěrem byl proveden výpočet zastoupení kategorií kritické a vysoké zranitelnosti. Pro povodí 4. řádu a HGR je zastoupení vyjádřeno jako podíl plochy daných elementů spadajících do dané kategorie ku ploše ČR ( $78\,870 km^2$ ).

HGR zaujímají 16,7 % plochy. U niv jde o plochu niv v dané kategorii ku jejich celkové ploše (činí  $5\,584 km^2$ ). U obcí jde o počet obcí v dané kategorii k jejich celkovému počtu s převažujícím individuálním zásobováním (celkem 1726 obcí).

U HGR a povodí 4. řádu spadají do kritické zranitelnosti 2 % území, do velmi vysoké zranitelnosti 5 % území a do vysoké zranitelnosti 22 % plochy území ČR (tab. 3).

U niv patří do kritické zranitelnosti 3 % území niv, do velmi vysoké zranitelnosti 13 % území niv, do vysoké zranitelnosti pak dalších 17 % území niv.

Nejhorší je situace v obcích s převažujícím individuálním zásobováním, kde pod kritickou zranitelnost spadá 93 % území obcí, dalších 5 % pod velmi vysokou zranitelnost a 2 % pod vysokou zranitelnost.

Tab. 3. Zastoupení kategorií na Mapě zranitelnosti zdrojů podzemní vody k suchu v ČR  
 Tab. 3. Representation of categories from Map of Drought Vulnerability of Groundwater Resources in the Czech Republic

Zranitelnost	HGR a povodí 4. řádu zastoupení plochy [%]	Nivy zastoupení plochy [%]	Obce zastoupení počtu [%]
Kritická	2	3	93
Velmi vysoká	5	13	5
Vysoká	22	17	2
Střední	27	25	0
Nízká	25	19	0
Velmi nízká	19	23	0
	100	100	100

## SHRNUTÍ A DISKUZE

Zranitelnost zdrojů podzemní vody k suchu určuje nejen velikost přírodních zdrojů podzemní vody, ale i míra jejich současného využívání, protože v HGR s největšími zdroji podzemní vody jsou často i největší odběry podzemní vody. Účelem *Mapy zranitelnosti kvantity přírodních zdrojů podzemní vody k suchu* je objektivní porovnání zranitelnosti kvantity přírodních zdrojů podzemní vody v rámci celého území ČR. Tato mapa je sestavena ve formě bilance přírodních zdrojů a odběrů podzemní vody vycházející z průměrného základního odtoku, základního odtoku v nejsušším roce za desetiletí 2010–2019, údajů HEIS, PRVKUK k roku 2019, počtu obyvatel, srážkových úhrnů za období 1991–2020 atd. Autoři účelové mapy jsou si vědomi, že některé informace z veřejně dostupných zdrojů, např. z PRVKUK, jež se aktualizují ve víceletém časovém horizontu a podle potřeb příslušného kraje, nemusejí odpovídat aktuální situaci. Mapa je navržena tak, aby vrstvy s proměnnými informacemi bylo možné v budoucnu aktualizovat.

U rozsáhlých kolektorů, kde je bilance v celé oblasti vzájemně provázána a nelze oblast smysluplně rozdělit, byl základní jednotkou HGR. Tam, kde jsou rozptýlené zdroje podzemní vody využívající kolektor přípořehové zóny rozpukání hornin a kde nejvíce hrozí lokální přečerpání zdrojů podzemní vody, byla základním elementem povodí 4. řádu. Zvláště jsou bilancovány říční a potoční nivy, kde je zdrojem i infiltrace vody z vodních toků z rozsáhlých orografických povodí, pod které prostředí nivy spadá.

Celkový dlouhodobý průměrný odtok v ČR těsně koreluje s dlouhodobým průměrným úhrnem srážek. Z dlouhodobého průměrného úhrnu srážek lze proto průměrný celkový odtok poměrně přesně stanovit pro jakékoli místo v ČR. Vliv geologie na celkový odtok se ukazuje jako zanedbatelný.

Naproti tomu pro určení základního odtoku je již vliv geologie velmi zásadní a je nutné uvažovat rozdílné hodnoty BFI pro jednotlivé HGR (viz tab. 1). Poté byl průměrný základní odtok násoben indexem M – tedy poměrem základního odtoku v nejsušším roce za desetiletí 2010–2019 ku dlouhodobému průměru základního odtoku, který je stanoven pro všechny rajony (tab. 2). Tím byl získán

základní odtok v období sucha (přírodní zdroje podzemní vody v období sucha). Na základě vodohospodářské bilance se od základního odtoku v období sucha odečetly odběry podzemní vody a podle výsledného zbývajících odtoku byla kvantitativně určena zranitelnost přírodních zdrojů podzemní vody k suchu. Tento postup uvažuje i uvolňování vody ze statických zásob, protože odtok z oblastí s vyšší storativitou bývá více vyrovnaný, a tak odtok v obdobích sucha klesá méně.

K dispozici jsou rámcové informace o zdrojích podzemní vody z infiltrace, jež zatím nebyla v rozsahu ČR podchycena. Při výpočtech se stanovila i zranitelnost přírodních zdrojů podzemní vody v zastavěné části obcí s individuálním zásobováním podzemní vodou, a to podle počtu obyvatel a zastavěné plochy obce.

*Mapa zranitelnosti podzemní vody k suchu* je jednotně zpracovaným podkladem, který nepostihuje detaily a specifika konkrétních lokalit, jež nebylo možné ze současných dostupných podkladů určit. Měla by proto být používána jako informační dokument s vědomím, že je potřebná detailní studie upřesňující zdroje podzemní vody pro konkrétní lokalitu včetně nezbytných terénních měření.

V roce 2022 byl prezentován příspěvek *Bilance zdrojů podzemní vody a potřeb pro pitné účely v podmínkách klimatické změny* [17], který uvádí možný dopad klimatické změny na možnosti odběrů podzemní vody pro pitné účely k časové úrovni 2041–2060 a zpracování bilance množství podzemních vod současného stavu, resp. pro 3. cyklus plánů povodí, tedy na základě dat za období 2013–2018 (<https://www.vtei.cz/2022/10/bilance-zdroju-podzemni-vody-a-potreb-pro-pitne-ucely-v-podminkach-klimaticke-zmeny/>). Metodické řešení vychází z postupů vodohospodářské bilance a hodnocení kvantitativního stavu útvarů podzemních vod v souladu s vyhláškou č. 5/2011 Sb., ve znění pozdějších předpisů, s tím, že článek obsahuje tři kategorie – vyhovující, podmíněčně vyhovující a nevyhovující.

Při srovnání obr. 1 v dokumentu [17] s *Mapou zranitelnosti přírodních zdrojů podzemní vody k suchu* některé oblasti odpovídající HGR nebo jejich částem spadají do kategorie kritické až vysoké zranitelnosti horninového prostředí k suchu. Rozdílný metodický postup při hodnocení nivních sedimentů je patrný zejména u svrchních rajonů 1510 Kvartér Odry, 1622 Pliopleistocén Hornomoravského rajonu, 1623 Pliopleistocén Blaty a 1652 Kvartér soutokové oblasti Moravy a Dyje, jež oproti dokumentu [17] náleží k nízké zranitelnosti nivních sedimentů.

Uváděná metodika tvorby interaktivní *Mapy zranitelnosti přírodních zdrojů podzemní vody k suchu* ve srovnání s příspěvkem [17] nepoužívá metodiku hodnocení kvantitativního stavu útvarů podzemních vod a ani predikci množství přírodních zdrojů podzemní vody na území ČR. Vypočítává dlouhodobý základní odtok ze srážek za období 1991–2020, počítá s BFI v nejsušším roce za desetiletí 2010–2019, s povodími 4. řádu, zohledňuje odběry pro individuální zásobování v lokalitách, kde nejsou vodovody, a uvádí bilanci, resp. hodnoty zbývajících specifických přírodních zdrojů v l/s/km<sup>2</sup> v nejsušším roce pětiletého hydrologického sucha. Škála hodnocení má šest stupňů. Celkově lze konstatovat, že nově vytvořená *Mapa zranitelnosti přírodních zdrojů podzemní vody k suchu* poskytuje podrobnější hodnocení stávajícího stavu a konkrétní údaje o zbytkových přírodních zdrojích podzemní vody oproti dokumentu [17].

## ZÁVĚRY

- *Mapa zranitelnosti přírodních zdrojů podzemní vody k suchu* vychází z objektivních dostupných dat pozorovací sítě ČHMÚ, platných PRVKUK pro jednotlivé kraje k roku 2020, z databáze HEIS a evidence obyvatel.
- Zranitelnost přírodních zdrojů podzemní vody k suchu byla rozdělena do šesti kategorií. Nejzásadnější je kritická zranitelnost, která znamená dočasné přečerpávání zdrojů v období sucha, kdy dotace podzemní vody je nižší než v současnosti využívané množství podzemní vody v daném plošném elementu. Takovým územím by měla být věnována zvýšená

pozornost. Kategorie velmi vysoké zranitelnosti a vysoké zranitelnosti vymezují oblasti s jen malými rezervami základního odtoku, kde mohou nastat problémy při prohlubování klimatické změny, resp. v období víceletého hydrologického sucha.

- Výše uvedená mapa ukazuje, že území nejvíce ohrožená suchem jsou zastavěné plochy obcí s individuálním zásobováním podzemní vodou, kde pod kritickou zranitelnost spadá 93 % těchto obcí a dalších 5 % pod velmi vysokou zranitelnost. U území niv je kritická zranitelnost jen u 3 % ploch a velmi vysoká u 13 % ploch. U území hydrogeologických rajonů a povodí 4. řádu dosahují oblasti kritické zranitelnosti 2 % ploch a vysoké zranitelnosti 5 % plochy ČR, a zasahují tedy zatím malou část ČR.
- Mapa je navržena tak, aby vrstvy s proměnnými informacemi bylo možné v budoucnu aktualizovat.
- Mapa poskytuje zásadní informace pro plánování v oblasti zásobování obyvatel pitnou vodou, cílení dotačních programů zajišťujících zdroje a dalších eliminačních opatření.
- Tato mapa zranitelnosti je dostupná na [www.suchovkrajine.cz/](http://www.suchovkrajine.cz/) zranitelnost-k-suchu, mapy průměrného základního odtoku a základního odtoku za sucha pak na: [https://mapy.geology.cz/hydro\\_rajony/](https://mapy.geology.cz/hydro_rajony/)

## Poděkování

Článek vznikl na základě výzkumu prováděného v rámci projektu č. S501010208 „Řízená dotace podzemních vod jako nástroj k omezení dopadů sucha v ČR“ financovaného z Programu prostředí pro život Technologické agentury ČR. Za pomoc se zdroji dat děkujeme Ing. A. Vizinovi, Ph.D., a Ing. M. Zrzaveckému a za cenné připomínky k předběžné verzi Mapy zranitelnosti přírodních zdrojů podzemní vody k suchu a metodice děkujeme Ing. L. Kašpárkovi, CSc., RNDr. M. Milickému a RNDr. Z. Herrmannovi.

## Literatura

- [1] KILLE, K. Das verfahren MoMNQ, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe den monatlichen Niedrigwasserabflüsse. Hannover: Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. 1970, s. 89–95.
- [2] KRÁSNÝ, J., KNĚŽEK, M., ŠUBOVÁ, A., DAŇKOVÁ, H., MATUŠKA, M., HANZEL, V. *Odtok podzemní vody na území Československa*. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 1982.
- [3] KLINER, K., KNĚŽEK, M. Metoda separace základního odtoku při využití pozorování hladiny podzemní vody. *Vodohospodářský čas.* 1974, 22(5), s. 457–466.
- [4] ECKHARDT, K. A Comparison of Baseflow Indices, Which Were Calculated with Seven Different Baseflow Separation Methods. *Journal of Hydrology.* 2008, 352, s. 168–173.
- [5] KAŠPÁREK, L., DATEL, J. V. et al. *Metodiky výpočtu přírodních zdrojů*. Česká geologická služba, 2015, s. 26.
- [6] AKSOY, H., KURT, I., ERIS, E. Filtered Smoothed Minima Baseflow Separation Method. *Journal of Hydrology.* 2009, 372, s. 94–101.
- [7] KŮRKOVÁ, I., BRUTHANS, J., BALÁK, F., SLAVÍK, M., SCHWEIGSTILOVÁ, J., BRUTHANSOVÁ, J., MIKUŠ, P., GRUNDLOCH, J. Factors Controlling Evolution of Karst Conduits in Sandy Limestone and Calcareous Sandstone (Turnov Area, Czech Republic). *Journal of Hydrology.* 2019, 574, s. 1 062–1 073.
- [8] KAŠPÁREK, L., VLINAS, R., HANEL, M., PELÁKOVÁ, M. Vztahy mezi základním a celkovým odtokem z povodí v závislosti na hydrogeologickém typu horninového prostředí. *Vodní hospodářství.* 2017, 7, s. 5–11.
- [9] BRUTHANS, J., KADLECOVÁ, R., SLAVÍK, M., KRÁLOVÁ, M., FRYČ, T., ČURDA, J. Příčina prudkého snížení průtoků některých vodních toků ve středních Čechách v létě 2019 a extrémně nízkých specifických odtoků: vliv evapotranspirace z přibřežní zóny toku a ploch s mělkou hladinou podzemní vody. *Geoscience Research Reporst.* 2020, 53.
- [10] BRUTHANS, J., KADLECOVÁ, R., NOL, O., GRUNDLOCH, J. Vývoj základního odtoku v různých hydrogeologických strukturách v ČR za suchých a vlhkých období aneb jak nestavět na ovlivněných datech. In: *Sborník semináře Podzemní voda ve vodoprávním řízení XVI – ohlédnutí za hydrologickým suchem*. ČSVTS, z. s., 2021. ISBN 978-80-02-02954-0.
- [11] TOLASZ, R., DAŇHELKA, J., KINKOR, J., KODEŠ, V., KUBÁT, J., TRNKA, M., ŠTĚPÁNEK, P., ŽALUD, Z. et al. *Aktualizace Komplexní studie dopadů zranitelnosti a zdrojů rizik souvisejících se změnou klimatu v ČR z roku 2015*. [Praha]: Český hydrometeorologický ústav, 2019. 379 s.

[12] FUKSA, J. K. Sucho a vliv čistění odpadních vod na řeky. *Vodní hospodářství.* 2020, 70(4), s. 4–7.

[13] KAŠPÁREK, L., DATEL, J. V. et al. *Rebilance zásob podzemních vod: Základní výchozí data pro zjednodušené stanovení velikosti přírodních zdrojů podzemní vody v 55 hydrogeologických rajonech*. Praha: VÚV TGM, 2014. 33 s.

[14] KAŠPÁREK, L., DATEL, J. V. *Rebilance zásob podzemních vod: metodiky stanovení průměrné hodnoty přírodních zdrojů podzemních vod kvartérních hydrogeologických rajonů*. Praha: VÚV TGM, 2013. 21 s.

[15] BRUTHANS, J., SOUKUP, J. *Vyhodnocení některých parametrů, návrh úprav regionalizace základního odtoku a poznámky k metodice stanovení přírodních zdrojů*. Česká geologická služba, 2011.

[16] KAŠPÁREK, L., KOŽÍN, R., DATEL, J. V., PELÁKOVÁ, M. Odhad přírodních zdrojů podzemní vody v hydrogeologických rajonech v České republice v měnících se klimatických poměrech 1981–2019. *Vodohospodářské technicko-ekonomické informace.* 2022, 64(5), s. 4–13.

[17] PRCHALOVÁ, H., VYSKOČ, P., VIZINA, A., NOVÁKOVÁ, H. Bilance zdrojů podzemní vody a potřeb pro pitné účely v podmínkách klimatické změny. *Vodohospodářské technicko-ekonomické informace.* 2022, 64(5), s. 22–31.

## Autoři

**Doc. RNDr. Jiří Bruthans, Ph.D.<sup>1,2</sup>**

✉ [jiri.bruthans@natur.cuni.cz](mailto:jiri.bruthans@natur.cuni.cz)

ORCID: 0000-0002-4749-0583

**Mgr. Jiří Grundloch<sup>1</sup>**

✉ [jiri.grundloch@geology.cz](mailto:jiri.grundloch@geology.cz)

**RNDr. Renáta Kadlecová<sup>1</sup>**

✉ [renata.kadlecova@geology.cz](mailto:renata.kadlecova@geology.cz)

ORCID: 0009-0003-8986-1455

**Mgr. Tuna Karatas<sup>2</sup>**

✉ [tuna.karatas@natur.cuni.cz](mailto:tuna.karatas@natur.cuni.cz)

ORCID: 0000-0002-4046-119X

**Mgr. Kateřina Šabatová<sup>1,2</sup>**

✉ [katerina.sabatova@geology.cz](mailto:katerina.sabatova@geology.cz)

**Ing. Radek Vlnas<sup>3</sup>**

✉ [radek.vlnas@chmi.cz](mailto:radek.vlnas@chmi.cz)

ORCID: 0009-0008-1196-6261

<sup>1</sup>Česká geologická služba, Praha

<sup>2</sup>Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze, Ústav hydrogeologie, inženýrské geologie a užitě geofyziky

<sup>3</sup>Český hydrometeorologický ústav, Praha

Příspěvek prošel recenzním řízením.

DOI: 10.46555/VTEI.2024.07.002

ISSN 0322-8916 © 2024 Autoři. Tuto práci je kdokoli oprávněn šířit a využívat za podmínek licence CC BY-NC 4.0



---

## METHODOLOGY FOR CREATING MAPS OF THE VULNERABILITY OF THE QUANTITY OF NATURAL GROUNDWATER RESOURCES TO DROUGHT FOR THE CZECH REPUBLIC

JÍŘÍ BRUTHANS, J.<sup>1,2</sup>; GRUNDLOCH, J.<sup>1</sup>; KADLECOVÁ, R.<sup>1</sup>;  
KARATAS, T.<sup>2</sup>; ŠABATOVÁ, K.<sup>1,2</sup>; VLNAS, R.<sup>3</sup>

**Keywords:** groundwater — drought — vulnerability — groundwater resources — expert map

<sup>1</sup>Czech Geological Survey, Prague

<sup>2</sup>Charles University, Faculty of Science, Geology, Institute of Hydrogeology, Engineering Geology and Applied Geophysics, Prague

<sup>3</sup>Czech Hydrometeorological Institute, Prague

The expert interactive *Map of the vulnerability of the quantity of natural groundwater resources to drought for the territory of the Czech Republic* was created as part of the TA CR project No SS01010208 "Controlled Groundwater Recharge as a Tool to Reduce the Impacts of Drought in the Czech Republic." Groundwater drought is still mostly understood as a subset of hydrological drought. The causes, course and appropriate adaptation measures to hydrogeological drought are different. The presented vulnerability map is created on the basis of the use of precipitation normal and regression relationships between precipitation and total and base runoff using the base flow index (BFI) and ratio of BFI in the driest year for the decade 2010–2019 to the long-term average of BFI (M) indices, which guarantees uniform processing for the entire Czech Republic at a scale of 1:50,000 and an objective comparison of the vulnerability of natural groundwater resources to drought throughout the country. It is also based on recorded groundwater abstraction and in the case of municipalities with individual supply, the abstraction is calculated from the number of inhabitants and the national average consumption of drinking water per capita. It contains six categories and shows which regions and areas will struggle to have sufficient groundwater resources during periods of prolonged drought. It synthesizes all available regime and other data for 2020 and is designed so that the layers with variable information can be updated in the future. This map is available at [www.suchovkrajine.cz/zranitelnost-k-suchu](http://www.suchovkrajine.cz/zranitelnost-k-suchu) and enables the preparation, design and implementation of measures that will ensure sufficient water resources, especially of drinking water, for the population even in periods of long-term drought. It shows where it is appropriate to direct potential subsidy programs. The following text describes in detail the methodology of creating this map.

