

MASARYKOVA UNIVERZITA V BRNĚ
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

ZÁKLADY HYDROGEOLOGIE

**ONDŘEJ ŠRÁČEK
TOMÁŠ KUCHOVSKÝ**

BRNO 2003

MASARYKOVA UNIVERZITA V BRNĚ
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA

ZÁKLADY HYDROGEOLOGIE

ONDŘEJ ŠRÁČEK
TOMÁŠ KUCHOVSKÝ

BRNO 2003

1.	Úvod	1
2.	Základní pojmy	2
3.	Proudění v pórovém prostředí	4
3.1.	Koncept potenciálu a hydraulické výšky	4
3.1.1.	Mechanická energie a Bernoulliho rovnice	4
3.1.2.	Hydraulická výška a hydraulický potenciál	5
3.1.3.	Výpočet hydraulického gradientu	6
3.2.	Darcyho zákon	7
3.2.1.	Darcyho experiment	7
3.2.2.	Podmínky platnosti Darcyho zákon	8
3.2.3.	Specifický průtok a rychlost proudění	9
	<i>Literatura ke kapitole 3.</i>	10
4.	Vlastnosti zvodněných formací	11
4.1.	Pórovitost geologických materiálů	11
4.1.1.	Definice pórovitosti	11
4.1.2.	Pórovitost sedimentů	12
4.1.3.	Pórovitost sedimentárních hornin	13
4.1.4.	Pórovitost plutonických a metamorfních hornin	13
4.1.5.	Pórovitost vulkanických hornin	14
4.1.6.	Drenážní pórovitost a retenční kapacita	14
4.1.7.	Reprezentativní elementární objem (REV)	15
4.2.	Propustnost geologických materiálů	16
4.2.1.	Hydraulická vodivost a koeficient propustnosti	16
4.2.2.	Faktory ovlivňující propustnost	16
4.2.3.	Určování hydraulické vodivosti za použití propustoměrů	17
4.2.4.	Určování hydraulické vodivosti z granulometrie za použití empirických vzorců	19
4.3.	Zvodněné formace	20
4.3.1.	Typy zvodněných formací	20
4.3.2.	Hydraulické charakteristiky zvodněných formací	21
4.3.3.	Pružná zásobnost a objemové změny ve zvodních	23
4.3.4.	Homogenita a izotropie	24
4.4.	Distribuce půdní vody a proudění v nenasycené zóně	27

4.4.1.	Zonálnost půdní vody	27
4.4.2.	Kapilární třáseň a kapilární tlak	27
4.4.3.	Kapilární křivky a křivky hydraulická vodivost-vlhkost	28
4.4.4.	Proudění v nenasycené zóně	31
4.4.5.	Terénní měření parametrů v nenasycené zóně	32
4.4.6.	Kapilární bariéry	33
	<i>Literatura ke kapitole 4.</i>	35
5.	Regionální proudění podzemní vody	36
5.1.	Základní rovnice proudění	36
5.1.1.	Napjatá zvodeň	36
5.1.2.	Volná zvodeň	39
5.1.3.	Okrajové podmínky	39
5.2.	Proudové sítě	40
5.2.1.	Grafické řešení	40
5.2.2.	Refrakce proudnic	41
5.3.	Řešení rovnic ustáleného proudění v 1-D	42
5.3.1.	Napjatá zvodeň	43
5.3.2.	Volná zvodeň	43
5.4.	Regionální proudění	47
5.4.1.	Ustálené proudění u volné zvodně	48
5.4.2.	Ustálené proudění u napjaté zvodně	49
5.4.3.	Neustálené proudění	50
5.4.4.	Prameny a interakce s povrchovou vodou	51
	<i>Literatura ke kapitole 5.</i>	54
6.	Základní pojmy z hydrologie	55
6.1.	Hydrologická bilance	55
6.2.	Srážky	56
6.3.	Evapotranspirace	57
6.4.	Infiltrace	59
6.5.	Měření průtoku	61
6.6.	Interpretace hydrogramu	63
	<i>Literatura ke kapitole 6.</i>	66
7.	Hydraulika vrtů	67
7.1.	Radiální proudění	67
7.2.	Čerpací zkoušky při ustáleném režimu	67
7.2.1.	Volná zvodeň	67

7.2.2.	Napjatá zvodeň	69
7.3.	Čerpací zkoušky při neustáleném režimu	71
7.3.1.	Theisova metoda	71
7.3.2.	Semilogaritmická Jacobova metoda	74
7.3.3.	Metoda snížení-vzdálenost	77
7.3.4.	Stoupací zkoušky	77
7.4.	Proudění k vrtu s přetékáním	78
7.5.	Neustálené proudění u volné zvodně	81
7.6.	Vliv okrajových podmínek	84
7.7.	Zkoušky s jednorázovým odběrem a nálevem	86
	<i>Literatura ke kapitole 7.</i>	89

8.	Základy hydrogeochemie	90
8.1.	Úvod	90
8.2.	Základní pojmy z termodynamiky	90
8.3.	Základní pojmy z kinetiky	97
8.4.	Oxidačně-redukční (redoxní) reakce	101
8.5.	Adsorpce	105
8.5.1.	Principy adsorpce anorganických látek	105
8.5.2.	Popis adsorpce	109
8.5.3.	Adsorpce organických látek	112
8.6.	Rovnováhy v přírodních systémech	113
8.6.1.	Procesy v půdní zóně	113
8.6.2.	Rozpouštění karbonátových minerálů	115
8.6.3.	Rovnováhy se silikátovými minerály	118
8.7.	Regionální geochemický průzkum	121
8.7.1.	Formování chemismu vod	121
8.7.2.	Grafická interpretace dat	122
8.8.	Vzorkování	123
	<i>Literatura ke kapitole 8.</i>	125

9.	Transportní procesy	127
9.1.	Úloha transportních procesů	127
9.2.	Difuze	127
9.3.	Advekce	128
9.4.	Disperze	129
9.5.	Adsorpce a retardace	130
9.6.	Rozpad	131
9.7.	Rovnice transportu	132

9.8. Průniková křivka	134
9.9. Stopovací zkoušky	135
<i>Literatura ke kapitole 9.</i>	137
10. Úvod do aplikace izotopů v hydrogeologii	138
10.1. Základní principy	138
10.2. Stabilní izotopy	139
10.2.1. Deuterium $^2\text{H}(\text{D})$ a kyslík ^{18}O	139
10.2.2. Uhlík ^{13}C	141
10.2.3. Síra ^{34}S	144
10.2.4. Dusík ^{15}N	144
10.3. Radioaktivní isotopy	145
10.3.1. Tritium $^3\text{H}(\text{T})$	145
10.3.2. Uhlík ^{14}C	147
10.3.3. Chlor ^{36}Cl	150
10.4. Radiogenní izotopy	150
<i>Literatura ke kapitole 10.</i>	151
11. Úvod do regionální hydrogeologie České republiky	153
11.1. Vymezení pojmů	153
11.2. Krystalinikum Českého masívu	157
11.3. Paleozoikum	160
11.4. Mesozoikum	163
11.4. Terciérní sedimenty	170
11.5. Kvartérní sedimenty	173
<i>Literatura ke kapitole 11.</i>	176

Příloha A: Anglicko-český a česko-anglický hydrogeologický slovníček

1. Úvod.

Hydrogeologie je prudce se rozvíjejícím oborem, ve kterém je každoročně publikováno velké množství nových poznatků. V poslední době byla stále naléhavější potřeba učebnice v češtině, ve které by byly popsány základní principy hydrogeologie. Poslední takovou učebnicí byla v češtině práce Šilara et al. (1983). V angličtině řada učebnic hydrogeologie, jako např. dodnes pravděpodobně nepřekonaná kniha *Groundwater* (Freeze a Cherry, 1979) a později vydané *Applied Hydrogeology* (Fetter, 1994, 2000) a *Physical and Chemical Hydrogeology* (Domenico a Schwartz, 1990, 1998). V češtině vyšla učebnice *Kontaminační hydrogeologie* od Šráčka et al. (2000 a 2002), ale v ní jsou uvedeny jen stručné principy základů hydrogeologie. Hydrodynamické zkoušky spolu s řadou řešených problémů probírá Jetel (1982) a také ve slovenštině práce Muchy a Šestakova (1986). O dílčích oblastech hydrogeologie pojednávají skripta z VŠB Ostrava, např. Grmely (1982) a Homoly a Grmely (1991).

Učebnice, kterou držíte v rukou, má za cíl úvod do studia hydrogeologie na bakalářské nebo na úvodní magisterské úrovni. Studenti, kteří ji budou číst, by měli mít za sebou kurz obecné geologie a úvodní kurzy matematiky a chemie. Tato učebnice ale v žádném případě nenahrazuje výše uvedené podrobnější publikace v angličtině a je jen úvodem k jejich četbě. Podobně je nutné průběžně sledovat časopisy v angličtině jako je *Groundwater*, *Journal of Hydrology*, *Hydrogeology Journal* a další. Hydrogeologická tematika je v češtině také v časopise *Vodní hospodářství* a ve slovenštině v časopise *Podzemná voda*. Kapitoly 1. až 10. zpracoval O. Šráček, kapitolu 11. zpracoval T. Kuchovský, který se svými připomínkami podílel i na dalších kapitolách.

Věříme, že tento text poslouží i širší hydrogeologické veřejnosti a těm, kteří se v rámci dalších disciplín zabývají životním prostředím. Za připomínky a návrhy jsme zavázáni recenzentům Josefu Zemanovi z MU Brno a Jitce Novotné z Geotestu Brno a.s. Také děkujeme Arnoštu Grmelovi z VŠB Ostrava za připomínky ke kapitolám 1. až 5. Čtenářům budeme zavázáni za jakékoliv připomínky jak po stránce věcné, tak po stránce formální.

Autoři

2. Základní pojmy

V této kapitole si uvedeme některé základní pojmy, které se v hydrogeologii často používají a se kterými se budeme v dalším textu běžně setkávat.

Hydrogeologie se zabývá studiem podzemních vod a je součástí **hydrologie**, která se zabývá studiem všech terestrických vod. Proto se budeme částečně zabývat i povrchovými vodami a atmosférickými procesy. Oběh terestrických vod je popsán v **hydrologickém cyklu**, který popisuje hlavní rezervoáry vody a vztahy, které je spojují.

Hlavním faktorem, na kterém proudění v pórovém prostředí závisí, je **gradient hydraulického potenciálu**, který je reprezentován **hydraulickou výškou**. Hydraulická výška je mírou energie, kterou má hmota vody v závislosti na její poloze v prostoru, na tlaku, jemuž je vystavena a na rychlosti proudění. **Hydraulický gradient** je mírou rozdílu v hydraulické výšce mezi odlišnými body téhož systému. Pokud existuje rozdíl v hydraulických výškách, voda má tendenci k pohybu z bodu s vyšší hydraulickou výškou k bodu s nižší hydraulickou výškou.

Proudění podzemní vody, způsobené gradientem hydraulické výšky, je popsáno **Darcyho zákonem**. Tento empirický zákon vyjadřuje vztah mezi vlastnostmi pórového prostředí (**propustností a koeficient propustnosti**), vlastnostmi kapaliny (**viskozitou a měrnou hmotností**) a hodnotou gradientu hydraulické výšky. Propustnost, vyjádřená **koeficientem propustnosti**, je mírou toho, jak snadno může pórové prostředí propouštět kapaliny účinkem hydraulického gradientu. Na druhé straně, **hydraulická vodivost** je funkcí jak pórového prostředí, tak i vlastností proudící kapaliny.

Aby bylo možné studovat oběh podzemních vod, je třeba znát strukturu a vlastnosti rezervoárů, ve kterých se podzemní vody nacházejí. Všechny horniny a nezpevněné sedimenty obsahují dutiny, ve kterých může být voda. Spojením těchto prostorů vzniká **pórovitost**, která souvisí s kapacitou horniny zadržovat a uvolňovat vodu neboli její **zásobnost**. Tato vlastnost patří spolu s hydraulickou vodivostí mezi nejdůležitější vlastnosti pórového prostředí. Čím větší je mocnost formace a čím je tato formace propustnější, tím více může propouštět vody a tím je větší její **transmisivita**. Podle toho, do jaké míry může daná formace propouštět vodu, rozeznáváme **kolektory, poloizolátory a izolátory**.

Proudění závisí na vnějších podmínkách, na typu formace a na změnách ve formaci ve směru proudění. **Ustálené proudění** nezávisí na času a nedochází při něm tedy ke změnám hydraulických výšek a směru a velikosti vektoru proudění v průběhu času. Neovlivněné proudění ve zvodněné formaci je často považováno za tento typ proudění. Pokud dochází ke změně podmínek, např. čerpáním z vrtů, výstavbou inženýrských děl atd., pak se hydraulické výšky a vektor proudění mění v závislosti na čase. Tento typ proudění se pak nazývá **neustálené proudění**.

Jedním z cílů hydrogeologie je studium podmínek proudění a jeho kvantitativní předpověď v závislosti na čase. Při studiu daného systému je třeba kromě hydraulických parametrů znát jeho **geometrii** (mocnosti vrstev a jejich plošný rozsah) a **počáteční a okrajové podmínky**, tedy distribuci hydraulických výšek v čase rovném nule a na hranicích studované oblasti. Při řešení se aplikuje **rovnice kontinuity** a Darcyho zákon. Řešení může být získáno za použití různých metod (grafických, analytických, numerických a analogových). Jeho výstupem je v případě proudění **proudová síť**, která se skládá z **proudnic** a z **ekvipotenciálních linií**.

Podzemní voda je obnovitelným zdrojem, ale je třeba její využití plánovat a řídit. V aridních oblastech může být podzemní voda neobnovitelným zdrojem tak jako ropa. Jejímu využití musí předcházet studie, kdy je nutné definovat hranice kolektoru a určit jeho využitelné zásoby. Využití podzemní vody se většinou provádí za použití vrtů a **hydraulika vrtů** tvoří důležitou součást hydrogeologie.

K určení využitelného množství podzemní vody je nutné určit hydraulické parametry zvodněné formace, což se provádí za použití **hydrodynamických zkoušek** spojených s pozorováním hydraulických výšek v **pozorovacích vrtech** a v **piezometrech**. Základním typem hydrodynamických zkoušek jsou **čerpací zkoušky**, k jejichž interpretaci se obvykle používají analytická řešení odvozená ze základních rovnic proudění, jako jsou např. **Theisovo** nebo **Jacobovo řešení**. Dalším typem hydrodynamických zkoušek, často používaným v kontaminační hydrogeologii, jsou zkoušky s jednorázovým odběrem nebo nálevem, u kterých je běžnou metodou interpretace **metoda Hvorsleva**.

Rezervoáry vody jsou oceány a moře, jezera, řeky a další vodní toky, atmosféra, půda a geologické formace. Mezi těmito rezervoáry probíhají procesy výměny: jsou to **srážky**, **infiltrace**, **povrchový odtok** a **výpar s transpirací (evapotranspirace)** vody rostlinami. Určení objemu vody v každém rezervoáru a toky vody mezi nimi studuje hydrologie. Za použití hydrologických metod je možné určit doplňování zásob podzemní vody.

K popisu proudění v **nenasycené zóně** nad hladinou podzemní vody je nutné aplikovat principy **multifázového proudění**. Toto proudění závisí na **kapilárních vlastnostech** pórového prostředí. Principy multifázového proudění jsou také aplikovány při studiu kontaminace pórového prostředí **nemísitelnými kapalinami**, jako jsou ropné látky a chlorované uhlovodíky.

Využití podzemní vody jako pitné vody a pro další účely v zemědělství a v průmyslu závisí na její kvalitě. Chemické složení vody se mění během jejího pohybu v hydrologickém cyklu. V atmosféře je voda v rovnováze se vzduchem a je mírně kyselá z důvodu rozpuštěného CO_2 . Při infiltraci v půdě pak voda rozpouští minerály a je ovlivněna oxidačně-redukčními (redoxními) reakcemi a výměnou iontů. Postupně se dostává do rovnováhy s minerály, které se nacházejí v geologických formacích, kterými voda protéká. Geochemické reakce, které dosáhly rovnováhy, studuje odvětví **geochemie**, které se nazývá **termodynamika**. Existují také reakce, které nikdy rovnováhy nedosáhnou (např. oxidace organické hmoty) nebo které jsou příliš pomalé, které studuje **kinetika**. Obecně platí, že mineralizace podzemní vody stoupá ve směru proudění a chemické složení vody odráží její historii. Podobně ve směru proudění stoupá věk podzemní vody, který se určuje za použití **radioaktivních izotopů**. Tyto izotopy se rozpadají v čase. Existují také **izotopy stabilní**, které se v čase nerozpadají a které se používají k určení původu vody a k určení typu geochemických reakcí (např. redukce dusičnanů).

Hlavním ohrožením pro kvalitu podzemních vod jsou lidské aktivity. Využití hnojiv a pesticidů v zemědělství, těžební průmysl, petrochemický průmysl, ukládání odpadů na skládkách a další aktivity mají za následek šíření kontaminantů a degradaci kvality podzemní vody v celé řadě kolektorů.

Problémem u kontaminace podzemních vod je mnohem delší doba zdržení podzemních vod než u vod povrchových, z čehož vyplývá často pozdní zjištění kontaminace po jejím úniku ze zdroje. To znamená, že kontaminace je často objevena až v případě, kdy už zasáhne velkou část kolektoru nebo když pronikne do receptoru jako je např. využívaný vrt. Po průniku do podzemí kontaminanty podléhají různým procesům, mezi které patří **advekce**, **difuze**, **disperze**, **adsorpce** a **rozpad**. Mnohé z těchto procesů, jako jsou např. disperze a rozpad, se různou měrou podílejí na odbourávání kontaminantů v horninovém prostředí, které se nazývá **přírozená atenuace**. Kvalitu podzemních vod je třeba **monitorovat**. K navržení **monitorovací sítě** kvality podzemní vody je nutné znát principy transportu kontaminantů.

3. Proudění v pórovém prostředí

3.1. Koncept potenciálu a hydraulické výšky

3.1.1. Mechanická energie a Bernoulliho rovnice

Proudění v pórovém prostředí probíhá z bodu s vyšší hodnotou **hydraulickém potenciálu** (vyšší hodnotou energie) k bodu s nižší hodnotou hydraulickém potenciálu (nižší hodnotou energie). Existují různé druhy energie a my se zde omezíme na energii kinetickou, potenciální a tlakovou.

Kinetická energie je rovna

$$E_k = \frac{m \cdot v^2}{2} \quad (3.1.)$$

kde m je hmota vody a v je její rychlost. Pokud je hmota v kg a rychlost v m/s, má kinetická energie jednotky $\text{kg} \cdot \text{m}^2/\text{s}^2$ nebo-li N.m. Jednotkou energie je joul J, který odpovídá N.m.

Potenciální energie je rovna

$$E_p = m \cdot g \cdot z \quad (3.2.)$$

kde g je gravitační zrychlení a z je výška nad srovnávací rovinou. Pro gravitační zrychlení v m/s^2 jsou jednotky potenciální energie opět N.m.

Tlaková energie je pak rovna $E_t = p$, kde p je tlak. Jednotky tlaku jsou pascaly nebo-li N/m^2 . N/m^2 je roven $\text{N} \cdot \text{m}/\text{m}^3$ nebo-li J/m^3 . Tlak tedy odpovídá potenciální energii na jednotku objemu.

Pro jednotku objemu kapaliny odpovídá její hmotě měrná hmotnost ρ (u vody ρ_{voda}), protože měrná hmotnost je definovaná jako hmota na jednotku objemu. Celková energie jednotkového objemu kapaliny E_{celkv} je rovna součtu dílčích energií, tedy

$$E_{\text{celkv}} = \frac{\rho \cdot v^2}{2} + \rho \cdot g \cdot z + p \quad (3.3.)$$

Jednotky v této rovnici jsou $\text{kg}/\text{s}^2 \cdot \text{m}$, tedy N/m^2 . Po vydělení rovnice 3.3. měrnou hmotností kapaliny ρ dostaneme celkovou energii pro jednotkovou hmotu kapaliny, E_{celkm} ,

$$E_{\text{celkm}} = \frac{v^2}{2} + g \cdot z + \frac{p}{\rho} \quad (3.4.)$$

Tento vztah se nazývá **Bernoulliho rovnice**.

Pro proudění nestlačitelné kapaliny bez tření platí, že součet 3 uvedených komponent je roven konstantě. Reálné kapaliny jsou stlačitelné a při jejich proudění dochází ke ztrátám energie způsobeným třením. Po vydělení rovnice 3.4. gravitačním zrychlením g obdržíme

$$\frac{v^2}{2 \cdot g} + z + \frac{p}{\rho \cdot g} = \text{konst.} \quad (3.5.)$$

V této rovnici jsou jednotky pro jednotlivé komponenty v J/N neboli v m . Součet všech komponent je hydraulická výška, kterou měříme v metrech.

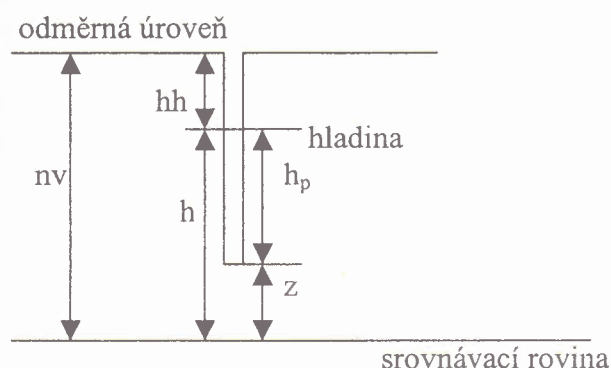
Komponenta tvořená kinetickou energií je při běžných rychlostech proudění podzemní vody malá a zanedbatelná. Po jejím zanedbání dostaneme rovnici

$$h = z + \frac{p}{\rho \cdot g} \quad (3.6.)$$

Po vydělení p součinem $(\rho \cdot g)$ pak obdržíme

$$h = z + h_p \quad (3.7.)$$

kde z je **geodetická** (také **polohová**) **výška** nebo-li výška bodu měření nad srovnávací rovinou a h_p je **tlaková výška** nebo-li výška sloupce kapaliny nad bodem měření (obr. 3.1.).



Obr. 3.1. Součásti hydraulické výšky, nv označuje nadmořskou výšku odměrné úrovně na ústí vrtu a hh hloubku hladiny pod odměrnou úrovní.

Hydraulickou výšku měříme v **piezometru**, což je vrt s velmi krátkou zónou perforace řádově v decimetrech). Sloupec vody v něm udává více méně bodovou hodnotu tlakové výšky. Na druhé straně **hydrogeologický vrt** má dlouhou zónu perforace a slouží k určení průměrné tlakové výšky v celé otevřené zóně vrtu. Při praktickém měření v terénu obvykle určíme hydraulickou výšku jako rozdíl mezi nadmořskou výškou odměrné úrovně na ústí vrtu nebo piezometru nv a hloubkou hladiny podzemní vody hh (obr. 3.1.). Platí totiž, že $nv - hh = z + h_p = h$. Hladinu podzemní vody obvykle měříme hladinoměrem s elektrickou nebo akustickou signalizací. Pro určení nadmořské výšky odměrné úrovně na ústí vrtu je třeba použít přesného geodetického zaměření. Přibližné metody jako odečtení z mapy nebo použití GPS lze použít jen při regionálním hydrogeologickém průzkumu.

3.1.2. Hydraulický potenciál

Z uvedeného je zřejmé, že energie jednotkové hmoty vody je rovna součtu energie kinetické, tlakové a potenciální. Tato energie se nazývá **hydraulický potenciál** (také **Hubbertův potenciál** podle amerického hydrogeologa M.K. Hubberta), $(m^2 \cdot s^{-2})$ a označuje se symbolem ϕ ,

$$\phi = g \cdot z + \frac{p}{\rho} = g \cdot z + \frac{\rho \cdot g \cdot h_p}{\rho} = g(z + h_p) \quad (3.8.)$$

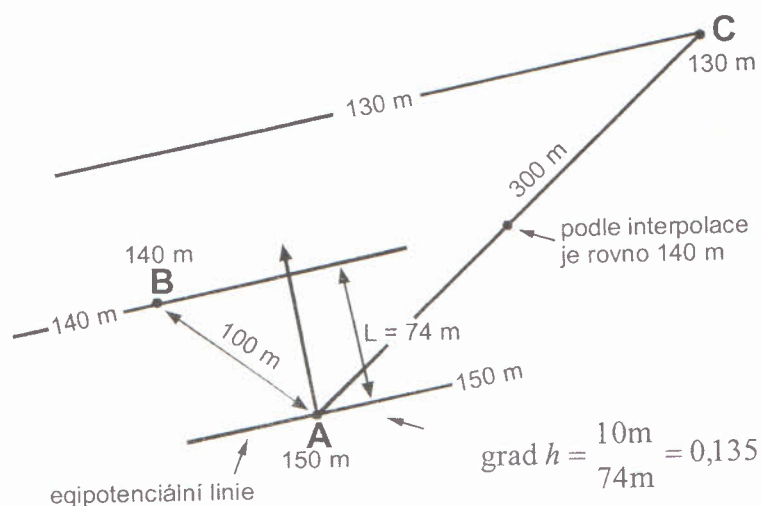
Protože $z + h_p = h$, obdržíme

$$\phi = g \cdot h \quad (3.9.)$$

Hydraulický potenciál je hybná síla, která kontroluje pohyb podzemní vody a představuje energii na jednotku hmoty kapaliny.

3.1.3. Výpočet hydraulického gradientu

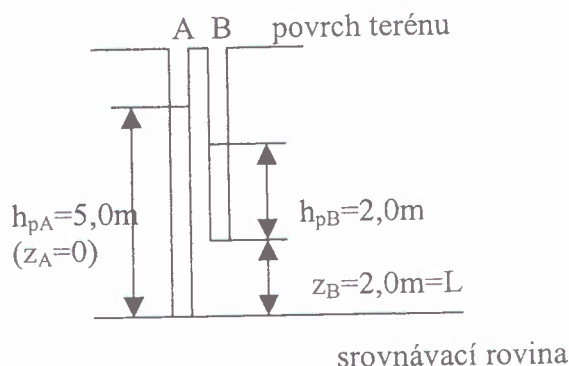
Hydraulické výšky používáme k výpočtu hydraulického gradientu. V nejjednodušším případě je hladina podzemní vody aproximována rovinou a k výpočtu horizontálního hydraulického gradientu potřebujeme hydraulické výšky na 3 bodech. Výpočet je nazýván metodou hydrogeologického trojúhelníka a je patrný z obr. 3.2.



Obr. 3.2. Hydrogeologický trojúhelník (podle Domenico a Schwartz 1998).

V případě výpočtu vertikálního hydraulického gradientu potřebujeme 2 piezometry těsně u sebe otevřené ve různé hloubce (tzv. víceúrovňové piezometry).

Př.: Vypočtete vertikální hydraulický gradient, když hladina vody je v piezometru A hlubokém 6,0 m v hloubce 1,0 m a v piezometru B hlubokém 4,0 m v hloubce 2,0 m (obr. 3.2.).



Obr. 3.3. Určení vertikálního hydraulického gradientu (viz příklad).

Řešení: Hladina vody v hlubším piezometru je blíže povrchu než v méně hlubokém piezometru, což znamená, že se jedná o proudění zdola nahoru nebo-li o zónu vývěru (viz kapitola 5.). Zavedeme si srovnávací rovinu na bázi piezometru A. Pak je $z_A = 0$ a $h_A = h_{pA} = 5,0$ m. Pro piezometr B platí, že $z_B = 2,0$ m, $h_{pB} = 2,0$ m a $h_B = z_B + h_{pB} = 4,0$ m. Vertikální vzdálenost L mezi perforacemi piezometrů A a B je 2,0 m, takže vertikální hydraulický gradient je $I = (5,0 - 4,0)/2,0 = 0,5$.

3.2. Darcyho zákon

3.2.1. Darcyho experiment

V 19. století prováděl francouzský inženýr Darcy pokusy s filtrací vody, která měla zásobovat město Dijon. Darcy zjistil, že **objemový průtok** Q vody přes pórové prostředí v koloně (obr. 3.4.) přímo závisí na rozdílu v hydraulických výškách na vstupu a na výstupu kolony ($h_A - h_B$), nepřímo závisí na délce L dráhy filtrace a také přímo závisí na konstantě úměrnosti k , zvané **hydraulická vodivost**, která charakterizuje vlastnosti pórového prostředí a v něm proudící kapaliny (viz dále v kapitole 4.). Tyto závislosti je možné vyjádřit jako

$$Q \propto (h_A - h_B) \quad Q \propto 1/L \quad Q \propto k \quad (3.10.)$$

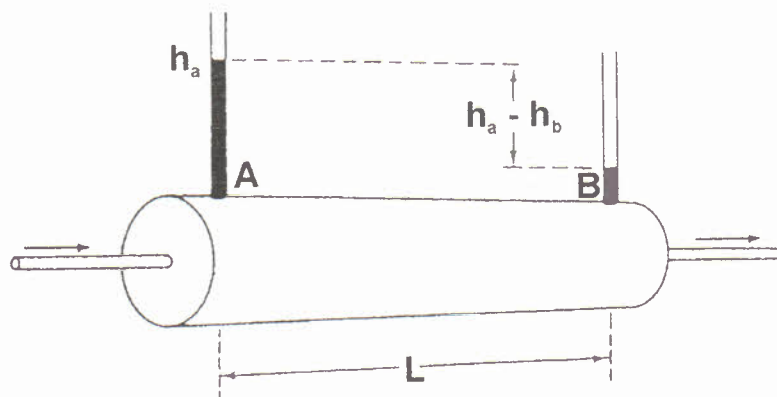
Objemový průtok také závisí na průřezu kolony A kolmém na směr proudění. Rovnici, která zahrnuje všechny tyto uvedené faktory, můžeme vyjádřit jako

$$Q = -k \cdot A \cdot \frac{h_A - h_B}{L} \quad (3.11.)$$

nebo také

$$Q = -k \cdot A \cdot \frac{dh}{dl} \quad (3.12.)$$

kde dh/dl je **hydraulický gradient** (také hydraulický spád), dh je rozdíl hydraulických výšek mezi dvěma body a dl je jejich vzdálenost. Záporné znaménko indikuje, že proudění je ve směru snižující se hodnoty hydraulické výšky.



Obr. 3.4. Uspořádání Darcyho experimentu.

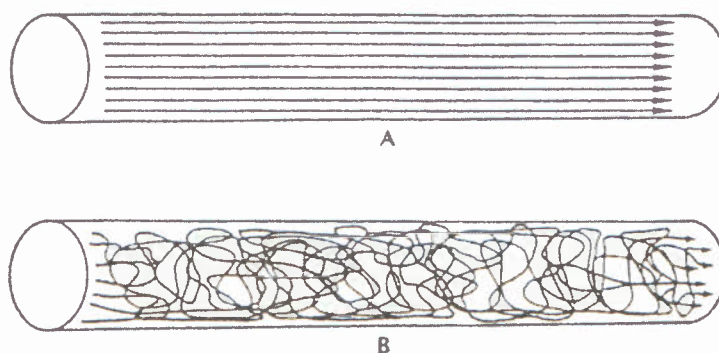
Pokud místo hydraulických výšek použijeme hydraulický potenciál, obdržíme rovnici

$$Q = -\frac{k \cdot A}{g} \cdot \frac{d\phi}{dl} \quad (3.13.)$$

kde ϕ je hydraulický potenciál.

3.2.2. Podmínky platnosti Darcyho zákona

Když se kapalina, která byla původně v klidu, dá do pohybu, musí překonat odpor proti proudění způsobený její viskozitou a třením se zrny pevné fáze. Kapaliny, které proudí relativně pomalu, jsou kontrolovány viskózními silami. V tomto případě jde o **laminární proudění** a molekuly kapaliny se pohybují po paralelních drahách, zvaných proudnice. Když se rychlost proudění kapaliny zvýší, zvýší se také kinetická energie kapaliny a setrvačné síly postupně překonají viskózní síly odporu proti pohybu. Molekuly kapaliny se začnou pohybovat po křivočarých drahách, které se kříží a tento typ proudění se nazývá **turbulentní proudění** (obr. 3.5.).



Obr. 3.5. Laminární (A) a turbulentní proudění (B), (Fetter, 1994).

Reynoldsovo číslo Re slouží k určení typu proudění a je definováno jako

$$Re = \frac{\rho \cdot v \cdot d}{\mu} \quad (3.14.)$$

kde v je rychlost proudění v $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, ρ je měrná hmotnost kapaliny v $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$, d je průměr zrn v m a μ je dynamická viskozita kapaliny v Pa.s. Za hodnotu d se obvykle dosazuje střední průměr zrn d_{50} . Nízké hodnoty Re odpovídají oblasti platnosti Darcyho zákona. Mezi hodnotami 1 až 10 je přechodná oblast a při hodnotách nad 10 je už proudění turbulentní. Turbulentní proudění je typické pro otevřené kanály v krasu a také pro zónu v blízkosti čerpaného vrtu, kde dochází k přídavným ztrátám hydraulické výšky. Pro turbulentní proudění platí upravená Darcyho rovnice,

$$Q = -k \cdot A \cdot I^{1/n} \quad (3.15.)$$

kde n je parametr mezi hodnotami 1,0 pro laminární proudění a 2,0 pro turbulentní proudění. Ve velmi nepropustném prostředí jako jsou jíly také dochází k porušení lineární závislosti

mezi průtokem a hydraulickým gradientem při jeho velmi nízkých hodnotách. Existuje totiž **prahový hydraulický gradient**, při kterém se voda dá ve velmi nepropustném prostředí do pohybu. Tím pádem může být při nenulové hodnotě hydraulického gradientu nulový průtok, tedy voda může být v klidu.

3.2.3. Specifický průtok a rychlost proudění

Pokud vydělíme průtok plochou průřezu kolmou na směr proudění, obdržíme **specifický průtok q** (v české literatuře také fiktivní rychlost) což je průtok přes jednotkový průřez:

$$q = \frac{Q}{A} = k \cdot I \quad (3.16.)$$

kde jednotky q jsou $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$. Ve skutečnosti je však průřez dostupný pro proudění menší než celkový průřez, protože voda protéká jen v pórech. Kromě toho část póru je vyplněna vodou, která se neúčastní proudění, což je např. voda v nekomunikujících pórech. **Střední lineární rychlost proudění v** (v české literatuře také skutečná rychlost) v $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ obdržíme po vydělení specifického průtoku efektivní pórovitostí n_e (viz kapitola 4.):

$$v = \frac{Q}{A \cdot n_e} = \frac{q}{n_e} \quad (3.17.)$$

Z uvedené rovnice je patrné, že při poklesu efektivní pórovitosti n_e se zvýší střední lineární rychlost proudění. To je typické např. u hornin s puklinovou propustností, kde hodnoty efektivní pórovitosti jsou i o dva řády nižší a rychlosti proudění tím pádem vyšší než u pórového prostředí se stejnou hodnotou hydraulické vodivosti (Domenico a Schwartz, 1998).

Literatura ke kapitole 3:

Bear J., 1972: Dynamics of Fluids in Porous Media, Amer. Elsevier, N.Y., 764 str.

Domenico P.A., Schwartz F.W., 1998: Physical and Chemical Hydrogeology, 2nd Edition, John Wiley and Sons, New York.

Fetter C.W., 1994: Applied Hydrogeology, 3rd Edition, Prentice Hall, New York.

Freeze R.A., Cherry J.A. 1979: Groundwater, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.

Šilar J., Pačes T., Dovolil M., Sarga K., 1983: Všeobecná hydrogeologie, SPN Praha, 177 str.

4. Vlastnosti zvodněných formací

4.1. Pórovitost geologických materiálů

4.1.1. Definice pórovitosti

Pórovitost n (také celková pórovitost) sedimentů je definována jako podíl objemu dutin ve vzorku V_V a objemu celého vzorku V_{celk} ,

$$n = \frac{V_V}{V_{celk}} \quad (4.1.)$$

Tento parametr je ve formě bezrozměrného čísla menšího než 1,0 a pokud jej chceme vyjádřit hodnotu v %, násobíme jej 100. Parametrem spojeným s pórovitostí je **číslo pórovitosti e** , definované jako poměr objemu dutin V_V ve vzorku a objemu zrn pevné fáze V_{zrn} ve vzorku,

$$e = \frac{V_V}{V_{zrn}} \quad (4.2.)$$

Protože $V_{celk} = V_V + V_{zrn}$, platí, že

$$n = \frac{e}{e+1} \quad (4.3.)$$

V nasycené zóně se používá termín **efektivní pórovitost n_e** (někdy také zvaná kinematická pórovitost), která je definovaná jako

$$n_e = \frac{V_{cv}}{V_{celk}} \quad (4.4.)$$

kde V_{cv} je objem pórů, kterými může voda proudit gravitační silou. Platí, že $n_e < n$, protože v některých pórech je voda držena kapilárními silami a není pohyblivá a navíc existují i nekomunikující póry. Efektivní pórovitost souvisí s drenážní pórovitostí (viz dále) a používá se k výpočtu skutečné rychlosti proudění (viz kapitola 3.). Její hodnota se může lišit v závislosti na způsobu stanovení.

Mezi celkovou měrnou hmotností ρ_b (g.cm^{-3}), měrnou hmotností zrn pevné fáze ρ_{zrn} (g.cm^{-3}) a pórovitostí n platí následující vztah:

$$\rho_b = n \cdot \rho_{voda} + (1-n) \cdot \rho_{zrn} \quad (4.5.)$$

kde ρ_{voda} je měrná hmotnost vody. V případě, že sediment neobsahuje vodu, obdržíme úpravou této rovnice vztah pro výpočet pórovitosti:

$$n = 1 - (\rho_b / \rho_{zrn}) \quad (4.6.)$$

Definujme si ještě dva parametry, které se používají v nenasycené zóně nad hladinou podzemní vody. **Vlhkost** θ je definována jako poměr objemu vody ve vzorku k objemu celého vzorku,

$$\theta = \frac{V_{voda}}{V_{celk}} \quad (4.7.)$$

Saturace vodou S_{voda} je pak objem vody ve vzorku dělený celkovou pórovitostí vzorku,

$$S_{voda} = \frac{V_{voda}}{n} \quad (4.8.)$$

Platí, že $\theta = S_{voda} \cdot n$ a vlhkost je tedy nižší než saturace vodou. Podobně jako je definována saturace vodou, může být definována i saturace např. volnou fází organických látek. Tato problematika je diskutována např. v Domenico a Schwartz (1998) a Fetter (1999).

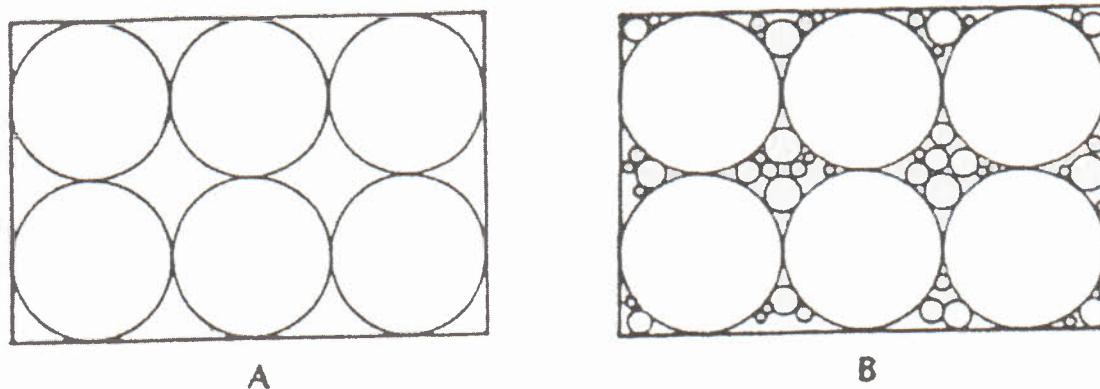
4.1.2. Pórovitost sedimentů

Pórovitost závisí na velikosti zrn a na způsobu jejich uložení. Kdyby zrna byla ve tvaru koulí stejné velikosti a kdyby byla uložena na sobě (obr. 4.1.A), obdrželi bychom maximální pórovitost 47,65 %. Kdyby byly koule uspořádány těsněji (romboedrické uspořádání, obr. 4.1.B), pórovitost by byla 25,95 %.



Obr. 4.1. Uložení zrn v sedimentu (Fetter, 1994).

Pokud mají zrna různé velikosti, pórovitost klesá. Menší zrna vyplňují prostory mezi většími zrny a snižují tím pórovitost (obr. 4.2.A a 4.2.B). Zastoupení jednotlivých zrnitostních frakcí v sedimentu se vyjadřuje **granulometrickou křivkou**. Čím víc je tato granulometrická křivka pro daný sediment roztaženější při stejné hodnotě střední velikosti zrn d_{50} , tím nižší je jeho pórovitost. Pórovitost také souvisí s tvarem zrn. Zakulacená zrna jsou kompaktněji uložena a sedimenty, které je obsahují, mají nižší pórovitost, než je tomu v případě zrn nepravidelného tvaru. Jíly mají vysoké hodnoty pórovitosti.



Obr. 4.2. Vliv granulometrické distribuce na pórovitost (Fetter, 1994).

4.1.3. Pórovitost zpevněných sedimentárních hornin

Procesem vzniku zpevněných sedimentárních hornin ze sedimentů je **diagenéze**. Při tomto procesu po překrytí sedimentů dochází k jejich kompakci vlivem tlaku nadloží a také k jejich transformaci při reakcích vody v jejich pórech se zrný sedimentu. Kompakce redukuje objem pórů a mění jejich tvar. Vysrážení kalcitu, dolomitu, křemene a dalších minerálů v pórech redukuje pórovitost a naopak rozpouštění minerálů pórovitost zvyšuje. Primární struktura původních sedimentů se zachovává i ve zpevněných sedimentárních horninách. Např. pórovitost pískovců závisí na velikosti zrn, jejich tvaru, stupni vytrídění atd. Jako obecné pravidlo platí, že diagenéze snižuje pórovitost původních sedimentů.

Zpevněné sedimentární horniny v blízkosti povrchu obvykle obsahují pukliny, které tvoří **sekundární (puklinovou) pórovitost** na rozdíl od **primární (průlinové) pórovitosti**, tvořené průlinami v matici horniny. Rozpouštění minerálů při proudění podzemní vody může zvětšit šířku puklin. Hlavní příčinou puklinatosti jsou tektonické procesy, které v horninách, které nejsou plastické, vytvářejí rozevřené pukliny. V plastických horninách jako jsou jíly může k vytváření puklin dojít při kontrakci horniny při vysychání.

Kalcit a dolomit jsou chemogenní sedimenty u kterých při rozpouštění dochází ke vzniku otevřených prostor (kanálů a kavern), které mohou mít značné rozměry a které tvoří **krasovou pórovitost**.

Analogicky s uvedenými pojmy jsou používány pojmy průlinová, puklinová a krasová propustnost.

Efektivní pórovitost zpevněných sedimentárních hornin je z důvodu vzniku sekundární pórovitosti velmi proměnlivá. Pohybuje se zhruba mezi 1 % a 30 %.

4.1.4. Pórovitost plutonických a metamorfních hornin

Tyto horniny obvykle mají nízké hodnoty jak celkové, tak i efektivní pórovitosti. Primární pórovitost se blíží nule, ale sekundární pórovitost může hrát důležitou roli. Pukliny mohou vznikat při snížení tlaku vlivem eroze povrchu a při tektonických procesech. Horniny mohou obsahovat pukliny v několika na sebe kolmých směrech. Vznik puklin může zvýšit pórovitost až na hodnoty mezi 2 až 5 %. Intenzivní alterace plutonických a metamorfních hornin v přípovrchové zóně může zvýšit hodnoty pórovitosti až na více než 30 %.

4.1.5. Pórovitost vulkanických hornin

Vulkanické horniny mají podobné složení jako plutonické horniny, ale vznikly na zemském povrchu, kde došlo k jejich rychlému ochlazení. Horniny často obsahují drobné prázdné prostory, ale ty jsou často nespojitě a tak se nepodílejí na proudění. Lávové proudy jsou často na povrchu rozlámány do bloků, což zvyšuje jejich pórovitost. Ta může být u bazaltů v rozmezí 1 % až 12 %. Lávové tunely, zachované v některých lávových příkrovech, mohou mít stejnou funkci jako kanály vytvořené rozpouštěním v karbonátech v krasu.

4.1.6. Drenážní pórovitost a retenční kapacita

Drenážní pórovitost n_D (specific yield) je definována jako poměr objemu vody, který vyteče ze vzorku gravitační drenáží a celkového objemu vzorku. Voda, která pak zůstane ve vzorku, je v něm vázána kapilárními silami a je také přítomna jako hygroskopická voda, která obaluje zrna pevné fáze. Čím menší jsou zrna pevné fáze, tím je větší jejich specifický povrch a tím i objem hygroskopické vody ve vzorku. Protože velikost pórů klesá s klesající velikostí zrn, platí také, že objem kapilárně vázané vody roste s klesající velikostí zrn. Platí, že drenážní pórovitost je zhruba rovna efektivní pórovitosti n_e už dříve definované v této kapitole, tedy $n_D \cong n_e$.

Retenční kapacita S_r (v české literatuře také kapilární pórovitost) je rovna poměru objemu vodu ve vzorku, která se neuvolní gravitační drenáží (tedy kapilární a hygroskopické vody) a objemu vzorku. Platí, že

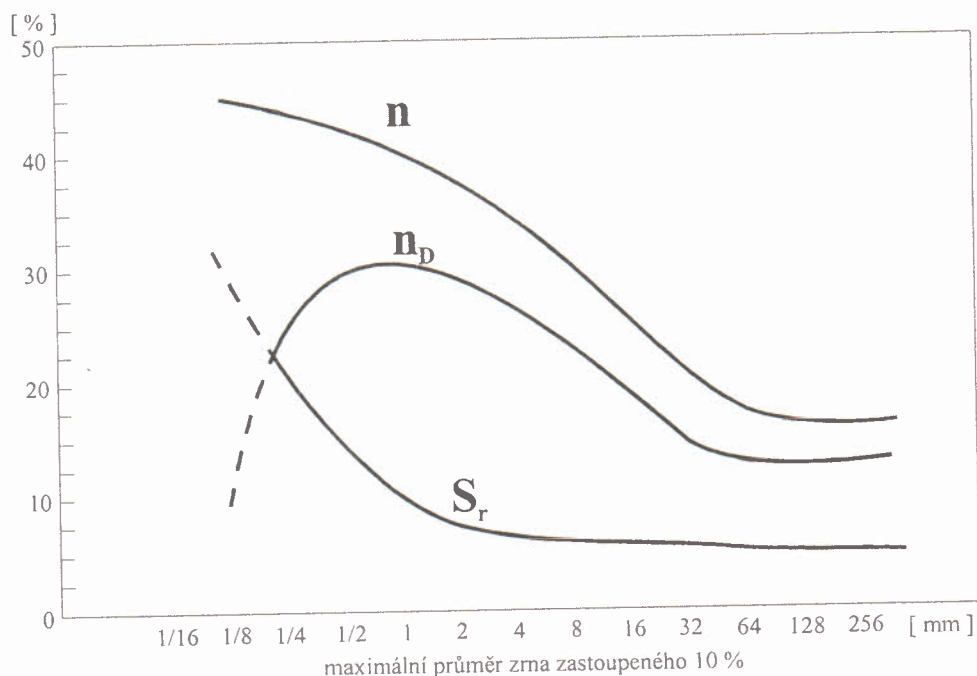
$$n = n_D + S_r \quad (4.9.)$$

tedy součet drenážní pórovitosti a retenční kapacity je roven celkové pórovitosti. Retenční kapacita roste se zmenšováním velikosti zrn, takže např. jíl může mít celkovou pórovitost okolo 50 %, ale retenční kapacitu nad 45 %. V tabulce 4.1. jsou typické hodnoty drenážní pórovitosti. Je vidět, že nejvyšší hodnoty mají střednězrný a hrubozrný písek.

Tabulka 4.1. Typické hodnoty drenážní pórovitosti (Gélinas a Therrien, 2001).

Materiál	n_D (%)
Jíl	2
Silt	7
Písčitý jíl	18
Jemnozrný písek	21
Střední písek	26
Hrubozrný písek	27
Šterkovitý písek	25
Jemný šterk	25
Střední šterk	23
Hrubozrný šterk	22

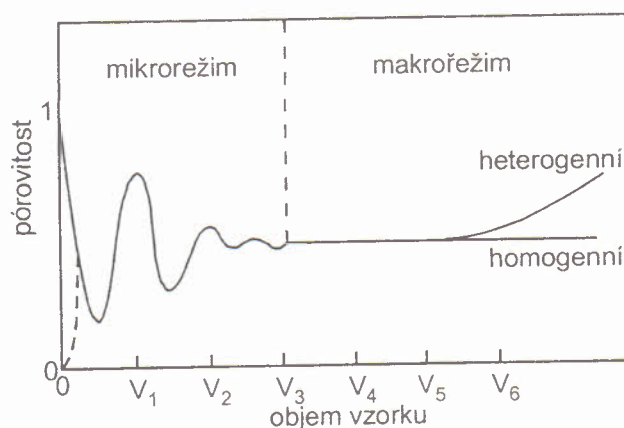
Vztahy mezi pórovitostí, drenážní pórovitostí a retenční kapacitou jsou na obr. 4.3.



Obr. 4.3. Typické hodnoty pórovitosti n , drenážní pórovitosti n_D a retenční kapacity S_r jako funkce velikosti zrna d_{10} (Todd 1959, upraveno z Šilar et al., 1983).

4.1.7. Reprezentativní elementární objem (REV)

Reprezentativní elementární objem (representative elementary volume REV) je objem pórového prostředí, pro který můžeme definovat průměrné hydraulické parametry. Na obr. 4.4. jsou změny pórovitosti se změnou objemu vzorku. Když je objem vzorku sedimentu velmi malý, může pórovitost nabývat hodnoty 0 (jsme v zrně) nebo hodnoty 1,0 (jsme uvnitř póru). Při nárůstu objemu vzorku dochází k oscilacím, ale pak se hodnota pórovitosti ustálí u určité hodnoty. Tato hodnota (na obr. 4.4.) se nazývá reprezentativní elementární objem. Při dalším zvětšení objemu vzorku a pokud je prostředí heterogenní však může docházet k dalším oscilacím (zde mezi V_5 a V_6). U puklinového a krasového prostředí jsou hodnoty REV často extrémně velké nebo je nemůžeme definovat vůbec.



Obr. 4.4. Koncept REV (z Domenico a Schwartz 1998).

4.2. Propustnost geologických materiálů

4.2.1. Hydraulická vodivost a koeficient propustnosti

V kapitole 3. byl uveden Darcyho zákon proudění v pórovém prostředí. Z Darcyho rovnice můžeme vyjádřit **hydraulickou vodivost** (L/T , obvykle m/s) jako

$$k = -\frac{Q}{A(dh/dl)} \quad (4.10.)$$

Jednotky Q jsou objem za čas (L^3/T), jednotky průřezu A jsou jednotky plochy (L^2) a hydraulický gradient je bezrozměrný (L/L). Hydraulická vodivost k je funkcí jak vlastností pórového prostředí, tak i vlastností proudící kapaliny. Je tedy jiná pro vodu, pro ropu atd. Dvě vlastnosti kapaliny, které ovlivňují hydraulickou vodivost jsou její **měrná hmotnost** ρ a její **dynamická viskozita** μ . Hydraulická vodivost je přímo závislá na měrné hmotnosti proudící kapaliny a nepřímo závislá na její dynamické viskozitě. Hodnota hydraulické vodivosti se vypočte jako

$$k = K \cdot \frac{\rho \cdot g}{\mu} \quad (4.11.)$$

kde g je gravitační zrychlení ($m \cdot s^{-2}$), ρ je měrná hmotnost kapaliny ($kg \cdot m^{-3}$), μ je dynamická viskozita ($Pa \cdot s$) a K je **koeficient propustnosti** (intrinsic permeability) v (L^2 , obvykle v m^2). Koeficient propustnosti K je jen funkcí pórového prostředí a nezávisí tedy na druhu protékající kapaliny. V české hydrogeologické literatuře se také můžeme setkat s výrazem koeficient filtrace označovaným k_f a používaným pro hydraulickou vodivost a s označením k_p pro koeficient propustnosti.

Zhruba platí, že čím větší je čtverec střední velikosti zrn d (a tím i pórů), tím je větší i hodnota koeficientu propustnosti. Propustnost také závisí na tvaru pórů, který je vyjádřen bezrozměrným tvarovým faktorem C , takže pro propustnost platí, že je funkcí C a d :

$$K = f(C, d^2) \quad (4.12.)$$

kde d je průměr určité charakteristické velikosti zrn (viz dále).

V ropářské praxi se také používá jednotka **Darcy** D , kdy $1D$ odpovídá $9,87 \times 10^{-9} \text{ cm}^2$.

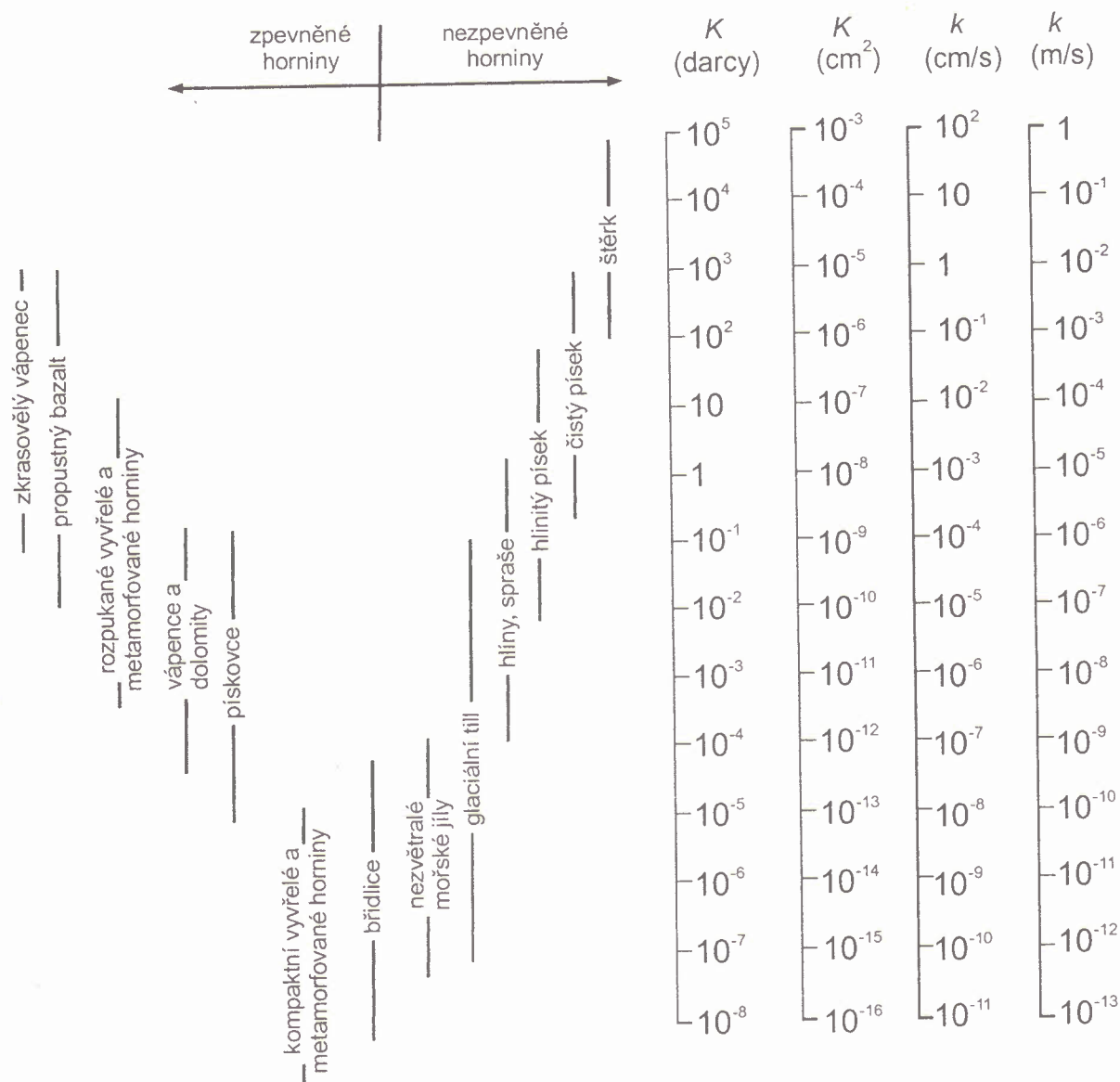
4.2.2. Faktory ovlivňující propustnost

Nezpevněné hrubozrné sedimenty tvoří nejlepší kolektory (viz dále). Na druhé straně jily jsou často používány např. v geotechnice pro konstrukci nepropustných stěn. Hodnoty propustnost mohou být v rozmezí minimálně deseti řádů. Propustnost závisí na velikosti zrn. Čím je sediment jemnozrnější, tím větší je jeho povrch v kontaktu s vodou a tím jsou i větší síly tření, které působí proti proudění. Pro nezpevněné sedimenty platí následující pravidla:

1. Propustnost se zvětšuje s rostoucí hodnotou mediánu velikosti zrn, protože se také zvětšuje velikost pórů.
2. Propustnost se zmenšuje pro danou hodnotu mediánu, když roste směrodatná odchylka rozložení velikosti zrn. To indikuje špatné vytrídění sedimentu a menší zrna tak mohou blokovat póry mezi většími zrny.

3. Hrubozrnější vzorky vykazují větší pokles propustnosti při růstu hodnoty směrodatné odchylky než jemnozrnější vzorky.
4. Vzorky s unimodální distribucí velikosti zrn vykazují větší propustnost než vzorky s bimodální distribucí.

Typické hodnoty propustnosti a hydraulické vodivosti sedimentů jsou na obr. 4.5.



Obr. 4.5. Hodnoty propustnosti a hydraulické vodivosti sedimentů (podle Freeze a Cherry, 1979).

4.2.3. Určování hydraulické vodivosti za použití propustoměrů

Hodnoty hydraulické vodivosti je možné určit v laboratoři za použití **propustoměrů** (také permeametrů). K tomu se obvykle používají vrtná jádra kruhového tvaru. U kohezních sedimentů je zkouška poměrně jednoduchá, protože poloha zrn ve vzorku v propustoměru odpovídá jejich původnímu uložení. U sypkých sedimentů dojde při zaplňování propustoměru ke změně polohy zrn a zkouška dává jen přibližné výsledky.

Rozlišují se **zkoušky s konstantním spádem** a **zkoušky s proměnlivým spádem**. Uspořádání zkoušek je patrné z obr. 4.6. U zkoušky s konstantním spádem (obr. 4.6.a) se hydraulický gradient napříč vzorkem během zkoušky nemění a měří se objem vody V , který za čas t proteče vzorkem. Hydraulická vodivost se pak vypočte jako

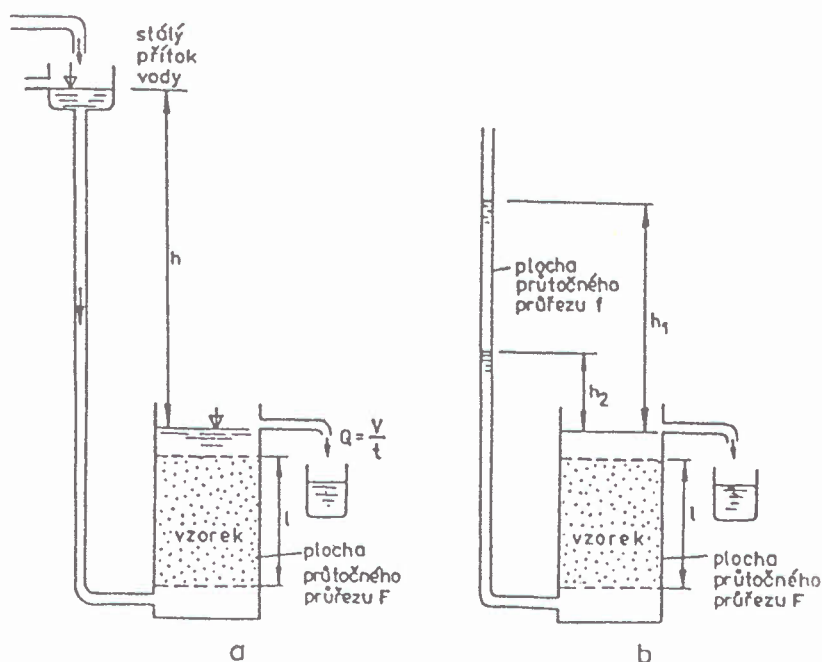
$$k = \frac{V \cdot l}{F \cdot t \cdot h} \quad (4.13.)$$

kde l je délka vzorku, F je průřez vzorku a h je rozdíl hydraulických výšek. Hydraulický gradient při zkoušce by se neměl příliš lišit od terénní hodnoty. Je také důležité, aby vzorek těsně přiléhal ke stěně propustoměru, protože jinak by hodnota hydraulické vodivosti byla nadhodnocená. Zkouška s konstantním spádem se používá u relativně propustných sedimentů. U sedimentů, které jsou relativně nepropustné, se používá propustoměr s proměnlivým spádem (obr. 4.6.b). Na začátku zkoušky se změří rozdíl hydraulických výšek h_1 a po určitém čase t pak rozdíl hydraulických výšek h_2 .

Hydraulická vodivost se vypočte jako

$$k = \frac{d_t^2 \cdot l}{d_{vz}^2 \cdot t} \cdot \ln \frac{h_1}{h_2} \quad (4.14.)$$

kde d_t je průměr trubice spojující vzorek s rezervoárem vody, d_{vz} je průměr vzorku, l je délka vzorku, h_1 a h_2 jsou rozdíly hydraulických výšek na začátku a na konci zkoušky a t je doba trvání zkoušky. Při zkouškách je třeba zajistit úplnou saturaci vzorků. Hodnoty hydraulické vodivosti získané ze zkoušek na propustoměrech jsou obvykle nižší než hodnoty získané v terénu při hydrodynamických zkouškách. Je to způsobeno tím, že se zvětšením měřítka zkoušek dojde k zahrnutí více heterogenních zón, které zvyšují propustnost.



Obr. 4.6. Zkoušky na propustoměrech s (a) konstantním spádem, (b) s proměnlivým spádem (podle Šilara et al., 1993).

4.2.4. Určování propustnosti z granulometrie za použití empirických vzorců

Jak už bylo uvedeno existuje souvislost mezi granulometrií vzorku sedimentu a jeho hydraulickou vodivostí. Obecně platí, že čím větší je velikost zrn a čím menší je její rozptyl, tím vyšší je hodnota hydraulické vodivosti. Na tom je založena aplikace **empirických vzorců**. Nejjednodušší je **Hazenův vzorec**, který používá velikost zrna d_{10} (tedy hodnotu z granulometrické křivky, pod kterou se nachází 10 % zrn menší velikosti). Hodnota hydraulické vodivosti se vypočte jako

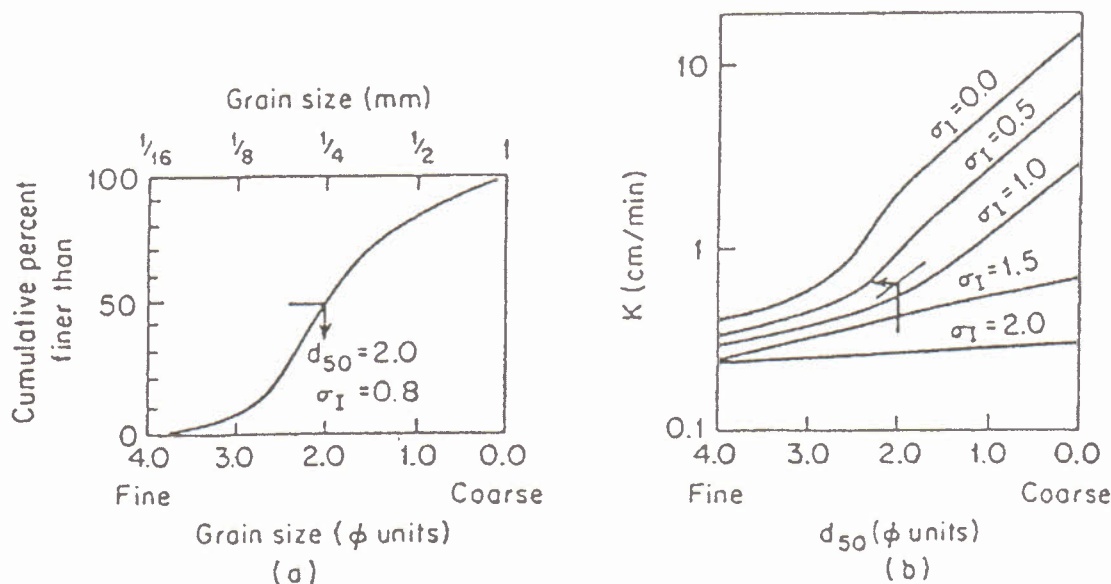
$$k = A \cdot d_{10}^2 \quad (4.15.)$$

kde A je konstanta. Pro d_{10} v mm a k v cm/s je A rovno 1,0.

Metoda Masch a Denny používá granulometrických křivek s měřítkem $\phi = -\log_2 d$. Postup je následující: (1) Vyneseme kumulativní křivku zastoupení zrn jako logaritmus jejich velikosti při základě 2 (obr. 4.7.(a)) a pak určíme hodnotu parametru distribuce zrn σ_I jako

$$\sigma_I = \frac{d_{16} - d_{84}}{4} + \frac{d_5 - d_{95}}{6,6} \quad (4.16.)$$

kde např. d_{16} je hodnota průměru zrna, zastoupeného 16 % na kumulativní křivce. Zároveň odečteme hodnotu průměru zrna d_{50} odpovídající 50 % na kumulativní křivce. (2) Pak určíme hydraulickou vodivost v cm/min z hodnot σ_I a d_{50} z typových křivek v grafu na obr. 4.7 (b).



Obr. 4.7. Grafy pro metodu Masch a Denny (z Gélinas a Therrien, 2001).

Další metodou je např. metoda Kozeny-Carmen (Bear, 1972).

Tyto metody, stejně jako zkoušky na propustoměrech, dávají jen orientační hodnoty hydraulické vodivosti, které mohou být použity jen jako první odhad.

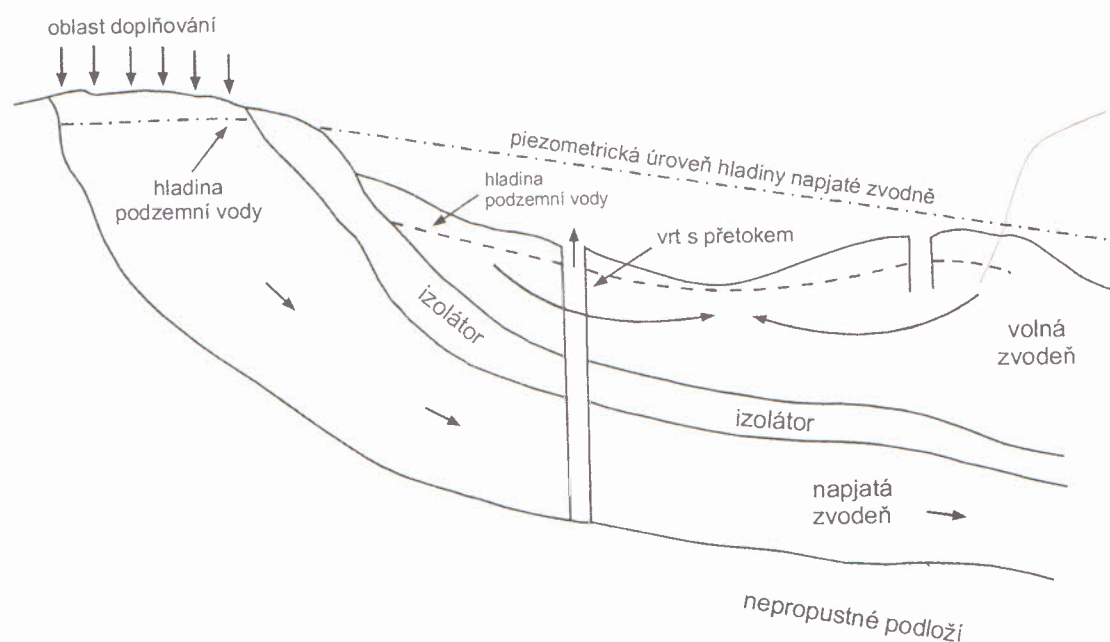
4.3. Zvodněné formace

4.3.1. Typy zvodněných formací

Z hlediska hydrogeologické funkce hornin a zemin rozlišujeme hydrogeologické kolektory a hydrogeologické izolátory. **Kolektor (aquifer)** se liší od přilehlého okolí svojí zvýšenou propustností a schopností propouštět podzemní vodu. **Izolátor (aquiclude)** má naopak relativně nižší propustnost a tím nižší schopnost propouštět podzemní vodu nebo její proudění úplně zamezit. Pokud přes izolátor může do kolektoru protékat nezanedbatelné množství vody, nazývá se **poloizolátor (aquitard)**. Izolátory a poloizolátory dále rozdělujeme na základě jejich pozice vůči kolektoru na **stropní izolátory** a na **počevní izolátory** (Jetel, 1982).

Těleso podzemní vody nazýváme **zvodně**, která je definována jako hydraulicky spojená akumulace podzemní vody. Její hranice mohou být geologické, např. kontakt kolektoru s izolátory nebo hydrogeologické, jako je hladina podzemní vody. Kolektor může obsahovat i jiné kapaliny než je podzemní voda, např. ropu. Zvodněný kolektor se také nazývá **zvodněnec** a jeden nebo více zvodněnců s přilehlými izolátory a poloizolátory se nazývá **zvodněný systém**.

Existuje **zvodně napjatá**, omezená izolátorem, na jejíž horní hranici je tlak vyšší než je tlak atmosférický a **zvodně volná**, shora omezená volnou hladinou, na které je atmosférický tlak (obr. 4.8.). Analogicky existuje **hladina volná** (geometrické místo bodů, v nichž je tlak roven atmosférickému tlaku a které ohraničují volnou zvodně) a **hladina napjatá** (svrchní hraniční plocha napjaté zvodně, na níž je vyšší tlak než je tlak atmosférický). **Piezometrická hladina** (také **potenciometrická plocha**) je geometrické místo bodů, na kterém je tlak v určité zvodni roven atmosférickému tlaku. Ta se u napjaté zvodně nazývá **výtlačná hladina** a její hodnota může být kladná, pokud je nad povrchem terénu a záporná, pokud je pod povrchem terénu.



Obr. 4.8. Volné a napjatá zvodně (podle Domenico a Schwartz, 1998). Zvodně ve spodním kolektoru je napjatá s výjimkou oblasti doplňování, kde má volnou hladinu. Čárkovaná čára nad úrovní terénu označuje piezometrickou hladinu v napjaté zvodni. Zvodně v horním kolektoru je volná a čárkovaná čára pod úrovní terénu označuje její volnou hladinu.

4.3.2. Hydraulické charakteristiky zvodněných formací

Hydraulické charakteristiky zvodněných formací dělíme na **odporové charakteristiky**, **kapacitní charakteristiky** a **kapacitně-odporové charakteristiky**. Odporové charakteristiky charakterizují schopnost formace propouštět kapaliny, kapacitní charakteristiky charakterizují její schopnost kapaliny akumulovat a uvolňovat a kapacitně-odporové charakteristiky popisují rychlost šíření hydraulických vzruchů ve zvodněných formacích.

Základními odporovými charakteristikami jsou už dříve uvedené koeficient propustnosti K a hydraulická vodivost k . Dalším parametrem, který se používá k popisu zvodněných formací, je **transmisivita** T (L^2/T , běžně v m^2/s). Ta je součinem hydraulické vodivosti a saturované mocnosti kolektoru,

$$T = k \cdot b \quad (4.17.)$$

kde b je mocnost kolektoru v (m). Tento parametr zohledňuje vliv mocnosti formace na průtok, protože při stejné hodnotě hydraulické vodivosti protéká větší objem kapaliny formací o vyšší mocnosti.

Základní kapacitní charakteristikou je **zásobnost** S (také **storativita**), což je objem vody, který se uvolní z hranolu jednotkového objemu kolektoru o jednotkové základně při jednotkovém snížení hydraulické výšky. Je to bezrozměrný parametr (objem/objem).

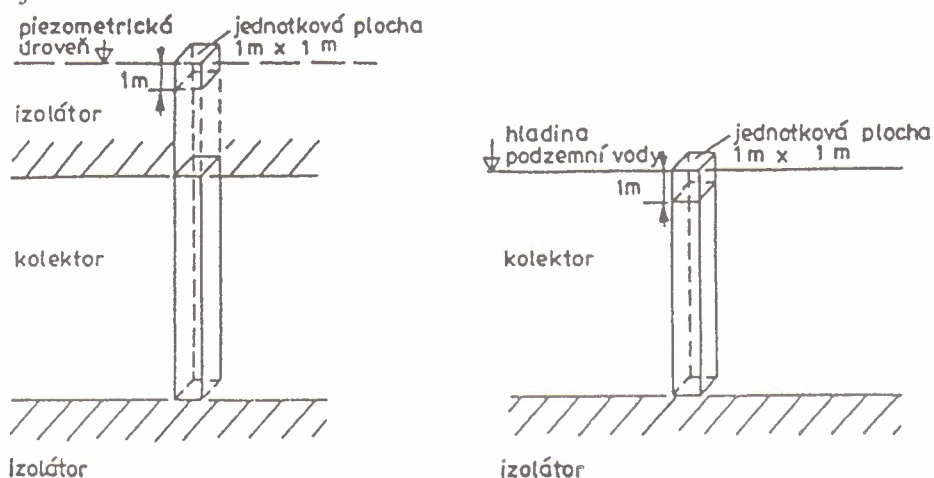
Pružná zásobnost S_p se vztahuje k napjaté zvodni, u které dochází při snížení hydraulické výšky k přeskupení zrn pevné fáze a k zvětšení objemu vody (viz dále). Jedná se o bezrozměrný parametr. Hodnota S_p je nízká, 0,005 a méně a vypočteme ji ze vzorce

$$S_p = b \cdot \rho_{voda} \cdot g \cdot (\alpha + n \cdot \beta) \quad (4.18.)$$

kde b je mocnost zvodně, ρ_{voda} je měrná hmotnost vody, α je stlačitelnost skeletu horniny, β je stlačitelnost vody, g je gravitační zrychlení a n je pórovitost. Malá hodnota S_p souvisí s tím, že při poklesu hydraulické výšky u napjaté zvodně nedochází ke drenáži pórů, obr. 4.9.(A). U napjaté zvodně je také definována **měrná pružná zásobnost** S_{sp} , která je rovna podílu pružné zásobnosti a mocnosti kolektoru:

$$S_{sp} = S_p / b = \rho \cdot g \cdot (\alpha + n \cdot \beta) \quad (4.19.)$$

Jednotkou S_{sp} je (m^{-1}). Hodnoty měrné pružné zásobnosti S_{sp} pro napjatou zvodně jsou okolo 0,00001 nebo ještě nižší.



Obr.4.9. Principy pružné zásobnosti (A) a volné zásobnosti (B) (podle Šilar et al., 1983).

U volné zvodně je situace odlišná, protože zde při poklesu hydraulické výšky dochází k drenáži pórů, obr. 4.9.(B). Objem uvolněné vody pak závisí na drenážní pórovitosti n_D , definované už dříve v této kapitole. Parametr, který odpovídá pružné zásobnosti S_p u napjaté zvodně, se u volné zvodně nazývá **volná zásobnost** S_v a platí, že $S_v \cong n_D$. U volné zvodně je ale část vody uvolněná i při změnách tlaku jako u napjaté zvodně a tak platí, že celková zásobnost je u volné zvodně rovna součtu příspěvků volné a pružné zásobnosti,

$$S = S_v + S_p \quad (4.20.)$$

Protože hodnota n_D je o několik řádů vyšší než S_p (s výjimkou jemnozrných materiálů, jako jsou jíly), často se jako zásobnost volné zvodně přijímá $S = S_v$. Hodnota pružné zásobnosti ale může hrát významnou roli na začátku čerpací zkoušky u volné zvodně (více v kapitole 7.5.). Hodnoty zásobnosti u volné zvodně jsou obvykle v rozmezí 0,02 až 0,30. Podobně jako u napjaté zvodně je u volné zvodně definována **měrná volná zásobnost** S_{sv} , která je rovna $S_{sv} = S_v/b$.

Celkový objem vody, který se uvolní z napjaté zvodně o základně A a poklesu hydraulické výšky Δh je roven

$$V_{celk} = S_p \cdot A \cdot \Delta h \quad (4.21.)$$

Výpočet pro volnou zvodně je identický, ale místo pružné zásobnosti použijeme drenážní pórovitost.

Př. a) Volná zvodně má hodnotu volné zásobnosti 0,13 a základnu 123 km^2 . Hladina zvodně během období bez doplňování poklesla o 0,23 m. Jaké byl objem vody, který ubyl ze zvodně?
b) Vypočítejte totéž pro napjatou zvodně s pružnou zásobností 0,0005 při snížení piezometrické úrovně o 0,23 m.

Řešení: a) Použijeme rovnici 4.21. $V = 0,13 \cdot (123 \times 10^6) \cdot 0,23 = 3,68 \times 10^6 \text{ m}^3$

b) Použijeme tutéž rovnici s hodnotou S_p : $V = 0,0005 \cdot (123 \times 10^6) \cdot 0,23 = 1,41 \times 10^4 \text{ m}^3$

Poměr mezi objemem vody uvolněným z volné zvodně a z napjaté zvodně je roven $3,68 \times 10^6 / 1,41 \times 10^4 = 261$

Kapacitně-odporové charakteristiky popisují šíření tlakových změn ve zvodněných kolektorech, závisující na hodnotě zásobnosti S . Čím je tato hodnota vyšší, tím je šíření tlakových změn pomalejší a naopak. To znamená, že šíření tlakových změn je rychlé u napjaté zvodně a pomalé u volné zvodně. Rychlost šíření tlakových změn ve zvodni je vyjádřena **koeficientem hydraulické difuzivity** a (L^2/T , obvykle v m^2/s):

$$a = T/S \quad (4.22.)$$

Koeficient hydraulické difuzivity se dále dělí na **koeficient tlakové vodivosti** a_p a na **koeficient hladinové vodivosti** a_h . Koeficient tlakové vodivosti a_p je definován pro napjatou zvodně a je roven

$$a_p = k/S_p \quad (4.23.)$$

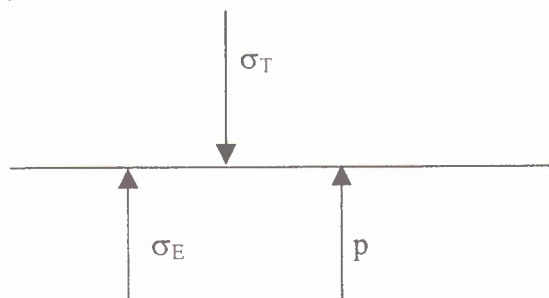
Koeficient hladinové vodivosti a_h je definován pro volnou zvodně a je roven

$$a_h = k/S_v \quad (4.24.)$$

Z typických hodnot pružné a volné zásobnosti uvedených výše vyplývá, že při stejné hodnotě k je $a_p \gg a_h$ a že se tedy hydraulické impulsy šíří mnohem rychleji v napjaté zvodni než ve volné zvodni.

4.3.3. Pružná zásobnost a objemové změny u zvodněných formací

Existuje vztah mezi objemovými změnami skeletu pevné fáze a vody a hodnotou pružné zásobnosti (Freeze a Cherry, 1979). Platí, že **celkové napětí** σ_T , způsobené tíhou nadloží formací je v kolektoru přenášeno částečně zrny pevné fáze a z části vodou v kolektoru. Část přenášená skeletem zrn se nazývá **efektivní napětí** σ_E a část přenášená vodou je **hydrostatický tlak** p , obr. 4.10.



Obr. 4.10. Rovnováha sil v kolektoru.

Platí, že uvedené síly jsou v rovnováze, tedy

$$\sigma_T = \sigma_E + p \quad (4.25.)$$

V případě poklesu hydraulické výšky vlivem čerpání dojde k tomu, že tíha nadloží zůstane stejná, ale dojde ke změnám efektivního napětí a hydrostatického tlaku a tedy

$$d\sigma_E + dp = 0 \quad \text{a} \quad d\sigma_E = -dp \quad (4.26.)$$

To znamená, že při snížení hydrostatického tlaku část tíhy nadloží přeberou zrna pevné fáze a dochází k jejich přeskupení. Je třeba dodat, že zde uvažujeme jen změny ve vertikálním směru (jde o 1-D teorii konsolidace podle K. Terzaghiho, známou z mechaniky zemin).

Hydrostatický tlak souvisí s tlakovou výškou h_p podle rovnice

$$p = \rho_{\text{voda}} \cdot g \cdot h_p \quad (4.27.)$$

Protože geodetická výška pro danou hloubku v kolektoru je konstantní, platí, že $dh_p = dh$, tedy změna tlakové výšky je rovna změně hydraulické výšky. Můžeme pak psát, že

$$d\sigma_E = -dp = -\rho_{\text{voda}} \cdot g \cdot dh \quad (4.28.)$$

Zavedeme veličinu, zvanou stlačitelnost pórového prostředí α . Ta je definovaná jako

$$\alpha = \frac{-dV_{\text{celk}} / V_{\text{celk}}}{d\sigma_E} \quad (4.29.)$$

kde dV_{celk} je změna objemu pórového prostředí, V_{celk} je jeho celkový objem a $d\sigma_E$ je změna efektivního napětí. Pro jednorozměrnou konsolidaci (1-D) ve vertikálním směru můžeme tuto rovnici zjednodušit a psát, že

$$\alpha = \frac{-db/b}{d\sigma_E} \quad (4.30.)$$

kde db je změna mocnosti kolektoru a b je mocnost kolektoru. Pak platí, že

$$db = -\alpha \cdot b \cdot d\sigma_E \quad (4.31.)$$

a po dosazení za $d\sigma_E$ a pro $dh = -l$ dostaneme

$$dV_T = db = \alpha \cdot b \cdot \rho_{voda} \cdot g \quad (4.32.)$$

kde jednotlivé členy rovnice už byly definovány dříve. Tato rovnice nám udává změnu objemu pórového prostředí.

Změna objemu vody pak závisí na stlačitelnosti vody, definované jako

$$\beta = \frac{-dV_{voda}/V_{voda}}{dp} \quad (4.33.)$$

kde dV_{voda} je změna objemu vody, V_{voda} je objem vody a dp je změna hydrostatického tlaku. Pro jednotkový objem kolektoru je objem vody roven pórovitosti n . Pak můžeme psát, že

$$dV_{voda} = -\beta \cdot dp \cdot n \quad (4.34.)$$

Po dosazení za tlak p a pro změnu hydraulické výšky $dh = -l$ dostaneme

$$dV_{voda} = \beta \cdot \rho_{voda} \cdot g \cdot n \quad (4.35.)$$

Objemová změna jednotkového objemu zvodněného kolektoru dV , která u napjaté zvodně odpovídá pružné zásobnosti, je pak rovna součtu změny objemu pórového prostředí a změny objemu vody,

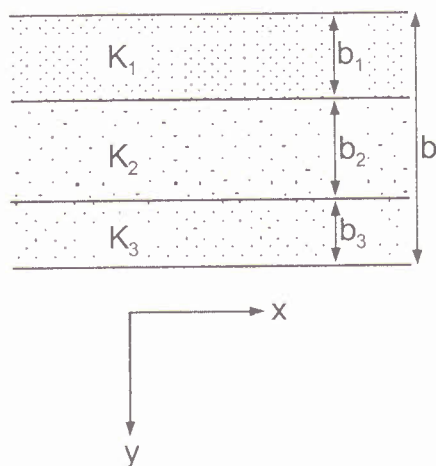
$$dV = S_{sp} = dV_{celk} + dV_{voda} = \rho_{voda} \cdot g (\alpha + n \cdot \beta) \quad (4.36.)$$

což je už dříve uvedená rovnice pro měrnou pružnou zásobnost (rovnice 4.19.). U jílů je obvykle $\alpha \gg \beta$ a stlačitelnost vody můžeme zanedbat. U zemin jako je hrubozrný písek jsou ale hodnoty α blízké hodnotám β . To má za následek poměrně značnou konsolidaci jílovitých zemin způsobenou poklesem tlaku při čerpání.

4.3.4. Homogenita a izotropie

Homogenní formace má v každém bodě stejné vlastnosti, tedy např. hydraulická vodivost je v každém jejím bodě konstantní. **Heterogenní formace** má naopak odlišné vlastnosti v různých bodech. Heterogenita je v geologických formacích spíše pravidlem než výjimkou.

Její původ je např. v rozdílných podmínkách při sedimentaci, které způsobují odchylky zrnitostního složení mezi jednotlivými vrstvami, ale i v rámci stejné vrstvy. V pórovém prostředí, které bude obsahovat kulatá zrna v pravidelném uspořádání, bude geometrie pórů ve všech směrech stejná. Vlastnosti pórového prostředí nebudou záviset na směru a bude to tedy **prostředí izotropní**. Běžnější je však případ, kdy v pórovém prostředí jsou zrna protažená a sedimentují s delší osou uloženou horizontálně. Tím pádem jsou hodnoty hydraulické vodivosti v horizontálním směru vyšší než ve vertikálním směru a jedná se o **prostředí anizotropní**. Navíc dochází k ukládání vrstviček různého granulometrického složení a tak je anizotropie způsobená i rozdíly propustnosti mezi jednotlivými vrstvami (obr. 4.11.).



Obr. 4.11. Vrstevní anizotropie způsobená rozdíly v sedimentaci.

U puklinového prostředí je obvykle silná anizotropie a preferenční směr proudění je dán směrem puklin. To znamená, že propustnost ve směrech odlišných od směru puklin může být blízká nule.

Forma Darcyho zákona, uvedená v kapitole 3., platí pro isotropní prostředí. V případě 3-D anizotropního prostředí kdy souřadnicové osy odpovídají směrům anizotropie, můžeme psát, že

$$q_x = -k_x \cdot (\partial h / \partial x), q_y = -k_y \cdot (\partial h / \partial y) \text{ a } q_z = -k_z \cdot (\partial h / \partial z) \quad (4.37.)$$

Situace je komplikovanější při obecné poloze os anizotropie vůči souřadnicovým osám. V tom případě je možné tok v každé rovině rozložit na normálovou složku a na dvě tangenciální složky. Např. tok ve směru normály k x je možné vyjádřit jako

$$q_x = -k_{xx} \cdot (\partial h / \partial x) - k_{xy} \cdot (\partial h / \partial y) - k_{xz} \cdot (\partial h / \partial z) \quad (4.38.)$$

Podobně je možné vyjádřit normálové toky ve směru os y a z , takže tenzor hydraulické vodivosti je

$$\begin{matrix} k_{xx} & k_{xy} & k_{xz} \\ k_{yx} & k_{yy} & k_{yz} \\ k_{zx} & k_{zy} & k_{zz} \end{matrix}$$

V případě, že souřadnicové osy jsou shodné s osami anizotropie, jsou diagonální členy rovny nule a dostaneme

$$\begin{pmatrix} k_{xx} & 0 & 0 \\ 0 & k_{yy} & 0 \\ 0 & 0 & k_{zz} \end{pmatrix}$$

Určení os anizotropie se provádí pomocí **elipsoidu anizotropie**, jehož konstrukce je diskutována např. ve Freeze a Cherry (1979).

V sedimentární formaci složené s více horizontálních vrstviček o hodnotách hydraulické vodivosti $k_1, k_2, \dots, k_n$ a o mocnostech $b_1, b_2, \dots, b_n$ vypočteme **průměrnou horizontální hydraulickou vodivost k_h** jako vážený aritmetický průměr,

$$k_h = \frac{\sum_{m=1}^n k_m \cdot b_m}{\sum_{m=1}^n b_m} \quad (4.39.)$$

Průměrnou vertikální hydraulickou vodivost k_v vypočteme jako harmonický průměr,

$$k_v = \frac{\sum_{m=1}^n b_m}{\sum_{m=1}^n \frac{b_m}{k_m}} \quad (4.40.)$$

Platí, že $k_h > k_v$, protože u vertikálního proudění napříč vrstevnatostí je průměrná propustnost nejvíce ovlivněná nejméně propustnou vrstvou, kdežto u proudění paralelního s vrstevnatostí je nejvíce ovlivněná nejvíce propustnou vrstvou. **Koeficient anizotropie KA** je

$$KA = k_h/k_v \quad (4.41.)$$

Hodnoty koeficientu anizotropie u sedimentárních formací běžně dosahují 10, ale i daleko vyšších hodnot.

Př.: Vypočtěte průměrnou horizontální a vertikální hydraulickou vodivost a faktor anizotropie u souvrství, které obsahuje vrstvu písku o hydraulické vodivosti rovné 1×10^{-4} m/s a mocnosti 10 cm a jílu o hydraulické vodivosti rovné 1×10^{-8} m/s a mocnosti 5 cm.

Řešení: - hodnotu k_h vypočteme z rovnice 4.37.:

$$k_h = (10^{-4} \cdot 0,1 + 10^{-8} \cdot 0,05) / 0,15 = 6,67 \times 10^{-5} \text{ m/s}$$

- hodnotu k_v vypočteme z rovnice 4.38.:

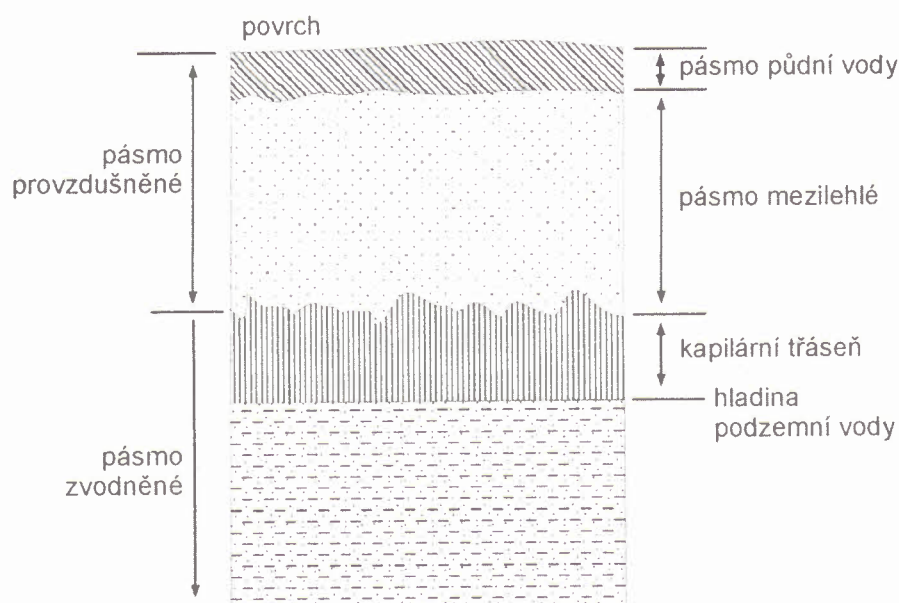
$$k_v = 0,15 / (0,1/10^{-4} + 0,05/10^{-8}) = 2,9 \times 10^{-8} \text{ m/s}$$

$$\text{- faktor anizotropie } FA = 6,67 \times 10^{-5} / 2,9 \times 10^{-8} = 2300$$

4.4. Distribuce půdní vody a proudění v nenasycené zóně

4.4.1. Zonálnost půdní vody

Základní dělení půdního profilu podle saturace pórů vodou je na **nasycenou zónu** (saturovanou zónu), kde póry jsou zcela vyplněné vodou a saturace S_{voda} pórů vodou se rovná 1,0 a vlhkost se rovná pórovitosti n , tedy $\theta = n$ a na **nenasycenou zónu** (nesaturovanou zónu, také provzdušněné pásmo), ve které naopak platí, že se v pórech kromě vody vyskytuje i vzduch a tedy $S_{voda} < 1,0$ a $\theta < n$ (obr. 4.12.). V nesaturované zóně se vyskytuje **hygroskopická voda**, **voda kapilární** a po srážkách se v ní může vyskytovat i **gravitační voda**. Hygroskopická voda je pevně vázána na zrna pevné fáze molekulárními silami a je pro rostliny nedostupná. Kapilární voda je vázána kapilárními silami a je pro rostliny dostupná. Gravitační voda odtéká pod vlivem gravitace.



Obr. 4.12. Zonálnost půdní vody pod povrchem.

Je definována **smáčivá fáze SF** (voda), která je na kontaktu se zrnem a **nesmáčivá fáze NF** (vzduch), která je uprostřed pórů. Po drenáži gravitační vody zůstává v pórech kapilární voda na hodnotě vlhkosti zvané **polní kapacita (field capacity)**. Pokud je v období sucha zásoba kapilární vody vyčerpána, klesne vlhkost na úroveň **bodu vadnutí (wilting point)**, kdy je v pórech jen hygroskopická voda, která nemůže být využita rostlinami. Podrobnější dělení nenasycené zóny je na **pásmo půdní vody** (také zavěšené kapilární vody) ovlivněné rostlinami a na **mezilehlou zónu** (také přechodnou zónu) do které už vliv transpirace rostlinami nezasahuje (obr. 4.12.). Pod mezilehlou vodou je zóna kapilární třásně, která je plně saturovaná vodou a o které pojednáváme dále.

4.4.2. Kapilární třaseň a kapilární tlak

Nad hladinou podzemní vody se vyskytuje **kapilární třaseň**. V ní je voda pod negativním tlakem (tlaková výška $h_p < 0$). Na hladině vody platí, že tlaková výška $h_p = 0$ a tak hydraulická výška h se rovná geodetické výšce z , tedy $h = z$. **Vadózni zóna** zahrnuje oblasti, kde je $h_p < 0$ a patří do ní tedy nesaturovaná zóna a kapilární třaseň.

Výška kapilární trąsně závisí na velikosti pórů a s jejich rostoucí velikostí se sniřuje. Uvařujeme kapilární trubičku o poloměru r . Rovnováha sil je dána rovností mezi tíhou sloupce vody v trubičce a povrchovým napětím, které drří sloupec vody v trubičce:

$$2 \cdot \pi \cdot r \cdot \sigma \cdot \cos \gamma = \pi \cdot r^2 \cdot h_c \cdot \rho_{\text{voda}} \cdot g \quad (4.42.)$$

kde σ je povrchové napětí vody ($\text{N} \cdot \text{m}^{-1}$), γ je kontaktní úhel mezi vodou a trubičkou (zde považovaný za rovný 0), h_c je výška kapilárního zdvihu, ρ je měrná hmotnost vody a g je gravitační zrychlení. Výšku kapilárního zdvihu vypočteme pro hodnoty σ a ρ_{voda} pro vodu o teplotě 20°C jako

$$h_c = 0,153/r \quad (4.43.)$$

Z rovnice vyplývá, ře při poklesu hodnoty poloměru pórů roste výška kapilárního zdvihu. Ta je např. u štěrku okolo 0,38 m, kdeřto u jemnozrného písku je to okolo 7,7 m.

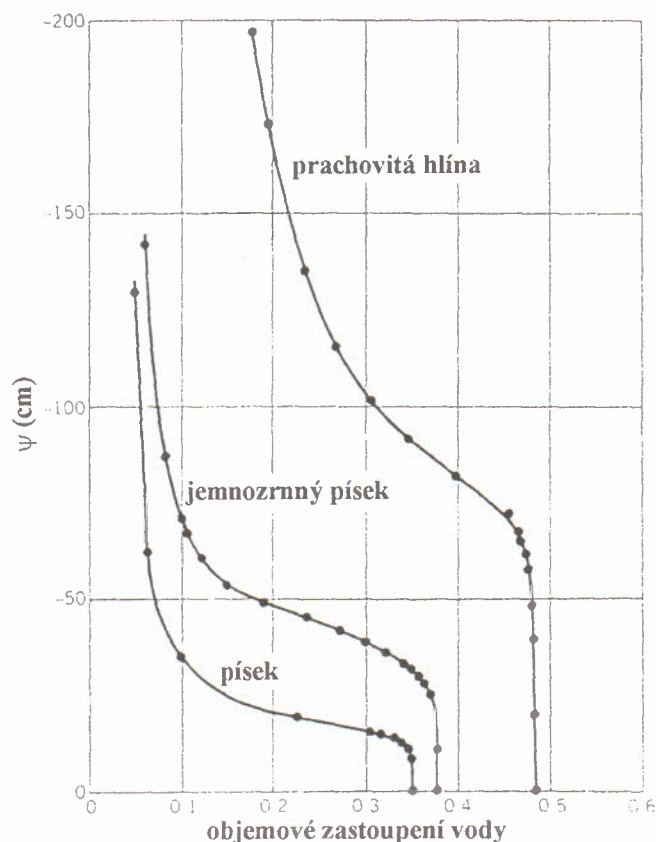
Kapilární tlak P je rozdíl tlaků na rozhraní mezi nesmáčivou fází NF a smáčivou fází SF a je přímo úměrný mezifázovému napětí a nepřímó úměrný poloměru pórů. Také ho vypočteme ho z rovnice 4.42., když do ní dosadíme P za součin ($h_c \cdot \rho_{\text{voda}} \cdot g$),

$$P = P_{NF} - P_{SF} = \frac{2 \cdot \sigma \cdot \cos \gamma}{r} \quad (4.44.)$$

Toto je obecná rovnice pro výpočet kapilárního tlaku, která se používá i pro jiné systémy než voda-vzduch, např. pro systém voda-organický kontaminant. V systému voda vzduch považujeme tlak nesmáčivé fáze (vzduchu) za rovný nule a kapilární tlak je pak $P = -P_{SF}$. Běžnější je ale udávat kapilární tlak v jednotkách délky (viz dále).

4.4.3. Kapilární křivky a křivky hydraulická vodivost-vlhkost

Jedním ze základních parametrů pórového prostředí je jeho **křivka kapilární tlak – vlhkost**. Kapilární tlak je obvykle vynášen v záporných hodnotách výšky sloupce vody, např. v cm a značí se ψ . Synonymem pro kapilární tlak je negativní hodnota tlakové výšky. Na obr. 4.13. je vidět, ře tato křivka se liří pro různé typy půdy. Nejnižším hodnotám vlhkosti odpovídají nejvyšří hodnoty kapilárního tlaku, přičemř pro písek dochází k vysokým hodnotám kapilárního tlaku při nižřích hodnotách vlhkosti než v případě jílu. Tyto křivky jsou také ovlivněny hysterezi, což znamená ře mají jiný průběh při drenáři pórů a jiný při zavodňování (imbibici) pórového prostředí. Hodnoty vlhkosti pro daný kapilární tlak jsou vyšří pro drenáž než pro zavodňování. To souvisí s několika faktory: např. s tím, ře kontaktní úhel mezi pevnou fází a vodou je jiný při drenáři a při zavodňování a také při zavodňování může vlhkost sniřovat přítomnost vzduchu blokovaného v pórech pod hladinou. Diskuze o hysterezi kapilárních křivek je např. v Hornberger et al., (1998) a ve Fetter (1999). Na křivkách je patrná **vstupní hodnota vzduchu ψ_b** , což je hodnota ψ , při níř začne klesat vlhkost, protože vzduch začne vytláčet vodu z původně plně saturovaných pórů. Např. u jemnozrného písku na obr. 4.13. je to okolo -24 cm. Tato hodnota odpovídá tlaku, který je nutný k průniku vzduchu do pórů původně zcela saturovaných vodou.



Obr. 4.13. Kapilární křivky pro různé typy půd (podle Brooks a Corey, 1966, z Domenico a Schwartz, 1998).

Existuje řada rovnic, vyjadřujících vztah mezi kapilárním tlakem a vlhkostí. Nejběžnější z nich je **rovnice Brookse a Coreyho**:

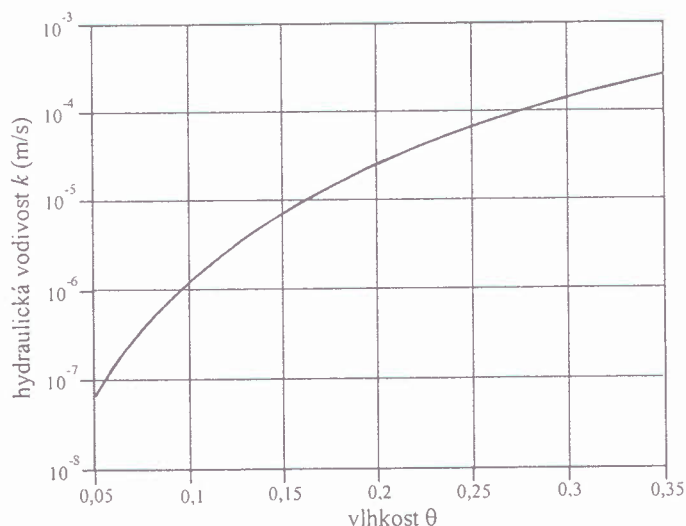
$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{\psi}{\psi_b} \right)^{-\lambda} \quad (4.45.)$$

kde θ je vlhkost, θ_r je reziduální vlhkost, θ_s je vlhkost zcela saturovaného vzorku, ψ je kapilární tlak, ψ_b je vstupní hodnota vzduchu a λ je experimentálně odvozený parametr pro daný typ půdy. Dalším běžně používaným vztahem je **rovnice van Genuchtena**:

$$\theta = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left[1 + (\alpha |\psi|^n)^m \right]} \quad (4.46.)$$

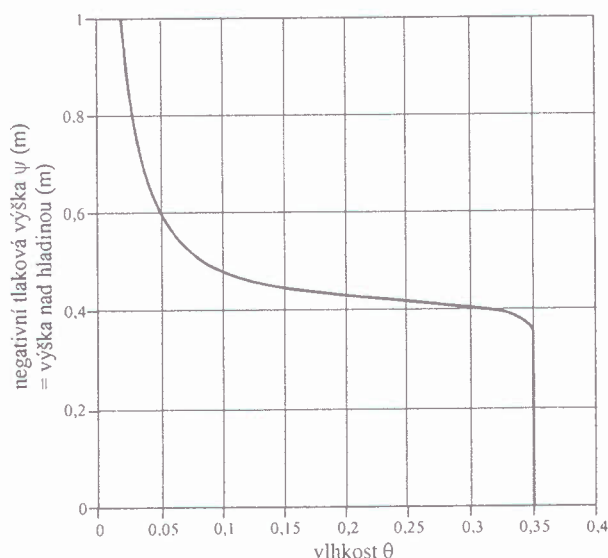
kde α , m a n jsou experimentálně odvozené parametry (platí, že $m = 1 - 1/n$) a význam ostatních parametrů je stejný jako u rovnice Brookse a Coreyho. Obě rovnice mohou stejně dobře popsat chování křivek sací tlak - vlhkost v pórovém prostředí, ale rovnici Brookse a Coreyho nelze použít při hodnotách kapilárního tlaku nižších než je vstupní hodnota vzduchu. Fetter (1999) uvádí příklady odvození parametrů pro obě uvedené rovnice na základě terénních dat.

Dalším důležitým parametrem pórového prostředí je **křivka hydraulická vodivost – vlhkost** (obr. 4.14.). I zde hydraulická vodivost klesá s rostoucím kapilárním tlakem (a tedy s klesající vlhkostí). To souvisí s drenáží pórů při rostoucí hodnotě kapilárního tlaku, při které se zmenšuje průtočný průřez. Velké póry v hrubozrnných půdách drénují dříve než malé póry v jemnozrnných sedimentech a to se např. projevuje rychlejším poklesem hydraulické vodivosti s klesající vlhkostí u štěrků než u jílu.



Obr. 4.14. Vztah mezi hydraulickou vodivostí a vlhkostí (podle Hornberger et al., 1998). Hydraulická vodivost klesá o skoro 4 řády při poklesu vlhkosti z 0,35 na 0,05.

Průběh vlhkosti a tlakové výšky v půdním profilu jsou pro ustálený stav znázorněny na obr. 4.15. Pod hladinou podzemní vody (tedy v nasycené zóně) je maximální vlhkost, která je rovna pórovitosti. Stejně tomu tak je nad hladinou podzemní vody v kapilární třásni. Mezi vrcholem kapilární třásně a povrchem terénu je pak vlhkost nižší než pórovitost. Tlaková výška je pozitivní pod hladinou podzemní vody a negativní nad hladinou podzemní vody. Přímo na hladině podzemní vody je pak tlaková výška ψ rovna nule, takže hydraulická výška je rovna geodetické výšce ($h = z$).



Obr. 4.15. Vlhkostní profil pro jemnozrný písek nad hladinou podzemní vody (Hornberger et al., 1998). Rovnovážný profil má stejný tvar jako kapilární křivka pro danou půdu.

4.4.4. Proudění v nenasycené zóně

Také v případě proudění v nenasycené zóně platí Darcyho zákon, nazývaný zde **Darcy-Buckinghamův zákon**. Jak už bylo uvedeno, v tomto případě není hydraulická vodivost konstantní jako v nasycené zóně, ale je funkcí vlhkosti, $k = f(\theta)$. Specifický průtok při vertikálním proudění v nenasycené zóně pak vypočteme jako

$$q_z = -k(\theta) \frac{dh}{dz} \quad (4.47.)$$

Tak jako v nasycené zóně má hydraulická výška dvě komponenty, geodetickou výšku z a tlakovou výšku, která je v nenasycené zóně negativní a značí se ψ . Po dosazení za h dostaneme

$$q_z = -k(\theta) \frac{d(\psi + z)}{dz} = -k(\theta) \left(\frac{d\psi}{dz} + 1 \right) \quad (4.48.)$$

Tato rovnice popisuje ustálené proudění (tedy proudění při konstantní vlhkosti a tedy i tlakové a hydraulické výšce v čase) v nenasycené zóně. V případě neustáleného proudění musíme Darcy-Buckinghamův zákon doplnit rovnicí kontinuity:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q_z}{\partial z} \quad (4.49.)$$

Tato rovnice říká, že změna vlhkosti (a tedy objemu vody) v čase v jednotkovém objemu pórového prostředí je v případě vertikálního proudění rovna změně toku ve směru osy z . Po dosazení rovnice 4.48. do rovnice kontinuity dostaneme základní rovnici proudění v nenasycené zóně, zvanou **Richardsova rovnice**:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k(\theta) \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (4.50.)$$

kde ψ je negativní tlaková výška, θ je vlhkost na objemové bázi, ~~vyjádřená jako~~ a $k(\theta)$ je hydraulická vodivost, vyjádřená jako funkce vlhkosti. Aplikace rovnice předpokládá, že přítomnost vzduchu neovlivňuje proudění vody a že jak voda tak i pórové prostředí jsou nestlačitelné. Tato rovnice je nelineární parciální diferenciální rovnicí, je jen obtížně analyticky řešitelná a proto se až na jednoduché případy řeší numericky. Základní podmínkou pro řešení této rovnice je znalost křivek kapilární tlak-vlhkost a hydraulická vodivost-vlhkost. V případě ustálených podmínek je možné určit průběh negativní tlakové výšky nad hladinou podzemní vody, aby proudění bylo rovno nule (statické podmínky po delším období bez deště). Pak můžeme psát, že

$$q_z = -k(\theta) \left(\frac{d\psi}{dz} + 1 \right) = 0 \quad (4.51.)$$

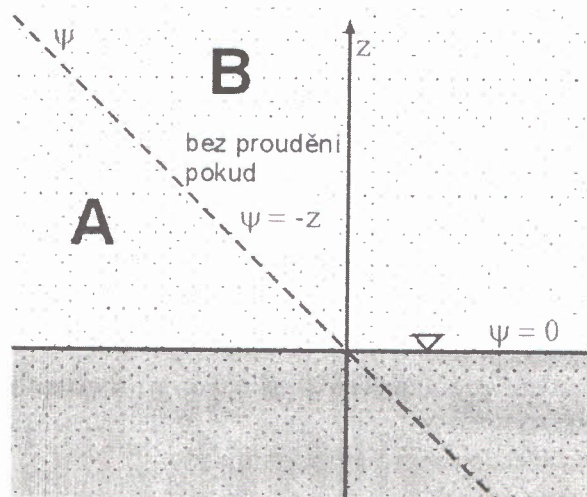
Protože hydraulická vodivost má nenulovou hodnotu, musí platit, že

$$\frac{d\psi}{dz} = -1 \quad (4.52.)$$

a z toho pak

$$d\psi = -dz \quad (4.53.)$$

To znamená, že změna tlakové výšky na vertikálním profilu musí být rovna negativní změně geodetické výšky. V takovém případě je hydraulický gradient a tím i proudění rovno nule. Další možné situace jsou na obr. 4.16.



Obr. 4.16. Vertikální profil negativní tlakové výšky ψ jako funkce polohy na vertikálním profilu. Šipka označuje hladinu podzemní vody. Pokud naměřená tlaková výška padne na čárkovanou čáru, je proudění rovno nule. Pokud padne do oblasti A, je proudění směrem nahoru a pokud padne do oblasti B, je proudění směrem dolů (podle Hornberger et al., 1998).

Př.: Tlaková výška je měřena v bodě I 1,0 m nad hladinou podzemní vody a v bodě II 1,4 m nad hladinou podzemní vody. Naměřená hodnota tlakové výšky v bodě I byla $-1,4$ m. Jaká musí být hodnota tlakové výšky v bodě II, aby byly statické podmínky (proudění rovno nule).
Řešení: Víme, že ve statických podmínkách musí být $d\psi = -dz$, tedy pro $dz = 0,4$ m musí být $d\psi = -0,4$ m a tedy $\psi = -1,4 + (-0,4) = -1,8$ m

4.4.5. Terénní měření parametrů v nenasycené zóně

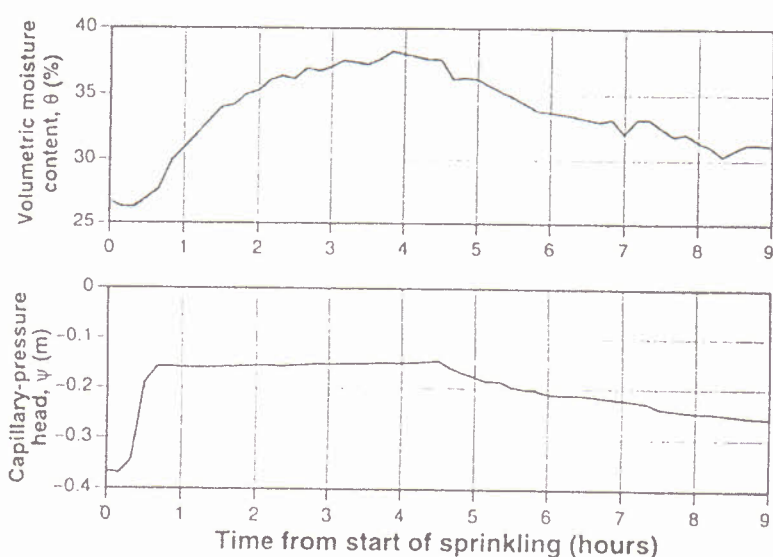
Parametry pro posouzení proudění v nenasycené zóně získáváme v terénu a v laboratoři. Základním údajem je hodnota sacího tlaku, kterou měříme **tenzometrem**. To je zařízení, sestávající z trubice naplněné kapalinou a spojené s okolním pórovým prostředím zakončením z propustného keramického materiálem. Hodnota negativní tlakové výšky ψ je odečítána na manometru, který je s trubicí spojený. Při výpočtu hydraulického gradientu musíme k hodnotě tlakové výšky zjištěné tenzometrem přičíst hodnotu geodetické výšky stejně jako při výpočtu v nasycené zóně, jinak mohou být jak hodnota, tak dokonce i směr hydraulického gradientu nesprávné! Pod hladinou podzemní vody je analogií tenzometru piezometr, u kterého však má hodnota tlakové výšky kladnou hodnotu. Na hladině je pak tlaková výška rovna nule (atmosférickému tlaku).

Pro určení vlhkosti pórového prostředí je možné použít **neutronovou sondu** nebo **reflektometrii v časové doméně (time domain reflectometry, TDR)**. Obě tyto metody však vyžadují kalibraci na vzorcích daného typu zeminy a neutronová sonda navíc také povolení

pro práci se zářičem. Pokud máme k dispozici terénní měření jak tlakové výšky, tak i vlhkosti, můžeme tato data použít ke konstrukci kapilárních křivek.

Vzorkování vody v nenasycené zóně se provádí **sacím lyzimetrem**. Ten má podobný princip jako tenzometr a také se skládá z trubice s koncovkou, která je obvykle z keramického materiálu. Na horním konci trubice vytváříme vakuovou pumpou podtlak, kterým nasáváme pórovou vodu do lyzimetru. Po naplnění prostoru v trubici pro vzorek je tento vzorek vytlačen na povrch za použití tlakové pumpy. Jedním z problémů spojených se vzorkováním je odplynění vzorku už v lyzimetru při aplikovaném sání a tím i ovlivnění parametrů jako je pH, které souvisí s parciálním tlakem CO_2 rozpuštěného ve vodě.

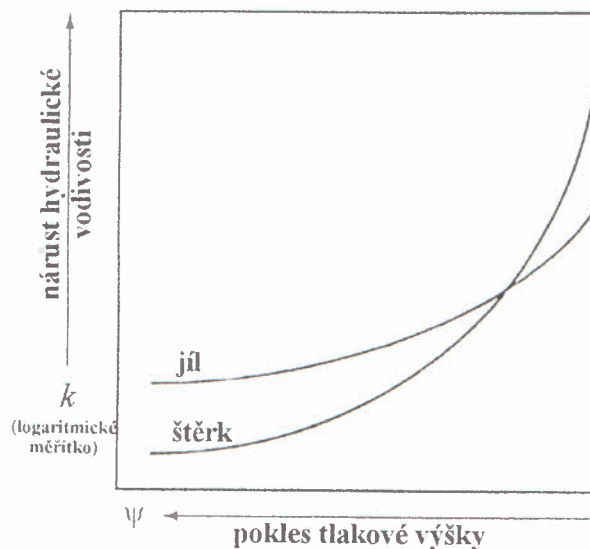
Na obr. 4.17. je průběh vlhkosti a tlakové výšky na lokalitě Orono v Maine v USA. Tyto parametry byly měřeny v hloubce 50 mm po povrchu při postřiku s intenzitou 11 mm/hod. Postřik trval 4,5 hodin a pak následovala drenáž. Je vidět, že při postřiku vlhkost rostla pomaleji než tlaková výška, ale při drenáži byl vývoj obou parametrů ve větším souladu. Na křivkách je také vidět hystereze vztahu mezi tlakovou výškou a vlhkostí. Např. při postřiku tlakové výšce $-0,2$ m odpovídá vlhkost zhruba 27 %, při drenáži je tato hodnota mnohem vyšší, zhruba 34 %.



Obr. 4.17. Průběh hodnot vlhkosti (nahore) a tlakové výšky (dole) v hloubce 50 mm pod povrchem jako funkce času při postřiku s intenzitou 11 mm/hod (viz text), (Hornberger et al., 1998). Konec postřiku v $t = 4,5$ hod.

4.4.6. Kapilární bariéry

Z předchozích kapitol vyplývá, že propustnost a tedy rychlost proudění může být v nenasycených podmínkách vyšší v případě jílu než v případě šterků. Je to způsobeno tím, že relativně velké póry ve šterku rychle drénují v podmínkách negativní tlakové výšky a pak fungují jako bariéry pro proudění. To neprobíhá v malých pórech v jemnozrnném materiálu, který si naopak udržuje saturaci vodou i při relativně vysokých hodnotách negativní tlakové výšky. To znamená, že i když v nasycených podmínkách je hydraulická vodivost pro šterk mnohem vyšší než pro jíl ($k_{\text{šterk}} \gg k_{\text{jil}}$), je tomu při nízké hodnotě vlhkosti a tím i vysoké hodnotě negativní tlakové výšky naopak (obr. 4.18.). Toho se využívá při konstrukci kapilárních bariér. V takovém případě se vrstva jílu překryje vrstvou šterku, která má při nízké hodnotě vlhkosti nízkou hydraulickou vodivost a je pak bariérou pro infiltraci např. u skládek nebo u důlních odpadů.



Obr. 4.18. Hydraulická vodivost u štěrku a u jílu jako funkce tlakové výšky (podle Hornberger et al., 1998). Je vidět, že už při poměrně vysoké hodnotě negativní tlakové výšky se stává hodnota hydraulické vodivosti pro jíl vyšší než pro štěrk.

Na závěr zde shrneme základní rozdíly mezi nenasycenou a nasycenou zónou podle Freeze a Cherry (1979). Pro nenasycenou zónu platí :

1. Rozkládá se nad hladinou podzemní vody a nad kapilární trásní.
2. Póry jsou jen částečně vyplněny vodou a vlhkost θ je nižší než pórovitost n .
3. Tlak kapaliny je nižší než atmosférický tlak (tedy nižší než tlak na hladině podzemní vody) a tlaková výška ψ má zápornou hodnotu.
4. Tlaková výška musí být měřena za použití tenzometru.
5. Hydraulická vodivost k a vlhkost θ jsou funkcemi tlakové výšky ψ .

Pro nasycenou zónu platí:

1. Rozkládá se pod hladinou podzemní vody.
2. Póry jsou zcela vyplněny vodou a vlhkost θ je rovna pórovitosti n .
3. Tlak kapaliny je vyšší než atmosférický tlak a tlaková výška ψ má kladnou hodnotu.
4. Tlaková výška musí být měřena piezometrem.
5. Hydraulická vodivost k není funkcí tlakové výšky.

Literatura ke kapitole 4:

Bear J., 1972: Dynamics of Fluids in Porous Media, Amer. Elsevier, N.Y., 764 str.

Domenico P.A., Schwartz F.W., 1998: Physical and Chemical Hydrogeology, 2nd Edition, John Wiley and Sons, New York.

Fetter C.W., 1994: Applied Hydrogeology, 3rd Edition, Prentice Hall, New York.

Fetter C.W., 1999: Contaminant Hydrogeology, 2nd Edition, Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ 07458.

Freeze R.A., Cherry J.A. 1979: Groundwater, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.

Hornberger G.M., Raffensperger J.P., Wiberg P.L., Eshleman K.N., 1998: Elements of Physical Hydrology, The John Hopkins University Press, Baltimore and London.

Jetel J., 1982: Určování hydraulických parametrů hornin hydrodynamickými zkouškami ve vrtech, ÚÚG Praha.

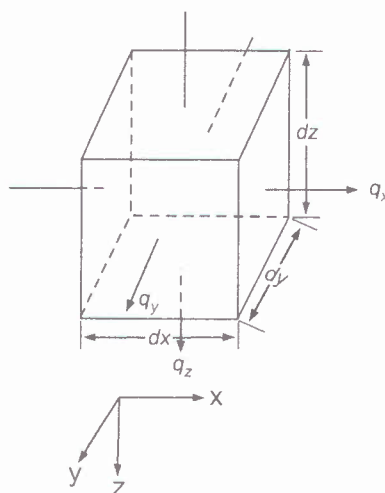
Šilar J., Pačes T., Dovolil M., Sarga K., 1983: Všeobecná hydrogeologie, SPN Praha, 177 str.

5. Regionální proudění podzemní vody

5.1. Základní rovnice proudění

5.1.1. Napjatá zvědeň

Rovnice proudění jsou odvozené na základě rovnice kontinuity (zákon zachování hmoty) a Darcyho zákona. Máme kontrolní objem, což je krychle o jednotkovém objemu a o stranách dx , dy a dz na obr. 5.1.



Obr. 5.1. Kontrolní objem

Předpokládejme, že prostředí je homogenní a izotropní a že můžeme proudění rozdělit podle 3 souřadnicových os. Hustota toku, který vstupuje do kontrolního objemu podle osy x je $\rho_{voda} \cdot q_x \cdot dy \cdot dz$. Hmotu vody, která z kontrolního objemu vystupuje je

$$\rho_{voda} \cdot q_x \cdot dy \cdot dz + \frac{\partial}{\partial x} (\rho_{voda} \cdot q_x) \cdot dx \cdot dy \cdot dz \quad (5.1.)$$

kde ρ_v je měrná hmotnost vody. Akumulace vody v kontrolním objemu je rovna rozdílu mezi vstupem a výstupem, tedy

$$-\frac{\partial}{\partial x} (\rho_{voda} \cdot q_x) \cdot dx \cdot dy \cdot dz \quad (5.2.)$$

Analogické výrazy můžeme odvodit pro toky ve směrech os y a z . Celková změna akumulace vody v kontrolním objemu je pak rovna součtu změn ve směrech x , y a z :

$$-\left[\frac{\partial}{\partial x} (\rho_{voda} \cdot q_x) + \frac{\partial}{\partial y} (\rho_{voda} \cdot q_y) + \frac{\partial}{\partial z} (\rho_{voda} \cdot q_z) \right] \cdot dx \cdot dy \cdot dz \quad (5.3.)$$

Objem vody V_{voda} v kontrolním objemu je roven $V_{voda} = n \cdot dx \cdot dy \cdot dz$, kde n je pórovitost. Změna hmoty vody je pak

$$\frac{\partial M}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} (\rho_{voda} \cdot n \cdot dx \cdot dy \cdot dz) \quad (5.4.)$$

Když se v kontrolním objemu změní tlak, změní se i měrná hmotnost vody. Stlačitelnost vody β je definována jako změna její měrné hmotnosti vzhledem ke změně tlaku, tedy

$$\beta = \frac{d\rho_{voda}}{\rho_{voda}} \cdot \frac{1}{dp} \quad (5.5.)$$

Podobně je definována i stlačitelnost kolektoru α , u které předpokládáme jen změnu objemu ve vertikálním směru:

$$\alpha = \frac{d(dz)}{dz} \cdot \frac{1}{dp} \quad (5.6.)$$

Pokud se změní objem kolektoru, změní se pórovitost n , ale objem zrn V_{zrn} zůstaneme víceméně stejný, tedy

$$dV_{zrn} = 0 = d[(1-n) \cdot dx \cdot dz \cdot dy] \quad (5.7.)$$

Derivováním této rovnice dostaneme, že změna pórovitosti dn je rovna

$$dn = \frac{(1-n) \cdot d(dz)}{dz} \quad (5.8.)$$

Platí, že tlak v daném bodě kolektoru je $p = \rho_{voda} \cdot g \cdot h$. Po dosazení za dp do rovnice 5.5. dostaneme

$$d\rho_{voda} = \rho_v \cdot \beta \cdot (\rho_{voda} \cdot g \cdot dh) \quad (5.9.)$$

a podobně po dosazení do rovnice 5.6. pak dostaneme

$$d(dz) = (1-n) \cdot \alpha \cdot (\rho_{voda} \cdot g \cdot dh) \quad (5.10.)$$

Je také možné vyjádřit změnu pórovitosti (rovnice 5.8.) jako funkci změny hydraulické výšky dh ,

$$dn = (n-1) \cdot \alpha \cdot \rho_{voda} \cdot g \cdot dh \quad (5.11.)$$

Pokud považujeme horizontální rozměry dx a dy kontrolního objemu za konstantní, dostaneme pro změnu hmoty vody

$$\frac{\partial M}{\partial t} = \left[\rho_{voda} \cdot n \cdot \frac{\partial(dz)}{\partial t} + \rho_{voda} \cdot dz \cdot \frac{\partial n}{\partial t} + n \cdot dz \cdot \frac{\partial \rho_{voda}}{\partial t} \right] \cdot dx \cdot dy \quad (5.12.)$$

Po dosazení za dz , dn a $d\rho_{voda}$ z předchozích rovnic dostaneme

$$\frac{\partial M}{\partial t} = (\alpha \cdot \rho_{\text{voda}} \cdot g + n \cdot \beta \cdot \rho_{\text{voda}} \cdot g) \cdot \rho_{\text{voda}} \cdot dx \cdot dy \cdot dz \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (5.13.)$$

Tato změna hmoty vody je rovna změně akumulace v kontrolním objemu:

$$-\left[\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} \right] \cdot \rho_{\text{voda}} \cdot dx \cdot dy \cdot dz = (\alpha \cdot \rho_{\text{voda}} \cdot g + n \cdot \beta \cdot \rho_{\text{voda}} \cdot g) \cdot \rho_{\text{voda}} \cdot dx \cdot dy \cdot dz \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (5.14.)$$

Za specifický průtok q můžeme dosadit výraz z Darcyho zákona, např. za $q_x = -k \cdot (\partial h / \partial x)$ atd. a dostaneme rovnici

$$k \cdot \left[\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} \right] = \rho_{\text{voda}} \cdot g \cdot (\alpha + n \cdot \beta) \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (5.15.)$$

což je základní **rovnice neustáleného trojrozměrného proudění (3-D) v napjaté zvodni**. Výraz na pravé straně rovnice před derivací hydraulické výšky podle času je měrná pružná zásobnost S_p (kapitola 4.). V případě dvourozměrného proudění ve 2-D (tedy proudění bez vertikální složky) v napjaté zvodni o mocnosti b dostaneme

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{S_p}{T} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (5.16.)$$

kde pružná zásobnost $S_p = b \cdot \rho_v \cdot g \cdot (\alpha + n \cdot \beta)$, transmisivita $T = k \cdot b$ a b je mocnost kolektoru. Pokud je proudění ustálené, nedochází ke změně hydraulických výšek v čase a výraz $\partial h / \partial t = 0$. Pravá strana rovnice 5.15. je pak také rovna nule a dostaneme **Laplaceovu rovnici pro ustálené proudění ve 3-D**:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (5.17.)$$

Zatím jsme se zabývali prouděním v napjaté zvodni, u kterého voda v případě neustáleného proudění pocházela ze zásobnosti v kolektoru. V mnoha případech však dochází k **přetékání (leakage)**, kdy voda infiltruje do kolektoru přes polopropustné vrstvy nad nebo pod ním. Jak uvidíme později, pokud je značný rozdíl v propustnosti mezi kolektorem a okolními vrstvami, je proudění v kolektoru horizontální a proudění v poloizolátorech vertikální. V případě přetékání se používá termín **polonapjatá zvedň**. Rovnice proudění v napjaté zvodni s dotací přetékáním přes poloizolátor je

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{f}{T} = \frac{S_p}{T} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (5.19.)$$

kde f je dotace přes poloizolátor, která je rovna

$$f = k' \cdot \frac{(h_0 - h)}{b'} \quad (5.20.)$$

kde k' je hydraulická vodivost poloizolátoru, b je jeho mocnost, h_0 je hydraulická výška na horní hranici poloizolátoru a h je hydraulická výška v kolektoru. Podíl k'/b' se nazývá koeficient netěsnosti KN . Při vyhodnocování čerpacích zkoušek s přetékáním (kapitola 7.) se určuje **koeficient těsnosti B** , definovaný jako

$$B = \sqrt{\frac{k \cdot b \cdot b'}{k'}} \quad (5.21.)$$

kde parametry bez čárky jsou pro kolektor a parametry s čárkou pro poloizolátor. Čím vyšší je hodnota B , tím je vliv přetékání menší.

5.1.2. Volná zvodně

U volné zvodně je situace komplikovanější než u zvodně napjaté. Zde totiž dochází k uvolňování vody nejen z důvodu dekomprese kolektoru, ale také z důvodu drenáže pórů. Proto u neustáleného proudění dochází ke snížení mocnosti zvodně a tím i k poklesu transmisivity. Rovnice 2-D proudění ve volné zvodni je tzv. **Boussinesqova rovnice**:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(h \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(h \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) = \frac{n_D}{k} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (5.22.)$$

kde n_D je drenážní pórovitost. Tato rovnice je nelineární a je proto jen obtížně řešitelná. Problém spočívá v tom, že saturovaná mocnost kolektoru závisí na hydraulické výšce h a ta se v průběhu času mění. Obvykle se tato rovnice neřeší analyticky, ale numericky (viz dále). Další možností je linearizace rovnice v případě, že snížení je malé vzhledem k mocnosti zvodně. V tom případě se zavádí střední mocnost zvodně b_s , která je považována za konstantní. Zjednodušená rovnice je pak

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} = \frac{n_D}{k \cdot b_s} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (5.23.)$$

a je analogická s rovnicí pro napjatou zvodně.

5.1.3. Okrajové podmínky

Uvedené rovnice proudění pro napjatou a volnou zvodně mohou být řešeny jak **analyticky**, tak **numericky**. Analytické řešení je přímým řešením parciální diferenciální rovnice pro celou oblast řešení. Je to řešení přesné, ale je možné jen pro zjednodušené podmínky (jednoduchý tvar oblasti řešení, konstantní hydraulické parametry). Na druhé straně při numerickém řešení je oblast řešení rozdělena na dílčí podoblasti, ve kterých je možné zohlednit heterogenitu hydraulických parametrů. Je také možné snadněji zohlednit komplikovaný tvar hranic oblasti. Při numerickém řešení je parciální diferenciální rovnice převedena na soustavu algebraických rovnic, které se řeší maticovými metodami. Výsledné řešení není úplně přesné, ale je obvykle pro naše potřeby dostačující. Základní numerické metody jsou metoda konečných rozdílů (MKR) a metoda konečných prvků (MKP). Numerické řešení rovnic proudění přesahuje rámec tohoto textu a tuto problematiku je možné najít v publikaci Anderson a Woessner

(1992) a v Kazdovi (1997). Bez ohledu na způsob řešení musíme při řešení zadat **okrajové podmínky**, které popisují jak oblast řešení komunikuje se svým okolím. Běžné okrajové podmínky jsou:

- **Okrajová podmínka 1. druhu (Dirichletova):** hydraulická výška na hranici dané oblasti je rovna konstantě, $h = konst.$
- **Okrajová podmínka 2. druhu (Neumannova):** je specifikován tok q ve směru normály n přes hranici, běžnou formou této podmínky je nulový tok přes hranici, takže platí, že $\partial h / \partial n = 0$.
- **Okrajová podmínka 3. druhu (smíšená o. p.):** je specifikován tok přes hranici jako funkce hydraulické výšky, $q = f(h)$, tato podmínka se např. vyskytuje u řeky s vrstvou snížené propustnosti na dně.

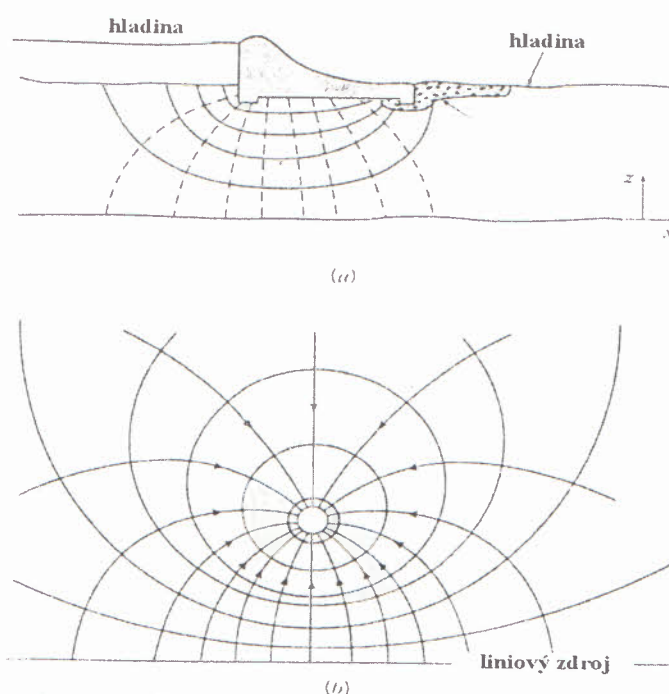
Kromě okrajových podmínek je třeba u neustáleného proudění také zadat **počáteční podmínky**, tedy distribuci hydraulických výšek v dané oblasti v čase $t = 0$.

5.2. Proudové sítě

Výše uvedená Laplaceova rovnice může být řešena jak početně, tak i poměrně jednoduchými metodami jako je grafické řešení.

5.2.1. Grafické řešení

Grafické řešení spočívá v konstrukci ekvipotenciálních linií a proudnic ručně, metodou pokusu a omylu (trial and error method). Ukázky proudových sítí v okolí hráze a čerpaného vrtu jsou na obr. 5.2.



Obr. 5.2. Proudová síť v okolí (a) přehrady, (b) čerpaného vrtu (podle Domenico a Schwartz, 1998).

Nejprve vymezíme hranice dané oblasti a určíme okrajové podmínky. Pak načrtne **proudnice**, linie indikující směr proudění, v rovnoměrných rozestupech. U mnoha proudových sítí budou dvě z proudnic tvořit nepropustnou hranici. Potom do proudové sítě dokreslíme **ekvipotenciální linie**, které v homogenním a izotropním prostředí protínají proudnice v pravém úhlu. Tyto linie indikují stejnou hodnotu hydraulického potenciálu a tím i hydraulické výšky. Proudnice jsou paralelní s nepropustnou hranicí a jsou kolmé k hranici s konstantní hydraulickou výškou. Opak platí pro ekvipotenciální linie, které jsou kolmé k nepropustné hranici a jsou paralelní s propustnou hranicí. Objemový průtok Q se spočítá na základě proudové sítě jako

$$Q = (k \cdot \Delta h \cdot L \cdot m) / n \quad (5.24.)$$

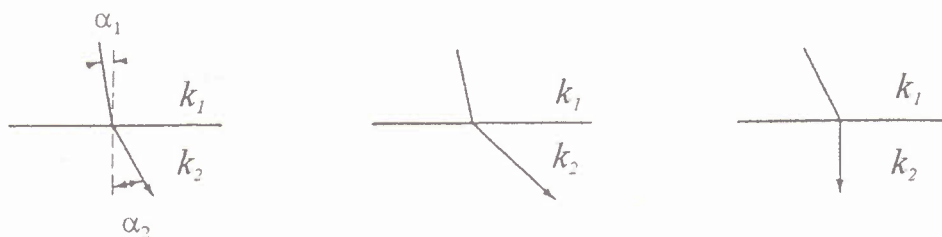
kde Q je objemový průtok, Δh je pokles hydraulické výšky ve směru proudění, L je šířka oblasti ve směru kolmém na proudění, m je počet proudových trubíc omezených proudnicemi a n je počet čtverců ohraničených dvěma ekvipotenciálními liniemi v jedné proudové trubici.

5.2.2. Refrakce proudnic a rozestup ekvipotenciálních linií

Při průchodu proudnic z jednoho prostředí do druhého prostředí s odlišnou hydraulickou vodivostí dochází k refrakci proudnic. Analogií je refrakce světla při jeho průniku do prostředí s odlišnými optickými vlastnostmi. Platí tzv. tangentový zákon, kdy

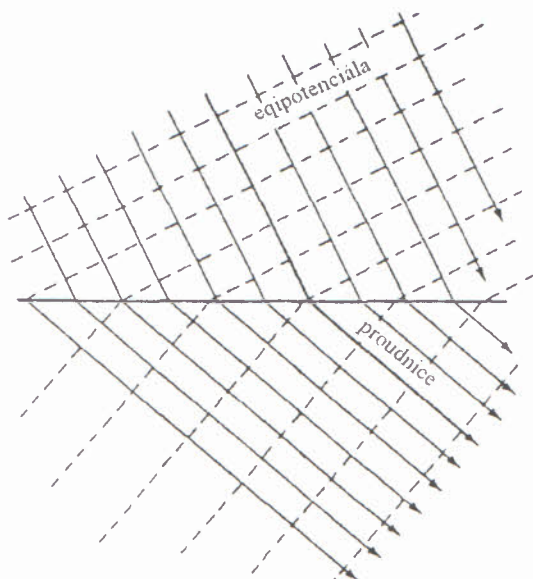
$$k_1/k_2 = \tan \alpha_1 / \tan \alpha_2 \quad (5.25.)$$

kde k_1 a k_2 jsou hydraulické vodivosti a α_1 a α_2 jsou úhly mezi proudnicemi a kolmicí k hranici (obr. 5.3.(a)).



Obr. 5.3. (a) Refrakce proudnic a měření úhlu α , (b) pro $k_1 < k_2$ a (c) pro $k_1 > k_2$ (Fetter, 1994).

Jelikož jsou ekvipotenciální linie kolmé na proudnice, dochází také k jejich refrakci. Na obr. 5.4. je vidět změna proudové sítě při proudění z méně propustné vrstvy do vrstvy s vyšší propustností.



Obr. 5.4. Proudová síť při změně hydraulické vodivosti. Dole se nalézá propustnější vrstva (Fetter, 1994).

Obecně platí, že v méně propustném prostředí jsou ekvipotenciální linie nahuštěny a je tedy menší jejich rozestup. Tím je vyšší i hodnota hydraulického gradientu. Souvisí to s tím, že pro konstantní hodnotu specifického průtoku $q = konst. = k \cdot I$ se při snížení hydraulické vodivosti k k zvýší hodnota hydraulického gradientu I .

Př. Souvrství je složeno ze 3 vrstev a každá z nich má mocnost 25 m. Hydraulické vodivosti vrstev jsou ve směru shora dolů $k_1 = 0,0001$ m/s, $k_2 = 0,0005$ m/s a $k_3 = 0,001$ m/s. Hydraulická výška na horní hranici souvrství je 120 m a na dolní hranici souvrství 100 m. Vypočtěte hydraulické výšky na dvou vnitřních hranicích souvrství pro případ proudění ve směru shora dolů.

Řešení: - Nejprve vypočteme specifický průtok přes celé souvrství. K tomu potřebujeme průměrnou hodnotu vertikální hydraulické vodivosti (rovnice 4.10. v kapitole 4.):

$$K_{vpr} = \sum b_i / \sum (b_i / k_i) = 75 / (25/0,0001 + 25/0,0005 + 25/0,001) = 0,00023 \text{ m/s}$$

- Průměrný specifický průtok $q_{pr} = 0,00023 \cdot (120 - 100/75) = 6,16 \times 10^{-5}$ m/s
- hodnoty hydraulické výšky na hranicích vrstev označíme h_1 , h_2 , h_3 a h_4 , přičemž $h_1 = 120$ m a $h_4 = 100$ m a také platí, že q_{pr} se rovná specifickému průtoku přes každou vrstvu, tedy $q_{pr} = q_1 = q_2 = q_3$,
- $q_{pr} = q_1 = -k_1 \cdot (h_1 - h_2) / b_1$ a hledaná hodnota $h_2 = h_1 - (q_1 \cdot b_1 / k_1) = 120 - (0,0000616 \cdot 25 / 0,0001) = 104,6$ m
- obdobně vypočteme $h_3 = h_2 - (q_2 \cdot b_2 / k_2) = 104,6 - (0,0000616 \cdot 25 / 0,0005) = 101,5$ m

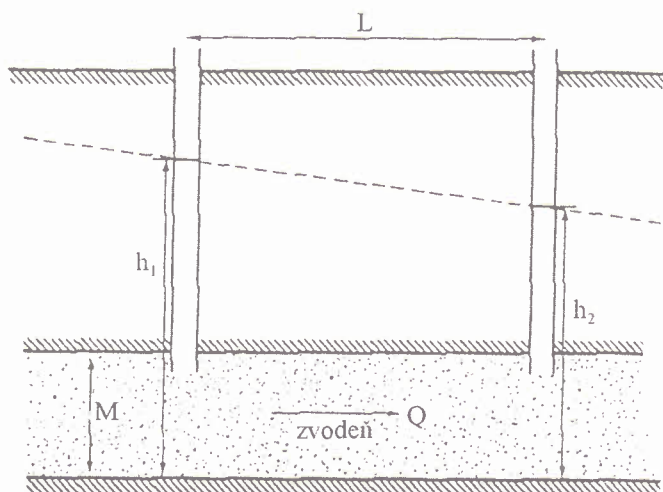
Je vidět, že pokles hydraulické výšky a tím i hydraulický gradient je mnohem vyšší v horní vrstvě, která má hydraulickou vodivost 5x nižší než prostřední vrstva.

5.3. Řešení rovnic ustáleného proudění v 1-D

V této kapitole jsou uvedena analytická řešení rovnic pro jednorozměrné (1-D) proudění v jak napjaté, tak volné zvodni. Rovnice pro 2-D a 3-D proudění se obvykle řeší za použití numerických metod.

5.3.1. Napjatá zvodně

V případě proudění v napjaté zvodni je situace poměrně jednoduchá a je možné přímo aplikovat Darcyho zákon (obr. 5.5.).



Obr. 5.5. 1-D proudění v napjaté zvodni (Fetter, 1994).

Piezometrický povrch má v řezu podobu přímky a hydraulická výška tak lineárně klesá ve směru proudění. Pokud známe hydraulické výšky ve dvou piezometrech na proudnici, je tok přes ^{jednotkovou šířku} kolektoru o ^{celkové} jednotkové šířce S' roven

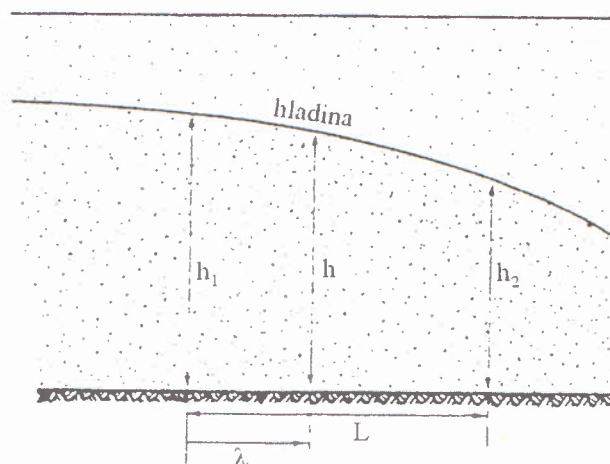
$$\frac{Q}{S'} = -k \cdot b \cdot \frac{dh}{dl} \quad (5.26.)$$

kde b je mocnost kolektoru. Hydraulickou výšku v bodě, který se nalézá mezi oběma piezometry ve vzdálenosti x od prvního piezometru, vypočteme jako

$$h_x = h_1 - \frac{Q/S'}{k \cdot b} \cdot x \quad (5.27.)$$

5.3.2. Volná zvodně

Jak už bylo uvedeno, situace u volné zvodně je komplikovanější než u napjaté zvodně. Ve směru proudění dochází k poklesu saturované mocnosti zvodně. Z toho důvodů se ve směru proudění zvyšuje i hydraulický gradient (obr. 5.6.).



Obr. 5.6. Ustálené proudění ve volné zvodni (Fetter, 1994).

Tento problém byl řešen už v roce 1863, kdy Dupuit zavedl tzv. **Dupuitovy předpoklady**. U proudění ve volné zvodni předpokládáme, že:

- (a) hydraulický gradient je roven sklonu hladiny podzemní vody, a
- (b) proudnice jsou horizontální a ekvipotenciální linie jsou vertikální, tedy se předpokládá nulový vertikální gradient.

Tyto předpoklady většinou platí, protože horizontální rozměry kolektoru jsou obvykle mnohem větší než jeho satureovaná mocnost. V některých speciálních případech jako je např. výronová plocha v oblasti vývěru, však může dojít k jejich porušení.

Podle Darcyho zákona platí pro průtok přes jednotkovou šířku kolektoru:

$$q' = -k \cdot h \cdot \frac{dh}{dx} \quad (5.28.)$$

kde h je satureovaná mocnost zvodně. Platí, že v $x = 0$ je $h = h_1$ a v $x = L$ je $h = h_2$ (obr. 5.6.). Když dosadíme tyto okrajové podmínky do rovnice nahoře a provedeme separaci proměnných, obdržíme

$$\int_0^L q' dx = -k \cdot \int_{h_1}^{h_2} h \cdot dh \quad (5.29.)$$

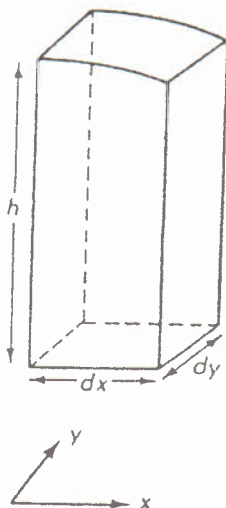
a po integraci dostaneme

$$[q' \cdot x]_0^L = -k \cdot \left[\frac{h^2}{2} \right]_{h_1}^{h_2} \quad (5.30.)$$

Po dosazení okrajových podmínek a po úpravě dostaneme **Dupuitovu rovnici**:

$$q' = -k \cdot \frac{(h_2^2 - h_1^2)}{2L} \quad (5.31.)$$

Uvažujme nyní kontrolní objem volné zvodně na obr. 5.7. Podle Dupuitových předpokladů není proudění ve směru osy z .



Obr. 5.7. Kontrolní objem pro proudění ve volné zvodni (Fetter, 1994).

Tok přes levou stranu kontrolního objemu je pak

$$Q_x = q'_x \cdot dy = -k \cdot \left(h \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right)_x \cdot dy \quad (5.32.)$$

Podobně pro pravou stranu kontrolního objemu můžeme psát, že tok je roven

$$q'_{x+dx} \cdot dy = -k \cdot \left(h \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right)_{x+dx} \cdot dy \quad (5.33.)$$

Změna toku je

$$(q'_{x+dx} - q'_x) \cdot dy = -k \cdot \frac{\partial}{\partial x} \left(h \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) \cdot dx \cdot dy \quad (5.34.)$$

Analogicky pro změnu toku ve směru osy y dostaneme

$$(q'_{y+dy} - q'_y) \cdot dx = -k \cdot \frac{\partial}{\partial y} \left(h \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) \cdot dy \cdot dx \quad (5.35.)$$

U volné zvodně je změna toku způsobena infiltrací nebo evapotranspirací přes hladinu. Pokud infiltraci na ploše kontrolního objemu $dx \cdot dy$ (obr. 5.7.) označíme w , dostaneme následující rovnici 2-D proudění ve volné zvodni:

$$-k \cdot \frac{\partial}{\partial x} \left(h \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) dx \cdot dy - k \cdot \frac{\partial}{\partial y} \left(h \cdot \frac{\partial h}{\partial y} \right) dy \cdot dx = w \cdot dx \cdot dy \quad (5.36.)$$

Po vydělení $dx \cdot dy$ a po zjednodušení dostaneme rovnici

$$\frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h^2}{\partial y^2} = -\frac{2w}{k} \quad (5.37.)$$

Ta je pro infiltraci $w = 0$ rovna Laplaceově rovnici, tedy

$$\frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h^2}{\partial y^2} = 0 \quad (5.38.)$$

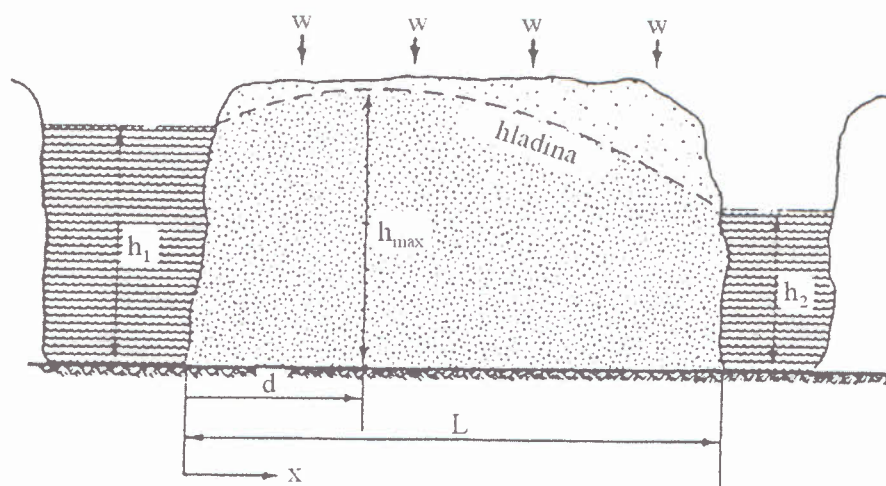
Pokud je proudění jen v 1-D, ve směru osy x , dostaneme rovnici

$$\frac{\partial^2 h^2}{\partial x^2} = -\frac{2w}{k} \quad (5.39.)$$

a po jejím integrování obdržíme

$$h^2 = -\frac{w \cdot x^2}{k} + c_1 \cdot x + c_2 \quad (5.40.)$$

kde c_1 a c_2 jsou integrační konstanty. Ty obdržíme po dosazení okrajových podmínek: pro $x = 0$ je $h = h_1$, pro $x = L$ je $h = h_2$ (obr. 5.8.).



Obr. 5.8. Proudění ve volné zvodni s infiltrací (Fetter, 1994).

$$h^2 = h_1^2 - \frac{(h_1^2 - h_2^2)x}{L} + \frac{w}{k}(L-x).x \quad (5.41.)$$

Tuto rovnici je možné použít k určení polohy hladiny ve volné zvodni, pokud známe okrajové podmínky na obou stranách a infiltraci. Pokud je infiltrace $w = 0$, obdržíme

$$h^2 = h_1^2 - \frac{(h_1^2 - h_2^2)x}{L} \quad (5.42.)$$

Protože $q'_x = -k.h.(dh/dx)$, je průtok přes ^{jednotkovou šířku} kolektoru o ^{celkové} jednotkové šířce S'

$$\frac{Q}{S'} = \frac{k.(h_1^2 - h_2^2)x}{2L} + w.\left(\frac{L}{2} - x\right) \quad (5.43.)$$

kde x je vzdálenost od počátku. Vzdálenost d na obr. 5.8. označuje polohu rozvodnice ve volné zvodni. Vypočteme ji z rovnice

$$d = \frac{L}{2} - \frac{k}{w} \cdot \frac{(h_1^2 - h_2^2)}{2L} \quad (5.44.)$$

Po dosazení za d získané z této rovnice do rovnice 5.42. pak vypočteme polohu hladiny na rozvodnici. V případě proudění s infiltrací použijeme rovnici 5.41.

Př.: Je projektován kanál, který je paralelní s řekou ve vzdálenosti 1,5 km od řeky. Kanál i řeka kompletně pronikají písčitém kolektorem, který má hodnotu hydraulické vodivosti $k = 1,2$ m/den. Srážky v oblasti jsou 1,8 m/rok a evapotranspirace je 1,3 m/rok, přičemž povrchový odtok je zanedbatelný. Hydraulická výška v řece na Z hranici oblasti je 31,0 m a v kanálu na V hranici oblasti je pak 27,0 m. Vypočtěte a) polohu rozvodnice mezi řekou a kanálem, a b) výšku volné hladiny na této rozvodnici.

Řešení: a) - Infiltrace je $1,8 - 1,3 = 0,5$ m/rok $= 0,00137$ m/den

- poloha rozvodnice je (rovnice 5.44.) $d = L/2 - k/w.(h_1^2 - h_2^2/2L)$, kde w je infiltrace a L je vzdálenost mezi kanálem a řekou,

$$d = (1500/2) - (1,2/0,00137).((31^2 - 27^2)/(2.1500)) = 682 \text{ m}$$

a tedy rozvodnice leží 682 m od řeky (ve směru ze západu na východ),

b) - použijeme rovnici 5.41.,

$$h = [h_1^2 - (h_1^2 - h_2^2).x/L + w/k.(L-x).x]^{1/2} =$$

$$= [31^2 - (31^2 - 27^2).(682/1500) + (0,00137/1,2).(1500 - 682).682]^{1/2} = 38,8 \text{ m}$$

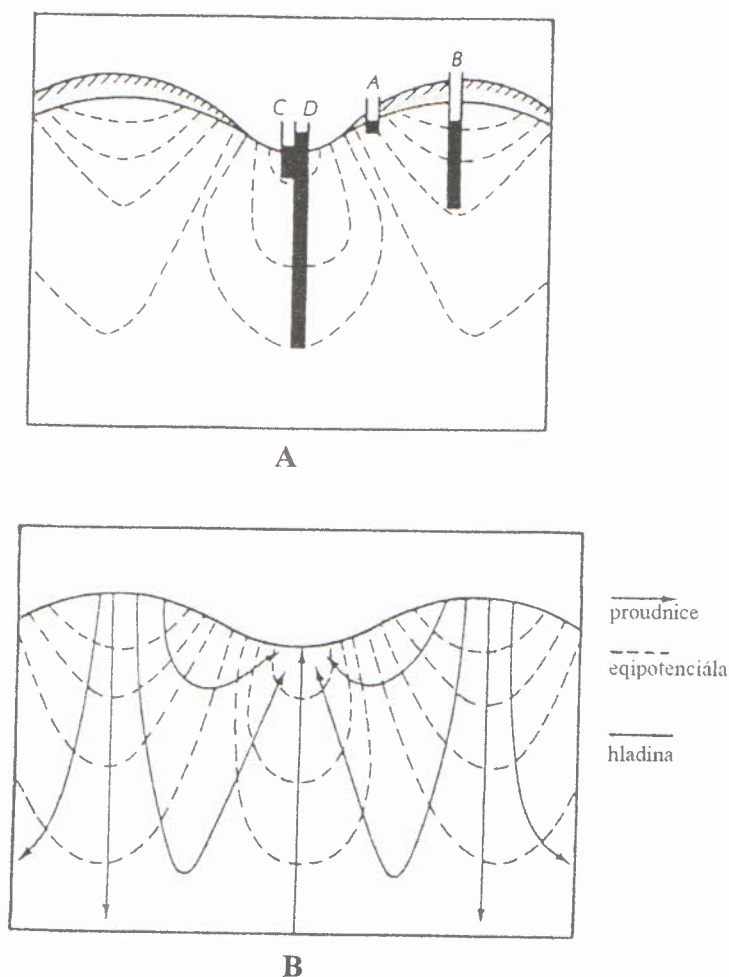
5.4. Regionální proudění

Při regionálním proudění dochází k pohybu podzemní vody způsobeným hydraulickým potenciálem. Toto proudění je v reálném světě třírozměrné (3-D), ale obvykle se graficky prezentuje ve dvou rozměrech.

5.4.1. Ustálené proudění u volné zvodně

U volné zvodně můžeme rozlišit **zónu doplňování (recharge zone)**, **přechodnou zónu** a **zónu vývěru (discharge zone)**. Obvykle platí, že zóny doplňování se nalézají na topografických elevacích a zóny vývěru v topografických depresích. Nenasycená zóna mívá relativně vysokou mocnost v zónách doplňování a naopak malou mocnost v zónách vývěru, kde může zcela chybět. Dochází k divergenci proudnic ve směru proudění od zón doplňování a pak k jejich konvergenci k zónám vývěru.

Piezometry nám umožňují určit, kde se v systému proudění nacházíme. Pozice hladiny v piezometru nám indikuje hladinu volné zvodně jen v bodě, ve kterém ekvipotenciální linie protíná volnou hladinu. Všude jinde se bude piezometrická úroveň nalézat buď pod hladinou nebo nad hladinou volné zvodně. Na obr. 5.9.(a) jsou piezometrické úrovně v různých zónách systému proudění.



Obr. 5.9. (a) Piezometrické úrovně a (b) proudová síť pro volnou zvodně (vertikálně převýšeno), (z Gélinas a Therrien, 2001).

Na obr. 5.9.(a) jsou hladiny vody v piezometrech A a B na stejné úrovni, protože jejich perforace leží na stejné ekvipotenciální linii. Piezometr A je situován na hladině, kdežto piezometr B je situován na místě, kde se hladina volné zvodně nalézá výše a je tedy na ní vyšší hodnota hydraulického potenciálu. Piezometrická úroveň je v piezometru B níž než je hladina a pokud bude vedle piezometru B instalován piezometr o menší hloubce, bude v něm vyšší piezometrická úroveň. To znamená, že v této zóně se snižuje hodnota hydraulické výšky

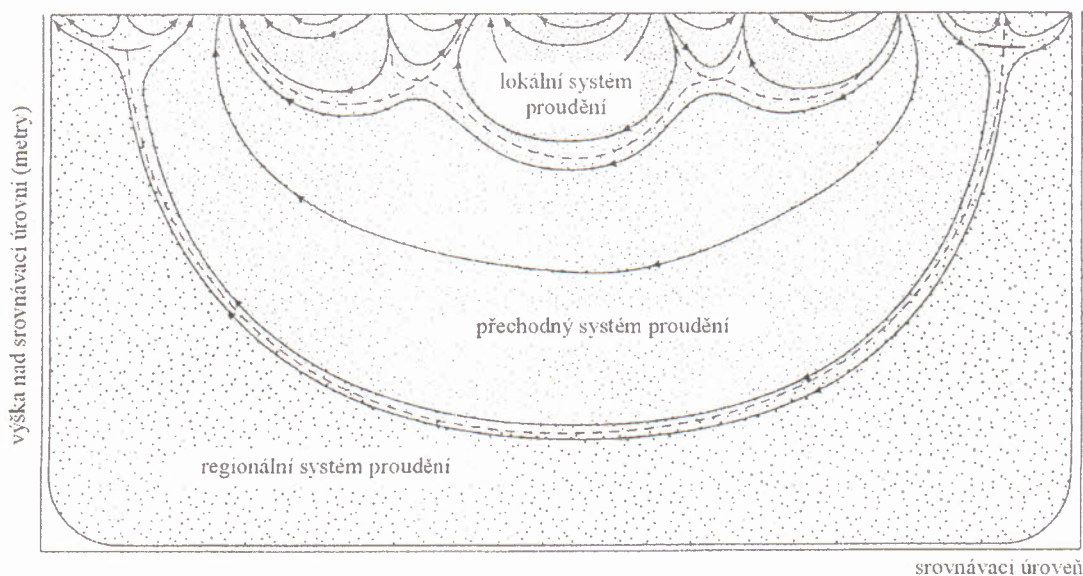
s hloubkou a jedná se tedy o zónu doplňování. V této zóně existuje vertikální hydraulický gradient a proudění je směrem dolů. Naopak v méně hlubokém piezometru C je piezometrická úroveň vyšší než v hlubším piezometru D a jedná se tak o proudění zdola nahoru, tedy jde o zónu vývěru. Piezometrická úroveň v D je vyšší než je úroveň terénu, takže zde může docházet k přetoku i ve volné zvodni, bez přítomnosti izolátoru.

Na obr. 5.9.(b) je proudová síť pro volnou zvodně. V homogenním a izotropním prostředí jsou ekvipotenciální linie a proudnice na sebe kolmé. Zde je však použito vertikální převýšení, takže dochází k odchylce od tohoto pravidla. Nejvyšší topografické úrovně odpovídají **rozvodnicím (groundwater divide)**, což jsou linie, od kterých podzemní voda proudí v opačných směrech. Dna údolí jsou zónami vývěru podzemní vody.

Hlavní faktory, které ovlivňují distribuci hydraulických výšek jsou:

1. Poměr hloubky systému proudění k jeho horizontálním rozměrům (tzv. aspect ratio).
2. Konfigurace hladiny podzemní vody.
3. Variabilita propustnosti.

Analytickým řešením proudění v sedimentární pánvi se zabýval Tóth (1963). Ve svém modelu zohlednil vliv topografie a rozměrů pánve (obr. 5.10.). Pokud existuje jak sklon terénu v regionálním měřítku, tak i zvlnění povrchu terénu v lokálním měřítku, vyvinou se **regionální systém proudění, přechodný systém proudění a lokální systémy proudění**. Lokální systémy proudění mají oblasti vývěru na úpatí elevací, na kterých dochází k doplňování, kdežto regionální systém proudění má oblast doplňování v nejvýše položené oblasti a oblast vývěru v nejnižší položené oblasti dané pánve. To má vliv i na chemismus podzemní vody (viz kapitola 8.7.).

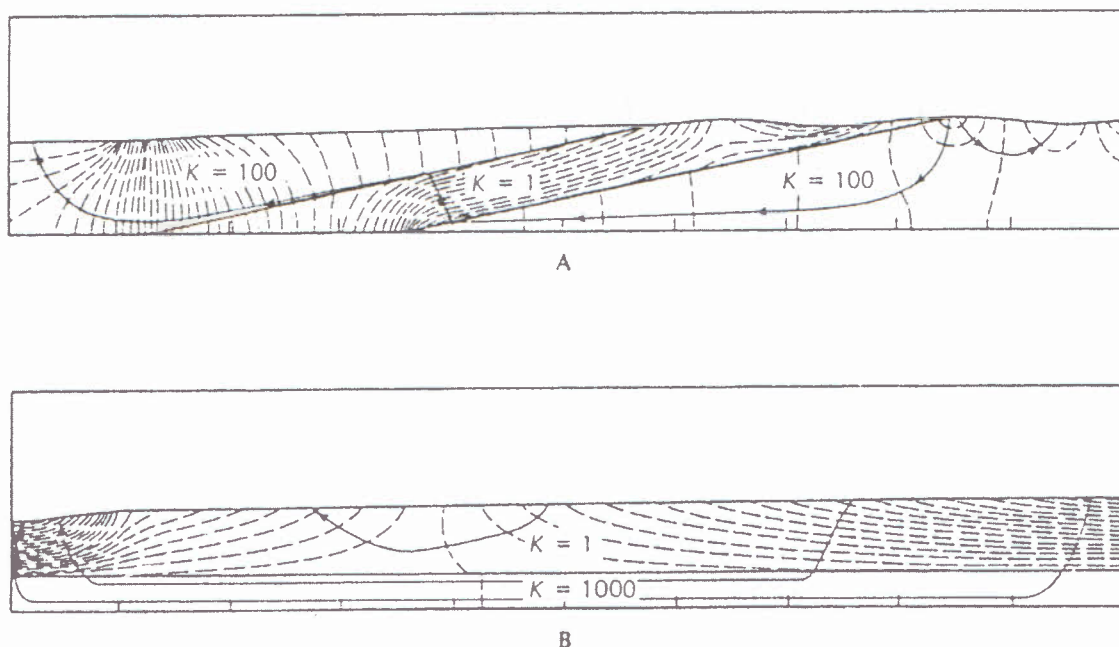


Obr. 5.10. Distribuce systémů proudění u volné zvodně (Tóth 1963, z Domenico a Schwartz, 1998).

5.4.2. Ustálené proudění u napjaté zvodně

U napjaté zvodně už existuje heterogenita hydraulické vodivosti, protože ta se v poloizolátoru liší od kolektoru. Hydraulický gradient je větší v poloizolátoru než v kolektoru a proudění je v porovnání s prouděním v kolektoru víceméně vertikální. Hodnota hydraulického gradientu

v kolektoru je nižší a rozstup ekvipotenciálních linií je tak větší než u poloizolátoru. Na rozhraní poloizolátoru a kolektoru dochází k refrakci proudnic a proudění v kolektoru je víceméně horizontální. Modelování regionálního proudění v heterogenním prostředí představuje rozvinutí Tóthova analytického modelu pro homogenní prostředí.



Obr. 5.11. Regionální proudění v napjaté zvodni (a) ukloněné, (b) uložené horizontálně. Hranice po stranách a dole jsou nepropustné (Freeze a Witherspoon, 1967). Hodnoty K označují relativní poměr hydraulických vodivostí.

K jeho rozvoji došlo až s nástupem moderních počítačů a významný předěl zde představuje práce Freeze a Witherspoon (1967).

Napjaté zvodně mohou být jak horizontální, tak i ukloněné. Na obr. 5.11.(a) je ukloněná napjatá zvodně (spodní vrstva), která má v oblasti doplňování volnou hladinu. Vrstva nízké propustnosti v nadloží je bariérou pro proudění. Dochází v ní k refrakci proudnic. Protože oblast proudění má nepropustné hranice, dochází k vývěru podzemní vody v morfologické depresi.

Napjatá zvodně na obr. 5.11.(b) pak nevychází na povrch a k jejímu doplňování dochází jen přes polopropustnou nadložní vrstvu. Průtok v uzavřené napjaté zvodni je mnohem nižší než v případě napjaté zvodně s výchozem. Vrty v oblasti vývěru mohou mít přetok. Ten však může být jen v úvodní fázi exploatace napjaté zvodně. Po delším čerpání ze zvodně může dojít k poklesu piezometrické úrovně a ke ztrátě přetoku.

5.4.3. Neustálené proudění

Doposud jsme se zabývali ustáleným prouděním, kdy kolektory jsou v **dynamické rovnováze**. To znamená, že ztráta vody, která opouští kolektor v zóně vývěru je kompenzována dotací v zóně doplňování a distribuce hydraulických výšek je víceméně konstantní v čase. Pokud je zahájeno čerpání z vrtu, dochází k narušení této dynamické rovnováhy a časem se může vyvinout rovnováha nová.

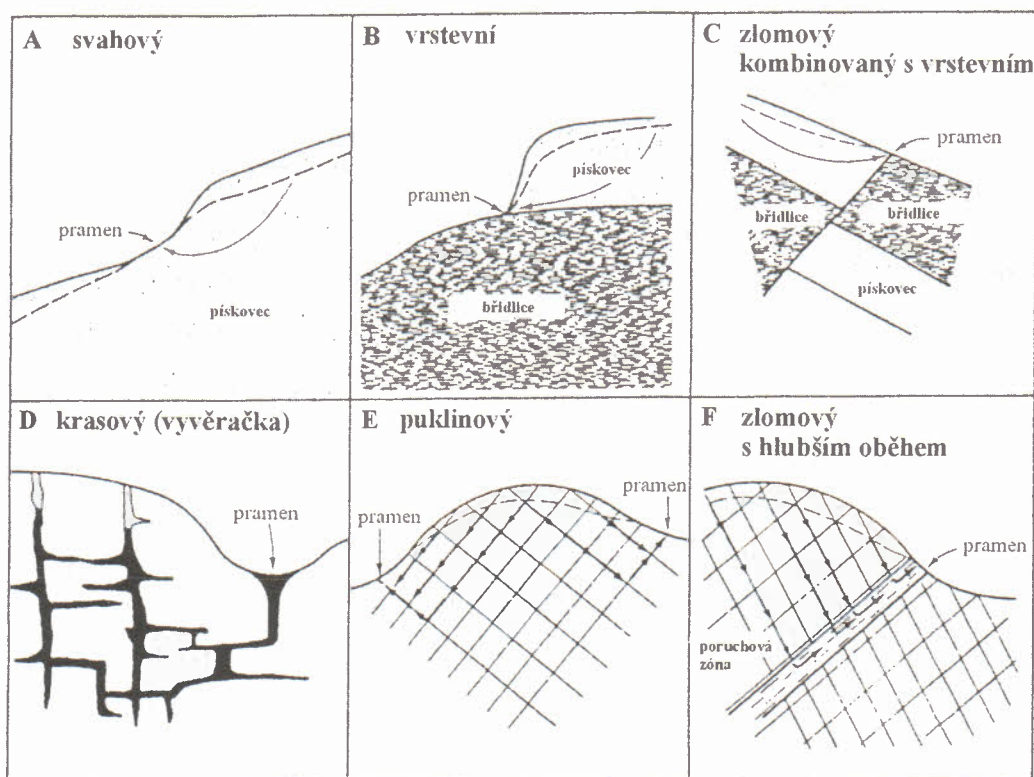
V případě volné zvodně dochází při snížení hladiny k drenáži pórů v okolí vrtu a depresní kužel se šíří až do doby, kdy se ustaví nová rovnováha. K jejímu ustavení dojde v případě, že doplňování infiltrací ze srážek nebo z povrchové vody bude ekvivalentní množství vody čerpanému z vrtu. Pokud k ustanovení rovnováhy nedojde, bude dále docházet k osušování kolektoru.

U napjaté zvodně nedochází k drenáži pórů, ale k uvolňování vody z pružné zásobnosti kolektoru. Ta je mnohem nižší než volná zásobnost a tak se depresní kužel šíří mnohem rychleji než u volné zvodně. Snížení hydraulických výšek při čerpání v napjaté zvodni často způsobí přetékání přes okolní poloizolatory. Ke stabilizaci depresního kužele dojde v případě, že množství vody z přetékání je rovné čerpanému množství. Pokud je dotace z přetékání nedostatečná, může depresní kužel dosáhnout hranic kolektoru a způsobit zvýšení doplňování nebo snížení vývěru a nebo oba tyto procesy. Pokud tyto změny nejsou dostatečné, dochází dále ke snižování hydraulických výšek.

5.4.4. Prameny a interakce s povrchovou vodou

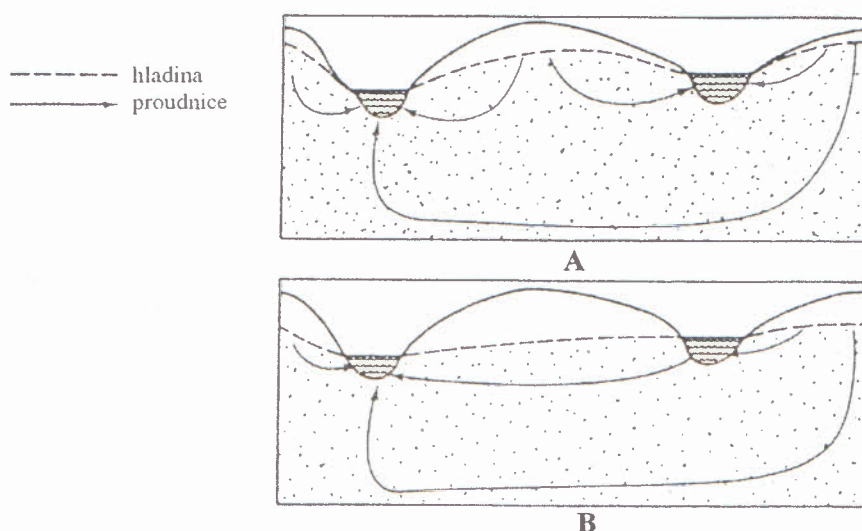
Prameny představují místa přirozeného vývěru podzemních vod. Mohou mít relativně konstantní vydatnost nebo vydatnost proměnlivou. Obecně platí, že čím mělkší je vrstva drénovaná pramenem, tím je vydatnost pramene proměnlivější. Pokud je drénovaná zvodeň v relativně malé hloubce, je teplota pramene přibližně rovná průměrné roční teplotě dané lokality. U pramenů drénujících hlubší struktury se už může projevovat geotermální gradient a teplota vody může být i značně vysoká.

Na obr. 5.12. jsou základní typy pramenů: (a) svahový pramen, (b) vrstevní pramen, (c) zlomový kombinovaný s vrstevním, (d) krasový (vyvěračka), (e) puklinový, (f) zlomový s hlubším oběhem.



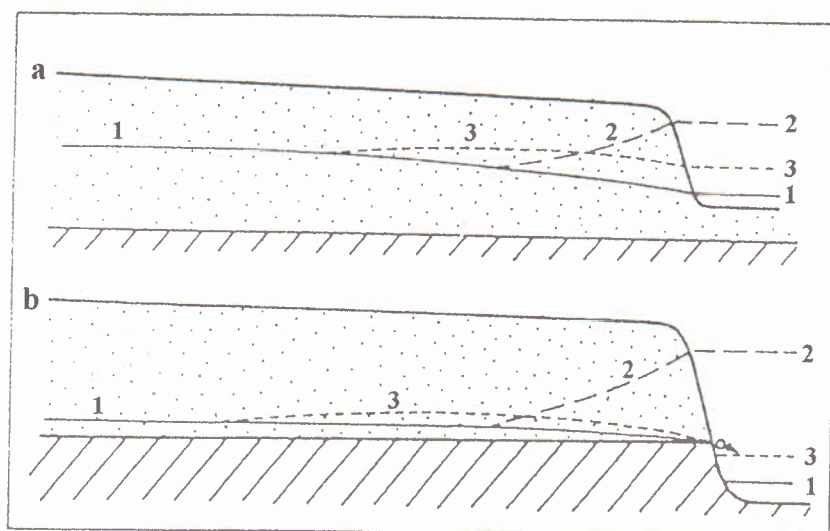
Obr. 5.12. Typy pramenů (viz text), (podle Fetter, 1994), .

Důležitou roli hraje interakce mezi podzemní a povrchovou vodou. U jezer rozlišujeme dva typy: jezera dominovaná povrchovou vodou a jezera dominovaná podzemní vodou. Jezera dominovaná povrchovou vodou jsou napájena i drénována povrchovými toky. Jezera dominovaná podzemní vodou nemusí mít vztah k povrchovým tokům. Na obr. 5.13. jsou některé běžné situace. Na obrázku A je výše položené jezero napájené jen z lokálního systému proudění. Níže položené jezero je napájené z jak lokálního, tak i regionálního systému proudění. V situaci na obrázku B dochází během suchého období k poklesu hladiny volné zvodně, čímž zaniká rozvodnice mezi oběma jezery a proudění je od výše položeného jezera k níže položenému jezeru, přičemž níže položené jezero je stále dotováno z regionálního systému proudění. Situace může být komplikována přítomností vlhkomilných rostlin, tzv. freatofytů. Ty mohou v mělké zóně na břehu jezera změnit směr proudění tím, že drénují jezerní vodu. V hlubší zóně je ale proudění stále směrem k jezeru.



Obr. 5.13. Interakce mezi jezery a podzemní vodou (viz text), (Gélinas a Therrien, 2001).

K interakci také dochází mezi podzemní vodou a říčními toky. Ty jsou v období bez srážek zásobovány jen podzemní vodou (viz kapitola 6.). V závislosti na průtoku a tím i stavu hladiny mohou být říční toky i zdrojem podzemní vody. Hladina podzemní vody v blízkosti říčního toku reaguje na změny stavu hladiny v říčním toku a tyto změny vyznívají se zvětšující vzdáleností od toku. Reakce hladiny podzemní vody také závisí na stupni kolmatace dna toku. Na obr. 5.14. jsou uvedeny základní interakce mezi říčním tokem a podzemní vodou. V případě (a1) je situace v období bez srážek, kdy tok drénuje podzemní vodu, v případě (a2) je stav po srážkách, kdy tok dotuje podzemní vodu a v případě (a3) se jedná o přechodné období, kdy v blízkosti toku se tvoří rozvodnice. Případ (b1) odpovídá situaci, kdy tok zařezaný pod bázi kolektoru tento kolektor drénuje, v případě (b2) je hladina vody v toku nad bázi kolektoru a probíhá infiltrace do kolektoru a případ (b3) reprezentuje přechodné období. V případech (b1) a (b3) je kolektor drénován periodickým pramenem.



Obr. 5.14. Interakce mezi říčním tokem a podzemní vodou (Homola a Grmela, 1991).
V případě (a) je tok zahlouben nad bází kolektoru, v případě (b) je pak zahlouben až pod jeho bází (viz text).

Literatura ke kapitole 5:

Anderson M.P., Woessner W.W., 1992: Applied Groundwater Modeling, Simulation of Flow and Advective Transport, Academic Press Inc., Harcourt Brace Jovanovich Publishers, 381 str.

Domenico P.A., Schwartz F.W., 1998: Physical and Chemical Hydrogeology, 2nd Edition, John Wiley and Sons, New York.

Fetter C.W., 1994: Applied Hydrogeology, 3rd Edition, Prentice Hall, New York.

Freeze R.A., Cherry J.A. 1979: Groundwater, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.

Freeze R.A., Witherspoon P.A., 1967: Theoretical analysis of regional groundwater flow: II. Effect of water table configuration and subsurface permeability variations, Water Res. Research, Vol. 3, pp. 623-634.

Homola V., Grmela A., 1991: Hydrogeologie, 1. díl, Skriptum VŠB Ostrava.

Kazda I., 1997: Podzemní hydraulika v ekologických a inženýrských aplikacích, Academia Praha.

Šilar J., Pačes T., Dovolil M., Sarga K., 1983: Všeobecná hydrogeologie, SPN Praha, 177 str.

Tóth J., 1963: A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins, J.Geophys.Res. 68, pp. 4795-4812.

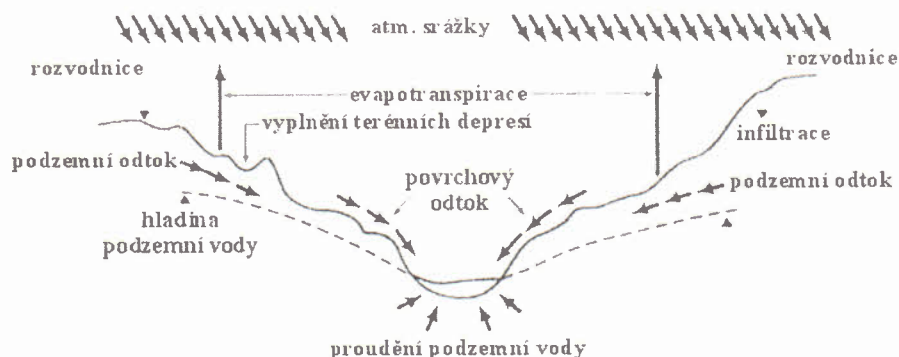
6. Základní pojmy z hydrologie

Tato kapitola se zabývá základními procesy v hydrologickém cyklu a jejich vztahem k podzemní vodě. Zatímco hydrogeologie se zabývá jen podzemní vodou, hydrologie se zabývá studiem všech terestrických vod. Doplnování podzemní vody ale závisí na chování vody v dalších jejích rezervoárech a tak je nutné se při studiu podzemní vody zabývat všemi hydrologickými procesy.

6.1. Hydrologická bilance

Hydrologická bilance spočívá ve vyjádření všech zdrojů a ztrát vody v daném povodí v **hydrologické rovnici**. Povodí představuje uzavřenou oblast z hlediska hydrologické bilance. Běžně se předpokládá, že **orografické povodí**, tedy oblast, jejíž hranice tvoří nejvyšší elevace na její periférii, odpovídá **hydrologickému povodí**. Nemusí tomu tak být vždy, protože zvláště v heterogenním prostředí jako je kras může docházet k přítokům i ze sousedních povodí přes orografické předěly. Hydrologická bilance se v podmínkách střední Evropy provádí pro **hydrologický rok**, který začíná 1.11. a končí 30.10. Důvodem je to, že se veškeré zimní srážky dostanou do stejného období, jako další složky hydrologické bilance. Základní forma této rovnice je

$$Vstup - Výstup = Změna v zásobách \quad (6.1.)$$



Obr. 6.1. Složky hydrologické bilance (podle Domenico a Schwartz, 1998)

Hlavním vstupem vody do povodí jsou **srážky**, výstupy jsou **evaporace** a **transpirace** vody rostlinami, které se společně zahrnují do pojmu **evapotranspirace**. Dalšími výstupy jsou **povrchový odtok** (k povrchovému odtoku dochází až po vyplnění terénních depresí srážkovou vodou) a **infiltrace**, která se rozděluje na **doplňování podzemní vody** a **hypodermický odtok** (obr. 6.1). Hypodermický odtok reprezentuje vodu, která sice infiltrovala, ale nedosáhla hladiny podzemní vody a proudí víceméně horizontálně v nenasycené zóně. Při hydrologické bilanci se předpokládá, že změna zásob za rok je rovna nule a zjednodušená hydrologická rovnice je pak

$$P = ET + PO + I \quad (6.2.)$$

kde P jsou srážky, ET je evapotranspirace, PO je povrchový odtok a I je infiltrace. Tato rovnice může být dále rozčleněna, např. infiltrace může být rozdělena na doplňování podzemní vody D a hypodermický odtok HO , tedy

$$I = D + HO \quad (6.3.)$$

Metodika určení jednotlivých parametrů je uvedena dále. Mnohdy se stává, že některé parametry hydrologické rovnice se dají jen obtížně určit a tak je počítáme se známých členů. Např. infiltraci můžeme určit jako

$$I = P - ET - PO \quad (6.4.)$$

Hodnoty jednotlivých členů hydrologické rovnice se obvykle uvádí v mm vodního sloupce. Pro výpočty v rozsahu povodí je obvykle převádíme na m^3 . Platí, že vrstvička vody o mocnosti 1 mm na ploše $1 m^2$ je 1 litr nebo-li $0,001 m^3$.

Hydrologický režim je časový průběh změn hodnot hydrologických parametrů. **Režim podzemní vody** je časový průběh změn hladiny podzemní vody a jejich chemických parametrů ve vztahu k faktorům, které je způsobují (např. jarní doplňování atd.). Tyto změny se obvykle vyhodnocují statistickými metodami, jako je např. analýza časových řad.

Př. Plocha povodí je $1 km^2$ a toto povodí je drénováno prameny o vydatnosti 5 l/s. Roční srážky jsou 500 mm. Vypočítejte evapotranspiraci za předpokladu, že povrchový odtok je zanedbatelný.

Řešení: Infiltrace je zhruba rovna odtoku podzemní vody za rok, tedy

$$I = 365 \text{ dní} \times 86400 \text{ s} \times 5 \text{ l/s} = 157,68 \times 10^6 \text{ l} = 157,68 \times 10^3 \text{ m}^3$$

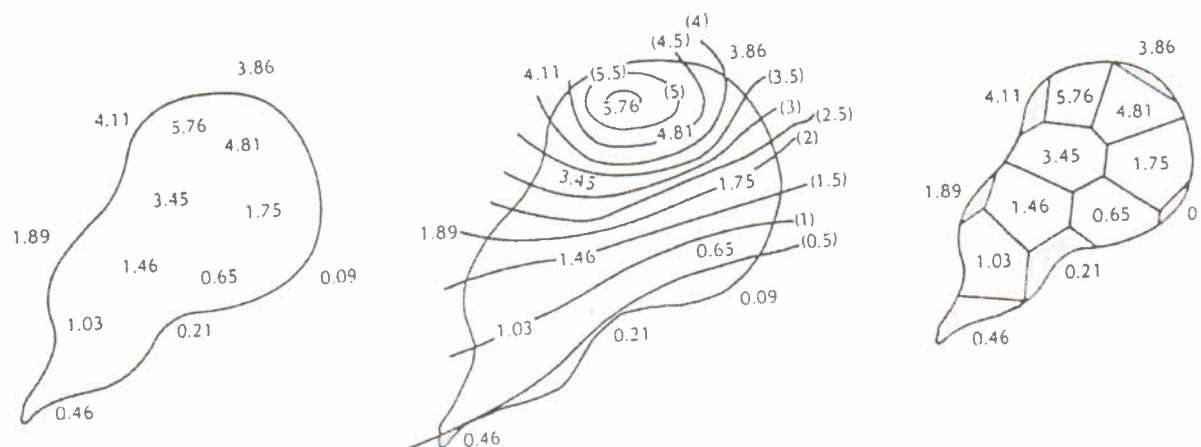
$$\text{Srážky na } 1 km^2 \text{ povodí jsou } P = 1 \times 10^6 \times 0,001 \times 500 = 500 \times 10^3 \text{ m}^3$$

$$\text{Pro } PO = 0 \text{ platí, že } ET = P - I = (500 \times 10^3 \text{ m}^3) - (157,68 \times 10^3 \text{ m}^3) = 342,32 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ nebo } 342,32 \text{ mm.}$$

6.2. Srážky

Srážky jsou spadem atmosférické vody na dané povodí. Při ochlazení vzduchu s relativní vlhkostí pod 100 % může dojít ke kondenzaci vody. Na kondenzačních jádrech, což mohou být např. prachové částice, dochází k narůstání kapek, které pak dopadají na zemský povrch. Množství srážek se měří **srážkoměry**, což jsou kalibrované nádoby umístěné ve větší vzdálenosti od stromů. Existují také srážkoměry s kontinuálním záznamem, které je možné použít k určení **intenzity srážek**, což je množství srážek, které spadnou za určitý časový úsek. Pro určení atmosférického spadu např. při studiu acidifikace povodí je třeba také znát chemismus **podkorunních srážek** a tak jsou v tomto případě srážkoměry umístěny v těsné blízkosti stromů. Je také nutné měřit srážky ve formě sněhu, protože infiltrace vody z tajícího sněhu hraje důležitou roli při doplňování kolektorů. Mocnost sněhu se měří buď měrnou latí nebo existují i metody měření na bázi radionuklidů.

Při hydrologických studiích je nutné znát vrstvu srážek, které spadnou v určitém povodí. K získání reprezentativních dat je nutné dlouhodobé pozorování, řádově v desítkách let. Problémem je také interpolace dat mezi většinou od sebe dosti vzdálenými stanicemi měření. Běžnou metodou je konstrukce izolinií stejných hodnot srážek, které se nazývají **izohyety**. Existují manuální metody konstrukce izohyet jako je např. lineární interpolace. Pokročilejší metody používají tzv. **kriegování**, což je interpolační metoda založená na vztazích mezi hodnotami na jednotlivých bodech měření, vyjádřených **semiovariogramem**. Kriegování se používá i k interpolaci jiných hydrogeologických parametrů (hydraulické výšky, koncentrace látek atd.) a jeho problematika přesahuje rámec tohoto textu. Podrobné informace jsou např. v publikaci Kitanidis (1997). Další běžnou metodou interpolace srážek jsou Thiessenovy polygony (obr. 6.2.).



Obr. 6.2. Interpolace srážek: srážky (vlevo), izohyety konstruované lineární interpolací (uprostřed), Thiessenovy polygony (Fetter, 1994).

Při konstrukci Thiessenových polygonů spojíme vždy dvě sousední měřicí stanice přímkou a v jejím středu pak vztčíme kolmici. Průsečíky těchto kolmic s dalšími kolmicemi nebo s hranicí daného povodí vytvoří ohraničené polygony kolem každé měřicí stanice, ke kterým pak vztáhneme údaje o srážkách naměřených na stanicích.

6.3. Evapotranspirace

Přechod molekul vody z kapalně fáze do fáze plynné se nazývá **evaporace**. Tento proces spotřebovává teplo. Tenze vodní páry nad povrchem kapaliny je přímo úměrná teplotě. Evaporace pokračuje, dokud vzduch není plně saturován. **Absolutní vlhkost vzduchu** je množství vody ve vzduchu v (g/m^3) a **relativní vlhkost vzduchu** (%) je poměr mezi skutečnou vlhkostí vzduchu a maximální vlhkostí vzduchu při dané teplotě násobený stem. Maximální vlhkost vzduchu roste s teplotou (tabulka 6.1).

Tabulka 6.1. Závislost vlhkosti vzduchu při jeho úplné saturaci na teplotě (Gélinas a Therrien, 2001).

Teplota ($^{\circ}\text{C}$)	Vlhkost (g/m^3)
-20	1,074
-15	1,605
-10	2,358
-5	3,407
0	4,874
5	6,797
10	9,399
15	12,83
20	17,30
25	23,05
30	30,38

Evaporace roste s teplotou a pokud relativní vlhkost vzduchu dosáhne 100 %, evaporace ustane.

Ke kondenzaci dochází, když vzduch už nemůže dál zadržovat vlhkost. **Rosný bod** je teplota, při které začíná kondenzace. Kondenzace je opakem evaporace a tak se při ní uvolňuje teplo. Rychlost evaporace závisí na faktorech jako je teplota vody a vlhkost vzduchu hraniční vrstvy mezi kapalinou a vzduchem.

Transpirace je spotřeba vody rostlinami při fotosyntéze. Je obtížné ji oddělit od evaporace a tak se tyto dva parametry společně zahrnují do pojmu **evapotranspirace**.

Rozlišujeme **potenciální evapotranspiraci PET** a **skutečnou evapotranspiraci AET**. Potenciální evapotranspirace uvažuje případ, kdy je k dispozici neomezené množství půdní vody. Je to tedy maximální možná evapotranspirace. K hlavnímu doplňování podzemní vody dochází, když srážky $P > PET$. To je hlavně v jarním a podzimním období, kdy hodnota PET je ještě nízká a kdy srážky jsou relativně vysoké. K určitému doplňování však přesto dochází i v létě, kdy $P < PET$ protože část vody rychle infiltruje přes preferenční cesty (makropóry) jako jsou chodbičky půdních živočichů, praskliny způsobené schnutím atd. a voda se nestačí vypařit.

K určení evapotranspirace se používají půdní lyzimetry, což jsou nádoby s hlínou a vegetací zasazené do půdy. Změny vlhkosti se určují na základě změn váhy půdního lyzimetru.

Existuje řada empirických vzorců pro určení potenciální evapotranspirace jako je např. **Penmannův vzorec** a **Turcův vzorec**. Pravděpodobně nejběžnější je **Thornthwaitův vzorec**, ze kterého je potenciální evapotranspirace PET vypočtena jako

$$PET = 16 \cdot (10 \cdot \theta / I)^a \cdot F(\lambda) \quad (6.5.)$$

kde PET je potenciální evapotranspirace v mm/měsíc, θ je průměrná teplota ve stínu pro uvažované období (jen pro $\theta > 0^\circ\text{C}$), a je koeficient rovný

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} I + 0,49239$$

I je roční termický index, který je součtem měsíčních indexů i :

$$i = (\theta/5)^{1,514} \quad \text{a} \quad I = \sum i_n \quad n = 1..12$$

$F(\lambda)$ je korekční koeficient, který je funkcí zeměpisné šířky a měsíce v roce (tabulka 6.2.).

Tabulka 6.2. Korekční koeficient $F(\lambda)$ pro Thornthwaitův vzorec jako funkce zeměpisné šířky a měsíce v roce. Ve sloupci vlevo jsou stupně zeměpisné šířky, v horním řádku jsou měsíce v roce.

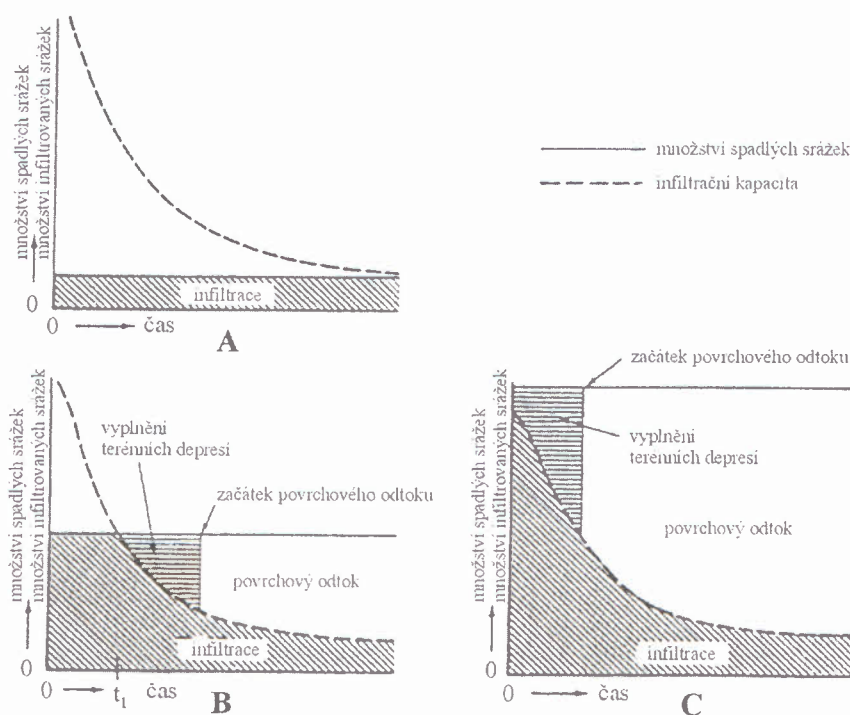
Lat. N.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0	1.04	.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
5	1.02	.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	.99	1.02
10	1.00	.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	.98	.99
15	.97	.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	.95	.97
20	.95	.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	.93	.94
25	.93	.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
26	.92	.88	1.03	1.06	1.15	1.15	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
27	.92	.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	.99	.90	.90
28	.91	.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	.98	.90	.90
29	.91	.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	.98	.90	.89
30	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
31	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
32	.89	.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	.98	.88	.87
33	.88	.86	1.03	1.09	1.19	1.20	1.22	1.15	1.03	.97	.88	.86
34	.88	.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	.97	.87	.86
35	.87	.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	.97	.86	.85
36	.87	.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	.97	.86	.84
37	.86	.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	.97	.85	.83
38	.85	.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	.96	.84	.83
39	.85	.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	.96	.84	.82
40	.84	.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	.96	.83	.81
41	.83	.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	.96	.82	.80
42	.82	.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	.95	.82	.79
43	.81	.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	.95	.81	.77
44	.81	.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	.95	.80	.76
45	.80	.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	.94	.79	.75
46	.79	.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	.94	.79	.74
47	.77	.80	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	.93	.78	.73
48	.76	.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	.93	.77	.72
49	.75	.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	.93	.76	.71
50	.74	.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	.92	.76	.70
LAT. S.												
5	1.06	.95	1.04	1.00	1.02	.99	1.02	1.03	1.00	1.05	1.03	1.06
10	1.08	.97	1.05	.99	1.01	.96	1.00	1.01	1.00	1.06	1.05	1.10
15	1.12	.98	1.05	.98	.98	.94	.97	1.00	1.00	1.07	1.07	1.12
20	1.14	1.00	1.05	.97	.96	.91	.95	.99	1.00	1.08	1.09	1.15
25	1.17	1.01	1.05	.96	.94	.88	.93	.98	1.00	1.10	1.11	1.18
30	1.20	1.03	1.06	.95	.92	.85	.90	.96	1.00	1.12	1.14	1.21
35	1.23	1.04	1.06	.94	.89	.82	.87	.94	1.00	1.13	1.17	1.25
40	1.27	1.06	1.07	.93	.86	.78	.84	.92	1.00	1.15	1.20	1.29
42	1.28	1.07	1.07	.92	.85	.76	.82	.92	1.00	1.16	1.22	1.31
44	1.30	1.08	1.07	.92	.83	.74	.81	.91	.99	1.17	1.23	1.33
46	1.32	1.10	1.07	.91	.82	.72	.79	.90	.99	1.17	1.25	1.35
48	1.34	1.11	1.08	.90	.80	.70	.76	.89	.99	1.18	1.27	1.37
50	1.37	1.12	1.08	.89	.77	.67	.74	.88	.99	1.19	1.29	1.41

Evapotranspirace je v hydrologickém cyklu hlavním procesem způsobujícím ztráty vody, s výjimkou velmi vlhkého nebo velmi studeného klimatu. Když se evapotranspirace snižuje, zvyšuje se v závislosti na propustnosti půdy buď povrchový odtok nebo infiltrace. Vykácení lesa sníží evapotranspiraci a tím zvýší povrchový odtok a následně také erozi půdy. Změna pěstovaných plodin a tím i evapotranspirace také může způsobit změny povrchového odtoku a infiltrace.

6.4. Infiltrace

Půda má jen omezenou **infiltrační kapacitu**, což je množství vody infiltrované za určitý čas. To závisí nejen na typu půdy, ale i na její počáteční vlhkosti. Pokud je počáteční vlhkost blízká nule, je infiltrační kapacita vysoká (obr. 6.3.a). S růstem vlhkosti půdy její infiltrační

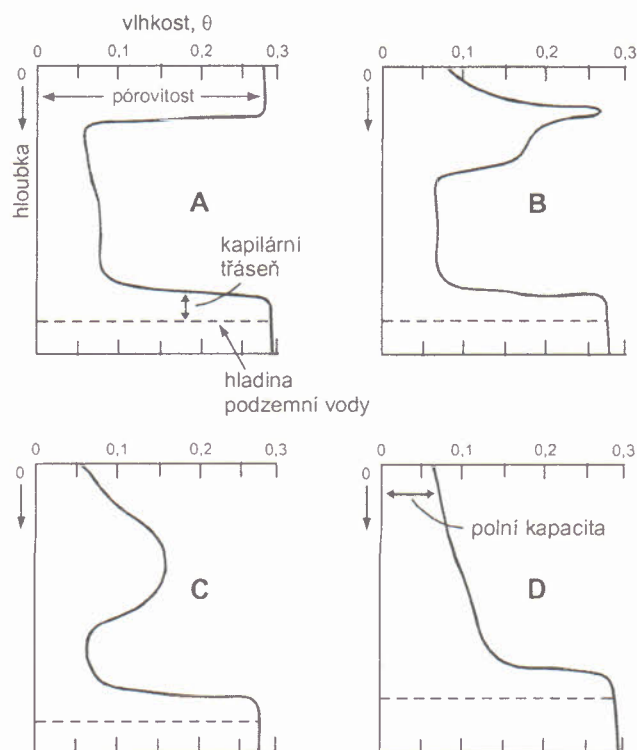
kapacita klesá. Časem dosáhne její hodnota víceméně konstantní hodnoty, dané hydraulickou vodivostí pro nenasycené proudění. Pokud je intenzita srážek nižší než infiltrační kapacita půdy, nedochází k formování povrchového odtoku. Až infiltrační kapacita poklesne pod hodnotu intenzity srážek (obr. 6.3.b), zaplní se deprese na povrchu a začíná povrchový odtok. Pokud je intenzita srážek už od počátku vyšší než infiltrační kapacita půdy, dochází okamžitě k zaplňování povrchových depresí a pak i k formování povrchového odtoku (obr. 6.3.c).



Obr. 6.3.a-c: Vztahy mezi intenzitou srážek, infiltrační kapacitou a povrchovým odtokem, vysvětlení je v textu (podle Fetter, 1994).

Podmínky, které jsou příznivé pro rychlou infiltraci jsou: 1) hrubozrnné půdy, 2) preferenční cesty proudění jako jsou chodbičky živočichů a 3) nízká počáteční vlhkost půdy. Důležitou roli má i vrstvička vody, která se akumuluje na povrchu terénu. Ta zvyšuje hodnotu hydraulické výšky a tím i hodnotu hydraulického gradientu mezi povrchem a čelem infiltrační fronty.

Pohyb **infiltrační fronty** je na obr. 6.4. Při srážkách může dojít k úplné saturaci pórů vodou a vlhkost je rovna pórovitosti. Po ukončení srážek a tím i infiltrace dochází k redistribuci vody v půdním profilu. Maximum vlhkosti, které původně bylo v blízkosti povrchu se pohybuje vertikálně směrem k hladině podzemní vody a klesá i hodnota vlhkosti. Je to způsobené tím, že část vody zůstane v pórech i po přechodu infiltrační fronty na hodnotě polní kapacity. Tato voda je pak dostupná pro transpiraci rostlin. Pokud vlhkost poklesne na tolik, že voda držená kapilárními silami už není pro rostliny dostupná, dosáhne vlhkost úrovně bodu vadnutí. Po dosažení hladiny podzemní vody infiltrační frontou se ustavuje nová rovnováha na profilu, kdy maximální vlhkost je v kapilární trávě a pak klesá směrem k povrchu terénu. Problematika nenasyceného proudění přesahuje záběr tohoto textu a je diskutována např. v pracích Kutílka (1984) nebo Hillela (1971). Její základy jsou popsány v kapitole 4.4.



Obr. 6.4.a-d Pohyb infiltrační fronty v půdním profilu, vysvětlení je v textu (Fetter, 1994).

Př.: a) Hladina podzemní vody se nalézá v hloubce 1,0 m pod terénem a pórovitost půdy je 20 %. Po dlouhém období sucha je půdní vlhkost rovna nule. Vypočtete zdvih hladiny podzemní vody v případě, že infiltruje 50 mm srážek a nad hladinou nedojde ke zvýšení půdní vlhkosti.

b) Vypočtete totéž pro případ, že půdní vlhkost nad hladinou je před infiltrací rovna 2 % a po infiltraci dojde k jejímu zvýšení na 5 %.

Řešení: a) V tomto případě stačí vydělit infiltrované množství pórovitostí, tedy $0,05/0,20 = 0,25$ m.

b) Zde je situace složitější. Nejprve vypočteme, o kolik se zvýší půdní vlhkost nad hladinou: $0,05 - 0,02 = 0,03$. Když dojde ke zdvihu hladiny o x m, bude mocnost nenasycené zóny nad hladinou rovna $1,0 - x$. Pod hladinou bude vlhkost rovna pórovitosti, tedy 0,20. Pro vodní bilanci platí, že: $0,20x + 0,03(1-x) = 0,05$ a z toho $0,17x = 0,02$ a $x = 0,117$ m ≈ 12 cm.

Je vidět, že značná část infiltrované vody může být zachycena v nenasycené zóně a pokud je infiltrované množství malé a mocnost nenasycené zóny značná, nemusí infiltrační fronta vůbec dorazit k hladině podzemní vody.

6.5. Měření průtoku

Měření průtoku na povrchových tocích je důležitou součástí hydrologických výzkumů. U malých toků lze použít kalibrované nádoby a stopek. U většího průtoku se používají přepady, které jsou trvale instalovány. Běžným typem je **Thompsonův přepad** (obr. 6.5.a), který má trojúhelníkový tvar. Průtok se vypočte podle vzorce

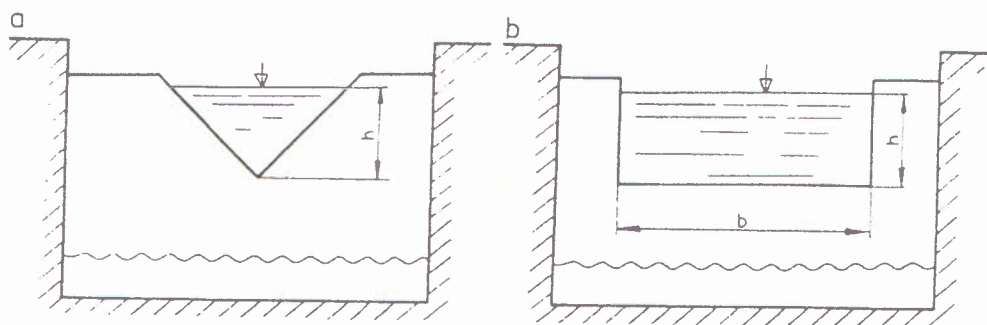
$$Q = 8/15 \cdot \mu (2g)^{1/2} \cdot h^{5/2} = 2,362 \cdot \mu h^{5/2} \quad (6.6.)$$

kde h je výška vodního paprsku před přepadem, g je gravitační zrychlení a koeficient $\mu = 0,62$.

Používá se i obdélníkový **Ponceletův přepad**, u kterého se průtok vypočte jako

$$Q = \frac{2}{3} \mu b (2g)^{1/2} h^{3/2} \quad (6.7.)$$

kde b je šířka obdélníkového přepadu (obr. 6.5.b). Hrany přepadu mají být alespoň 0,54 m ode dna a stěn koryta toku.



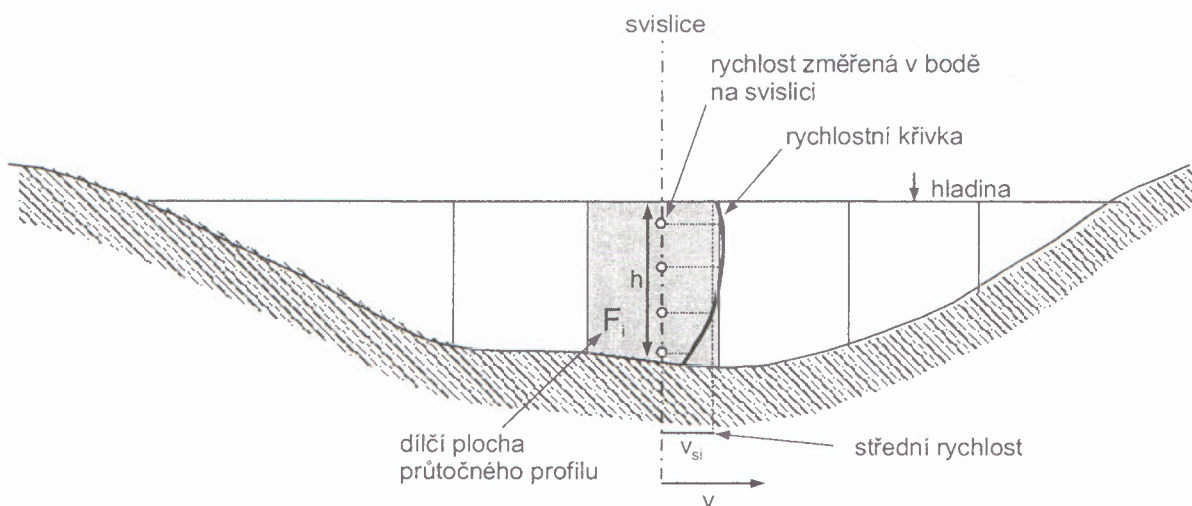
Obr. 6.5. Typy přepadů a) Thompsonův, b) Ponceletův (Šilar, 1996).

Na větších tocích je nejběžnější způsob měření s použitím **hydrometrické vrtule**. Rychlost proudění se stanovuje z počtu obrátek vrtule za sekundu a počítá se z rovnice

$$v = a + b.n \quad (6.8.)$$

kde a a b jsou konstanty určené kalibrací. Maximální rychlost bývá uprostřed toku blízko hladiny. Způsob interpretace je patrný z obr. 6.6 Průtočný profil je rozdělen na svislé pruhy a uprostřed každého pruhu se na svislici změří v různých hloubkách rychlost. Rychlosti se pak vynesou ve směru kolmém na svislice a jejich spojením dostaneme křivku rychlostí. Plocha vymezená svislicí, křivkou rychlostí a dnem toku je převedena na obdélník o výšce rovné hloubce toku. Šířka obdélníku je střední rychlost v_s v daném profilu. Průtok Q_i pro daný pruh vypočteme jako součin jeho plochy F_i a střední rychlosti v_{si} , tedy

$$Q_i = F_i.v_{si} \quad (6.9.)$$



Obr. 6.6. Interpretace měření vodoměrnou vrtulí (podle Šilara, 1996).

Celkový průtok profilem pak vypočteme jako součet dílčích průtoků v jednotlivých pruzích:

$$Q = \sum Q_i = \sum F_i \cdot v_{si} \quad i = 1, \dots, n \quad (6.10.)$$

Pro známé hodnoty průtoků Q při vodních stavech H se konstruuje závislost $Q = f(H)$, která se nazývá **konsumpční křivka**. Ta umožňuje určit průtok Q v případě, že jsou známy vodní stavy H z měření např. vodoměrnou latí.

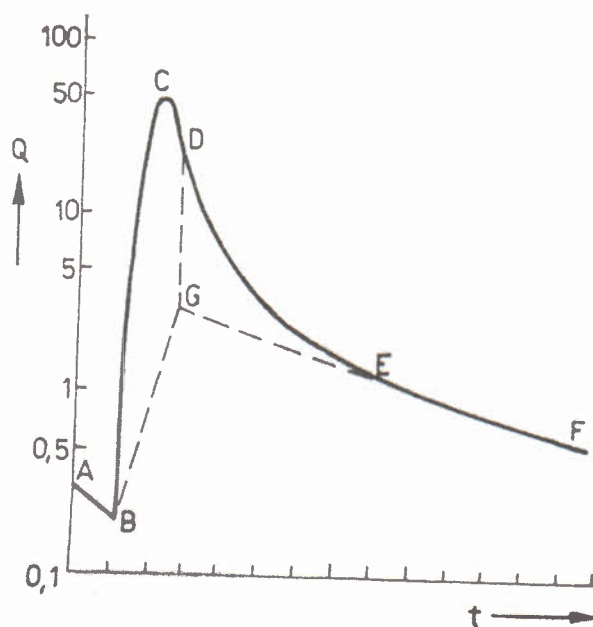
Z průtoků se počítá **specifický odtok** q pro dané povodí,

$$q = Q/F \quad (6.11.)$$

kde F je plocha povodí. Hodnota q se udává v $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ nebo v $\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Specifický odtok v déle trvajícím období sucha charakterizuje retenční kapacitu daného povodí.

6.6. Interpretace hydrogramu

Chronologický záznam průtoků Q v průtočném profilu se nazývá **hydrogram**. Dochází u něho k rychlému vzestupu průtoků po začátku srážek a k pozvolnému poklesu po jejich skončení. Po delším období bez srážek teče ve vodním toku jen podzemní voda, která reprezentuje **podzemní odtok** (také základní odtok). Existuje řada metod k separaci základního odtoku z hydrogramu během srážek. Běžná metoda je založená na geometrii hydrogramu a je patrná z obr. 6.7.



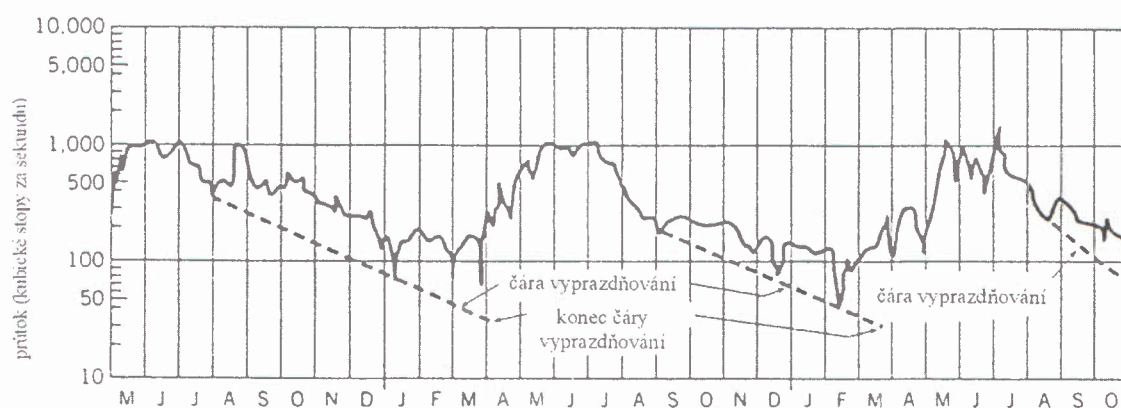
Obr. 6.7. Separace podzemního odtoku z hydrogramu (Šilar, 1996). Čára ABCDEF reprezentuje celkový odtok, čára ABGEF pak reprezentuje podzemní odtok.

V poslední době se k vyčlenění podzemního odtoku používají stopovače jako je ^{18}O , rozpuštěný Si atd. Interpretace je založená na odlišné koncentraci stopovačů ve srážkách a v podzemní vodě a na aplikaci směšovací rovnice (kapitola 10.2., rovnice 10.9.). Aplikace stopovačů vedla ke zjištění, že i během bouřky tvoří podzemní voda překvapivě velkou část celkového odtoku (i přes 60 %), což vedlo k řadě teorií vysvětlujících toto chování. Např.

Gillham (1984) navrhl teorii vlivu kapilární tržně na odtok podzemní vody. Tam, kde je kapilární tržně v blízkosti toku blízko povrchu terénu, dojde už při infiltraci malého množství srážek k saturaci a tato zóna pak přispívá k podzemnímu odtoku. K vyčlenění podzemního odtoku se používá **Mailletova rovnice**:

$$Q = Q_0 \cdot e^{-kt} \quad (6.12.)$$

kde Q je průtok, Q_0 je průtok v čase t_0 , t je čas a k je **recesní konstanta** (také koeficient vyprazdňování). Hodnotu recesní konstanty určíme z grafu $\ln Q = f(t)$, (obr. 6.8.).



Obr. 6.8. Graf průtoku v toku jako funkce času (podle Meyboom, 1961, z Domenico a Schwartz, 1998).

Recesní konstantu k určíme jako

$$k = -(1/t) \cdot \ln(Q/Q_0) \quad (6.8.)$$

Hodnota k je menší než 1 a její hodnota závisí na retenční kapacitě povodí. V semilogaritmickém grafu $\log Q = f(t)$ je k směrnici přímky a pro t_1 rovný jednomu logaritmickému cyklu platí, že

$$Q = Q_0 / 10^{t/t_1} \quad (6.9.)$$

Pokud použijeme $t = t_1$, platí, že

$$Q = Q_0 / 10 \quad (6.10.)$$

Celkový objem základního odtoku za dané období dostaneme integrací rovnice 6.9.:

$$V_{\text{podz. odtok}} = \int_0^t Q \cdot dt = - \left[\frac{Q_0 t_1 / 2,3}{10^{t/t_1}} \right]_{t_0}^t \quad (6.11.)$$

Pokud $t = \infty$, představuje vypočtený objem množství podzemního odtoku v případě jeho úplného vyčerpání a nazývá se potenciální podzemní odtok. Vypočte se jako

$$V_{\text{potenc. podz. odtok}} = Q_0 \cdot t_1 / 2,3 \quad (6.12.)$$

Potenciální podzemní odtok je množství vody na začátku vyprazdňování. Rozdíl mezi hodnotou zbývajících potenciálního podzemního odtoku na konci vyprazdňování a hodnotou potenciálního podzemního odtoku na začátku nového vyprazdňování odpovídá hodnotě doplňování podzemní vody mezi oběma obdobími vyprazdňování.

Př. (z Domenico a Schwartz, 1998): Z grafu na Obr. 6.8. určete objem doplňování podzemní vody mezi dvěma obdobími vyprazdňování.

Řešení: Na začátku prvního období vyprazdňování byla počáteční hodnota odtoku $500 \text{ ft}^3/\text{s}$ a jeden logaritmický cyklus trval zhruba 7,5 měsíce. Celková doba vyprazdňování byla okolo 8 měsíců. Potenciální podzemní odtok vypočteme jako

$$V_1 = Q_0 \cdot t_1 / 2,3 = (500 \text{ ft}^3/\text{s} \times 7,5 \text{ měsíc} \times 30 \text{ den/měsíc} \times 1440 \text{ min/den} \times 60 \text{ s/min}) / 2,3 = 4222 \times 10^6 \text{ ft}^3$$

Pak vypočteme objem vody vyprázdněné za 8 měsíců:

$$-(Q_0 t_1 / 2,3) / 10^{t_1/7,5} = -4222 \times 10^6 \text{ ft}^3 / 10^{8/7,5} = 3800 \times 10^6 \text{ ft}^3 \text{ a zbývajících objem vody jako rozdíl potenciálního p.o. a vyprázdněné vody, což je } 422 \times 10^6 \text{ ft}^3.$$

U druhého období vyprazdňování byla počáteční hodnota odtoku $200 \text{ ft}^3/\text{s}$ a jeden logaritmický dílek opět trval 7,5 měsíců. Potenciální podzemní odtok u druhého období pak byl $V_2 = (200 \text{ ft}^3/\text{s} \times 7,5 \text{ měsíc} \times 30 \text{ den/měsíc} \times 1440 \text{ min/den} \times 60 \text{ s/min}) / 2,3 = 1400 \times 10^6 \text{ ft}^3$.

Množství doplňování je rozdíl mezi potenciálním odtokem na začátku druhého období a zbývajících objemu vody na konci prvního období, tedy

$$\text{Doplňování} = 1400 \text{ ft}^3 \times 10^6 - 422 \text{ ft}^3 \times 10^6 = 978 \times 10^6 \text{ ft}^3$$

Literatura ke kapitole 6:

Domenico P.A., Schwartz F.W., 1998: Physical and Chemical Hydrogeology, 2nd Edition, John Wiley and Sons, New York.

Fetter C.W., 1994: Applied Hydrogeology, 3rd Edition, Prentice Hall, New York.

Gélinas P., Therrien R., 2001: Hydrogéologie, Notes de cours, Université Laval, Ste Foy, Québec, Canada.

Gillham R.W., 1984: The capillary fringe and its effects on water-table response, J. Hydrology 67, pp. 307-324.

Hillel D., 1971: Soil and Water: Physical Principles and Processes, Academic Press, New York.

Kitanidis P.K., 1997: Introduction to Geostatistics, Applications in Hydrogeology, Cambridge University Press.

Kutílek M., 1984: Vlhkost pórovitých materiálů, SNTL, Praha.

Šilar J., Pačes T., Dovolil M., Sarga K., 1983: Všeobecná hydrogeologie, SPN Praha, 177 str.

Šilar J., 1996: Hydrologie v životním prostředí, učební texty projektu PHARE, UJEP Ústí nad Labem.

7. Hydraulika vrtů

7.1. Radiální proudění

Hydraulika vrtů je důležitou součástí aplikované hydrogeologie. Vrtý slouží nejen k jímání podzemní vody, ale i k určení hydraulických parametrů kolektorů, které jsou nutné např. k dimenzování sanačních systémů.

Pro účely našich analýz budeme předpokládat, že kolektory jsou radiálně symetrické a že tedy jejich horizontální hydraulická vodivost nezávisí na směru. Při odvození analytických řešení rovnic proudění se dále předpokládá, že kolektory jsou nekonečného rozsahu a že jejich mocnost je konstantní. Uvidíme ale, že řešení mohou zahrnovat i vliv propustných a nepropustných hranic.

Proudění k čerpanému vrtu je radiální, což znamená, že proudnice směřují k vrtu jako paprsky kola. K výpočtu se používají **polární souřadnice**. K určení polohy v kolektoru se pak používá **radiální vzdálenost** r , což je vzdálenost měřená mezi pólem a daným bodem a **úhel** θ , což je úhel mezi spojnicí daného bodu a **polární osou**, která je referenční linií procházející pólem. Poloha bodu v kolektoru je tedy určena souřadnicemi r , θ . Pokud je kolektor homogenní a izotropní, pak hydraulická výška nezávisí na θ . Transformace mezi kartézskými a polárními souřadnicemi je dána jako $x = r \cdot \cos \theta$ a $y = r \cdot \sin \theta$.

Laplaceova rovnice pro radiální ustálené proudění má v polárních souřadnicích tvar

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} = 0 \quad (7.1.)$$

Rovnice pro radiální neustálené proudění v napjaté zvodni je

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \cdot \frac{\partial h}{\partial r} = \frac{S_p}{T} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (7.2.)$$

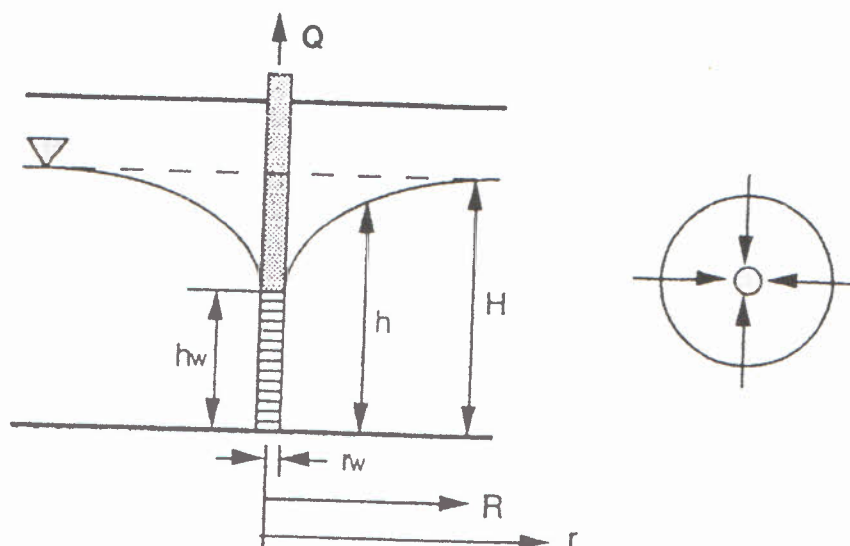
kde h je hydraulická výška, r je radiální vzdálenost od vrtu, S_p je pružná zásobnost, T je transmisivita a t je čas. Analytické řešení těchto rovnic se provádí za použití technik jako je Laplaceova transformace a Besselovy funkce.

Výsledná řešení jsou pak použita k výpočtu hydraulických výšek v okolí čerpaného vrtu, pokud jsou známy hydraulické parametry kolektoru. Naopak, pokud je znám průběh snížení v čerpaném vrtu a v jeho okolí v čase, je možné tyto hydraulické parametry kolektoru určit.

7.2. Čerpací zkoušky při ustáleném režimu

7.2.1. Volná zvodněň

Čerpací zkoušky při **ustáleném proudění** se již používají méně a tak mají svůj význam spíše z historického hlediska. Spočívají v čerpání vody z vrtu až do času, kdy nedochází k dalšímu snížení hladiny. Aplikuje se při nich Dupuitova hypotéza, u které se předpokládá zanedbatelná vertikální složka proudění. Geometrie daného systému je na obr. 7.1. Při proudění k vrtu



Obr. 7.1. Ustálené radiální proudění ve volné zvodni (Gélinas a Therrien, 2001).

voda protéká přes průřez A , který závisí na radiální vzdálenosti od vrtu r a na hydraulické výšce h :

$$A = 2 \cdot \pi \cdot r \cdot h \quad (7.3.)$$

Podle Darcyho zákona je průtok Q přes tento průřez roven

$$Q = k \cdot I \cdot A \quad (7.4.)$$

kde k je hydraulická vodivost a I je hydraulický gradient rovný dh/dr . Platí tedy, že

$$Q = k \cdot (dh/dr) \cdot 2 \cdot \pi \cdot r \cdot h \quad (7.5.)$$

Tato rovnice může být řešena separací proměnných:

$$Q(dr/r) = (2 \cdot \pi \cdot k) \cdot h \cdot dh \quad (7.6.)$$

Po integraci dostaneme

$$Q \cdot \ln r = 2 \cdot \pi \cdot k \cdot (h^2/2) + C \quad (7.7.)$$

kde C je integrační konstanta. Tu odvodíme, když za okrajové podmínky dosadíme $r = r_w$ a $h = h_w$, kde r_w je poloměr čerpaného vrtu a h_w je hydraulická výška v tomto vrtu. Integrační konstanta je pak rovna

$$C = Q \cdot \ln r_w - 2 \cdot \pi \cdot k \cdot (h_w^2/2) \quad (7.8.)$$

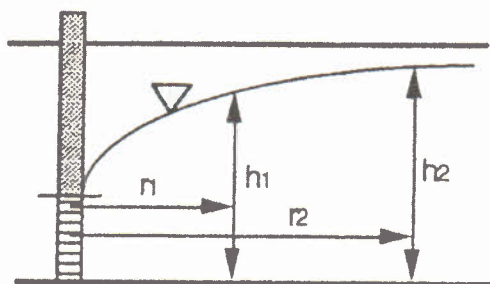
Po dosazení integrační konstanty a při okrajových podmínkách $r = R$ a $h = H$, kde R je poloměr dosahu depresního kužele a H je původní hydraulická výška před čerpáním, obdržíme

$$Q = \frac{\pi \cdot k \cdot (H^2 - h_w^2)}{\ln\left(\frac{R}{r_w}\right)} \quad (7.9.)$$

Obvykle jsou k interpretaci používány dva pozorovací vrty (obr. 7.2.) a v tom případě odpadá nutnost určení dosahu depresního kužele R (viz dále). Pak se hydraulická vodivost vypočte ze vztahu

$$k = \frac{Q}{\pi} \cdot \frac{\ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right)}{(h_2^2 - h_1^2)} \quad (7.10.)$$

kde h_2 a h_1 jsou hydraulické výšky ve dvou pozorovacích vrtech ve vzdálenostech r_2 a r_1 od čerpacího vrtu (obr. 7.2.).



Obr. 7.2. Čerpací zkouška u volné zvodně se dvěma pozorovacími vrty (Gélinas a Therrien, 2001).

7.2.2. Napjatá zvodně

Geometrie proudění v případě napjaté zvodně je na obr. 7.3. V tomto případě jde o horizontální proudění přes celou mocnost zvodně b . Průřez, přes který proudí voda je

$$A = 2 \cdot \pi \cdot r \cdot b \quad (7.11.)$$

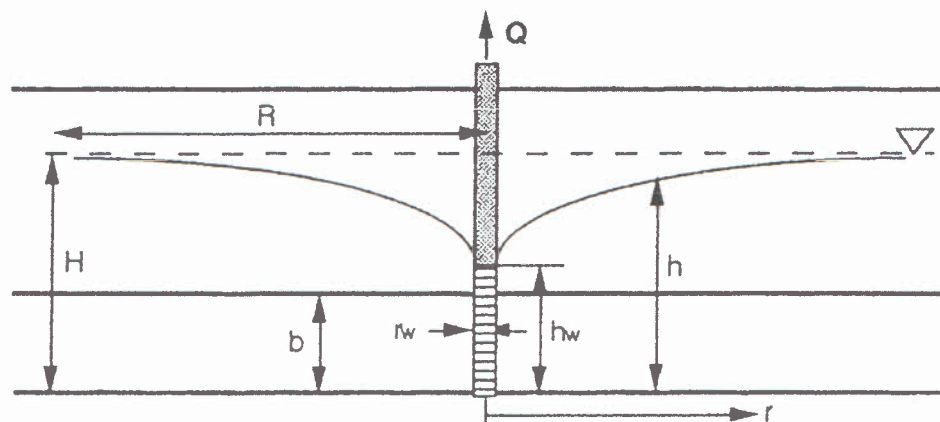
a Darcyho zákon má následující tvar:

$$Q = 2 \cdot \pi \cdot r \cdot b \cdot (dh/dr) \quad (7.12.)$$

Rovnice, ze které je možné vypočíst hydraulickou vodivost k je pak

$$Q = 2 \cdot \pi \cdot k \cdot b \cdot \frac{(h_2 - h_1)}{\ln\left(\frac{r_2}{r_1}\right)} \quad (7.13.)$$

kde b je mocnost napjaté zvodně a význam ostatních symbolů je stejný jako u volné zvodně. Tato rovnice je také známa pod názvem **Thiemova rovnice**.



Obr. 7.3. Ustálené radiální proudění v napjaté zvodni (Gélinas a Therrien, 2001).

Z rovnice 7.13. vyplývá přímá úměrnost mezi podílem $Q/(h_2-h_1)$ a transmisivitou $T = k.b$. Pokud známe snížení na čerpaném vrtu při daném čerpaném množství, je možné vypočítat **specifickou vydatnost q (m^2/s)**:

$$q = Q/s \quad (7.14.)$$

kde s je snížení ve vrtu. Tento parametr dává předběžnou informaci o propustnosti a je možné ho korelovat s transmisivitou. V ČR se při regionálním hydrogeologickém průzkumu běžně používá jeho logaritmická transformace (Jetel, 1982), zvaná **index průtočnosti Y** , definovaná jako

$$Y = \log(10^6 q) \quad (7.15.)$$

Shrnutí:

- Výhodou čerpacích zkoušek při ustáleném proudění je jejich poměrně jednoduchá interpretace.
- Nevýhodou je delší doba čerpání až do ustáleného stavu, která prodražuje zkoušku a také to, že není možné určit zásobnost S .
- Další nevýhoda spočívá v nutnosti odhadu dosahu depresního kužele R v případě pozorování hladiny jen v čerpacím vrtu. Tento problém je eliminován, pokud jsou k dispozici údaje ze dvou pozorovacích vrtů. I při chybě odhadu R však není výsledná chyba výpočtu příliš velká, protože tento parametr je do rovnic dosazován v logaritmické formě.

Je třeba zdůraznit, že tento typ čerpacích zkoušek byl jediný, který se ve světě do roku 1935 prováděl a v bývalém Československu došlo k zavedení metody neustáleného proudění ještě mnohem později (po roce 1960).

7.3. Čerpací zkoušky při neustáleném režimu

7.3.1. Theisova metoda

V případě napjaté zvodně je voda při neustáleném režimu uvolňována z pružné zásobnosti kolektoru. V roce 1935 vyvinul Theis řešení rovnice neustáleného proudění k vrtu (rovnice 7.2.) na základě analogie s šířením tepla. U **Theisova řešení** se neinterpretuje závěrečné snížení, ale průběh snížení v čase. Jsou zavedeny následující předpoklady:

- Proudění je laminární a je popsáno Darcyho zákonem.
- Voda je uvolňována ze zásobnosti okamžitě při snížení hydraulické výšky.
- Kolektor je homogenní a izotropní a má konstantní mocnost.
- Horizontální rozsah kolektoru je nekonečný.
- Zvodeň je před čerpáním v klidu, tedy není v ní žádné proudění.

Počáteční podmínka je konstantní hydraulická výška h_0 v čase nula před čerpáním, tedy

$$h(r, 0) = h_0 \quad (7.16.)$$

Okrajové podmínky jsou: (a) nulové snížení v nekonečné vzdálenosti od vrtu,

$$H(\infty, t) = h_0 \quad (7.17.)$$

a (b) čerpané množství Q ve vrtu pro čas $t > 0$ je konstantní:

$$\lim_{r \rightarrow 0} \left(r \frac{\partial h}{\partial r} \right) = \frac{Q}{2\pi T} \quad (7.18.)$$

kde T je transmisivita. Řešením je vztah pro výpočet snížení s ve vzdálenosti r od vrtu a v čase t :

$$s = h_0 - h(r, t) = \frac{Q}{4\pi T} \cdot \int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} du \quad (7.19.)$$

kde

$$u = \frac{r^2 \cdot S_p}{4 \cdot T \cdot t} \quad (7.20.)$$

Pro dané hodnoty proměnné u se integrál v rovnici 7.19. nazývá **studňová funkce $W(u)$** nebo také charakteristická funkce vrtu. Pokud použijeme tohoto zápisu, Theisovo řešení má tvar

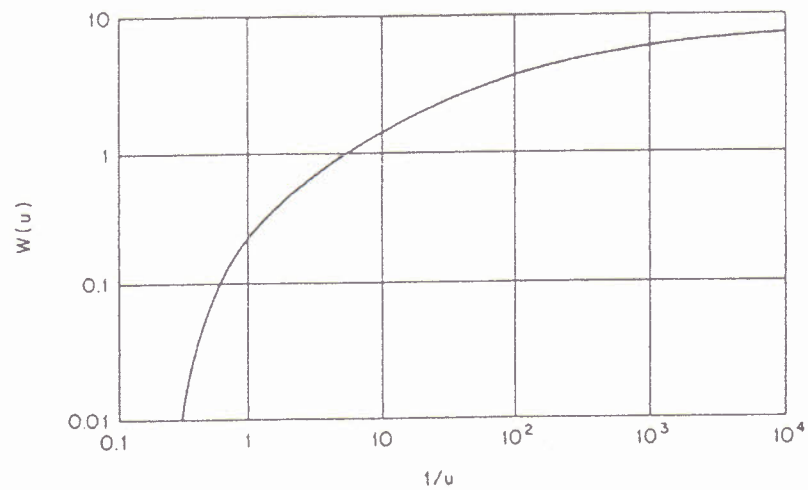
$$s = \frac{Q}{4\pi T} \cdot W(u) \quad (7.21.)$$

Na obr. 7.4. jsou hodnoty funkce $W(u)$ pro různé hodnoty jejího argumentu u .

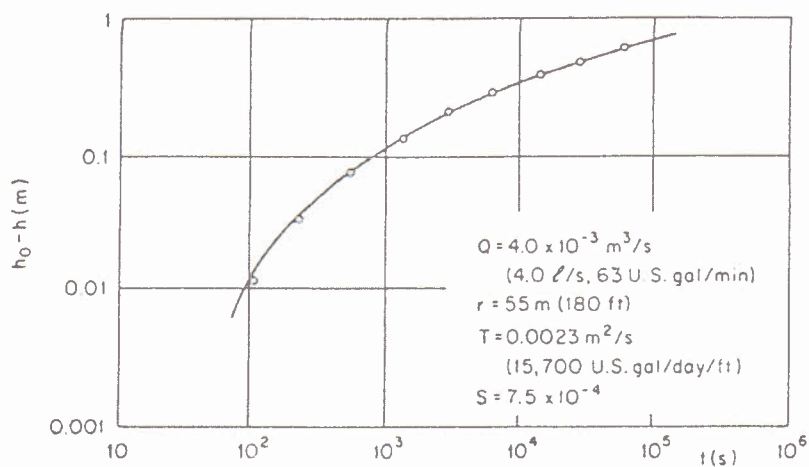
u	1.0	2.0	3.0	4.0	5.0	6.0	7.0	8.0	9.0
$\times 1$	0.219	0.049	0.013	0.0038	0.0011	0.00036	0.00012	0.000038	0.000012
$\times 10^{-1}$	1.82	1.22	0.91	0.70	0.56	0.45	0.37	0.31	0.26
$\times 10^{-2}$	4.04	3.35	2.96	2.68	2.47	2.30	2.15	2.03	1.92
$\times 10^{-3}$	6.33	5.64	5.23	4.95	4.73	4.54	4.39	4.26	4.14
$\times 10^{-4}$	8.63	7.94	7.53	7.25	7.02	6.84	6.69	6.55	6.44
$\times 10^{-5}$	10.94	10.24	9.84	9.55	9.33	9.14	8.99	8.86	8.74
$\times 10^{-6}$	13.24	12.55	12.14	11.85	11.63	11.45	11.29	11.16	11.04
$\times 10^{-7}$	15.54	14.85	14.44	14.15	13.93	13.75	13.60	13.46	13.34
$\times 10^{-8}$	17.84	17.15	16.74	16.46	16.23	16.05	15.90	15.76	15.65
$\times 10^{-9}$	20.15	19.45	19.05	18.76	18.54	18.35	18.20	18.07	17.95
$\times 10^{-10}$	22.45	21.76	21.35	21.06	20.84	20.66	20.50	20.37	20.25
$\times 10^{-11}$	24.75	24.06	23.65	23.36	23.14	22.96	22.81	22.67	22.55
$\times 10^{-12}$	27.05	26.36	25.96	25.67	25.44	25.26	25.11	24.97	24.86
$\times 10^{-13}$	29.36	28.66	28.26	27.97	27.75	27.56	27.41	27.28	27.16
$\times 10^{-14}$	31.66	30.97	30.56	30.27	30.05	29.87	29.71	29.58	29.46
$\times 10^{-15}$	33.96	33.27	32.86	32.58	32.35	32.17	32.02	31.88	31.76

SOURCE: Wenzel, 1942.

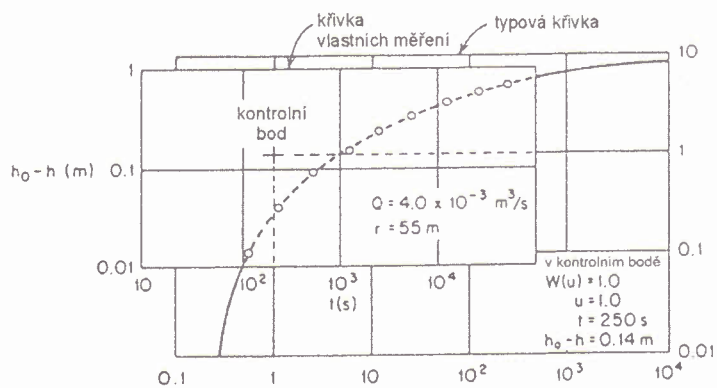
Obr. 7.4. Hodnoty $W(u)$ pro různé hodnoty u .



(a)



(b)



(c)

$$T = \frac{QW(u)}{4\pi(h_0 - h)} = \frac{(4.0 \times 10^{-3})(1.0)}{(4.0)(3.14)(0.14)} = 0.0023 \text{ m}^2/\text{s}$$

$$S = \frac{4uTt}{r^2} = \frac{(4.0)(1.0)(0.0023)(250)}{(55.0)^2} = 7.5 \times 10^{-4}$$

$W(u)$

Obr. 7.5. (a) Křivka studňové funkce $W(u)$, (b) data z čerpací zkoušky, (c) Theisovo řešení superpozicí obou křivek (podle Freeze a Cherry, 1979)

Na obr. 7.5.(a) je graf studňové funkce $W(u)$. Theisova metoda spočívá v určení neznámých kolektorových parametrů T a S se známých dat průběhu snížení v čase, když čerpané množství je konstantní. Hodnoty snížení v čase jsou vyneseny v bilogarithmickém grafu, obr. 7.5.(b). Tento graf je pak přiložen na graf studňové funkce, přičemž osy obou grafů musí být rovnoběžné, obr. 7.5.(c). Když se naměřené body kryjí s teoretickou křivkou, vybereme bod (nemusí ležet na překrývajících se křivkách) a odečteme pro něj hodnoty $W(u)$, $1/u$, t a s ($s = h_0 - h$). Z hodnot $W(u)$ a s nejprve vypočteme transmisivitu T podle rovnice

$$T = \frac{Q \cdot W(u)}{4 \cdot \pi \cdot s} \quad (7.22.)$$

Pak použijeme vypočtené T k výpočtu pružné zásobnosti S_p :

$$S_p = \frac{4 \cdot u \cdot T \cdot t}{r^2} \quad (7.23.)$$

Jednotky musí být konzistentní, když např. dosazujeme snížení s v metrech, čerpané množství by mělo být v m^3/s a T pak vyjde v m^2/s .

Tato metoda je běžně používána a je součástí programů pro hydrodynamické zkoušky, jako je Aquifer Test.

7.3.2. Semilogarithmická Jacobova metoda

Theisova metoda byla modifikována Jacobem, který zjistil, že pro velké hodnoty času můžeme funkci $W(u)$ vyjádřit za použití jen prvních členů nekonečné řady:

$$W(u) = (-0,5772 - \ln u) \quad (7.24.)$$

Jelikož $0,577$ je $\ln 1,78$ a zároveň $-\ln u = \ln(1/u)$, můžeme psát, že

$$W(u) = -\ln(1,78) - \ln u = -(\ln 1,78u) = \ln(1/1,78u) \quad (7.25.)$$

Po dosazení za $u = r^2 \cdot S_p / (4 \cdot T \cdot t)$ dostaneme

$$W(u) = \ln(4 \cdot T \cdot t / 1,78 \cdot r^2 \cdot S_p) = \ln(2,25 \cdot T \cdot t / r^2 \cdot S_p) \quad (7.26.)$$

Theisovu rovnici pak můžeme psát jako

$$s = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \cdot \ln \left(\frac{2,25 \cdot T \cdot t}{r^2 \cdot S_p} \right) \quad (7.27.)$$

Po transformaci $\ln$ na $\log$ pak dostaneme rovnici **Jacobova řešení**,

$$s = \frac{2,3 \cdot Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \cdot \log \left(\frac{2,25 \cdot T \cdot t}{r^2 \cdot S_p} \right) \quad (7.28.)$$

V semilogaritmickém grafu $s\text{-}\log t$ (obr. 7.6.) je tato rovnice rovnicí přímky o směrnici $2,3.Q/(4.\pi.T)$. Pokud použijeme pro výpočet snížení Δs pro jeden logaritmický cyklus, dostaneme hodnotu transmisivity jako

$$T = \frac{2,3.Q}{4.\pi.\Delta s} \quad (7.29.)$$

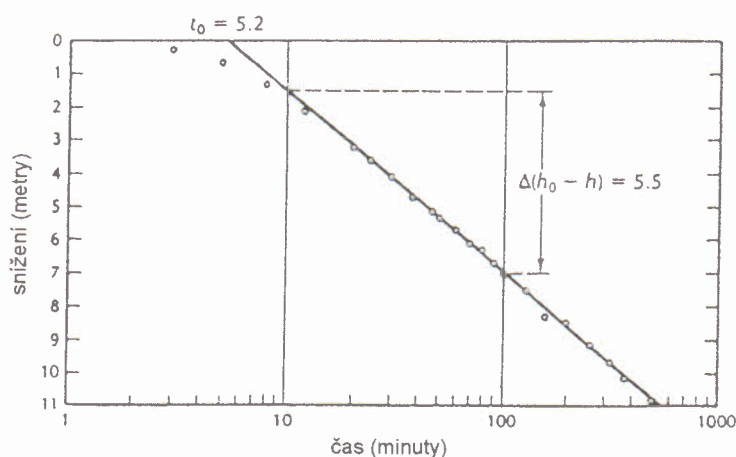
Pro výpočet pružné zásobnosti S_p se používá **metoda času t_0** . V tomto případě se přímka proložená body snížení extrapoluje až protne osu $\log t$ (obr. 7.6.). Platí, že v tomto bodě $s = 0$ a tak musí platit, že $\log(2,25.T.t/r^2.S_p) = 0$. Hodnota S_p se pak vypočte jako

$$S_p = \frac{2,25.T.t_0}{r^2} \quad (7.30.)$$

Tato metoda platí pro pokročilou hodnotu času čerpací zkoušky, kdy hodnota $u < 0,01$. Interpretace je jednodušší než u Theisovy metody, protože odpadá superpozice křivek. Údaje z čerpacího vrtu jsou však nespolehlivé a mohou být jen v krajním případě použity k výpočtu T . K výpočtu jak T , tak i S_p je nutné mít údaje z pozorovacího vrtu. Metoda se používá pro napjatou zvodeň, ale je použitelná i pro volnou zvodeň, pokud nedochází k projevům zpožděného uvolňování vody (viz dále) a pokud nedojde ke snížení většímu než je 10 % počáteční mocnosti zvodně. Pak je nutné snížení opravit podle vzorce

$$s_{oprav} = s - \frac{s^2}{2.h_0} \quad (7.31.)$$

kde h_0 je počáteční mocnost zvodně, s je naměřené snížení a s_{oprav} je opravené snížení.

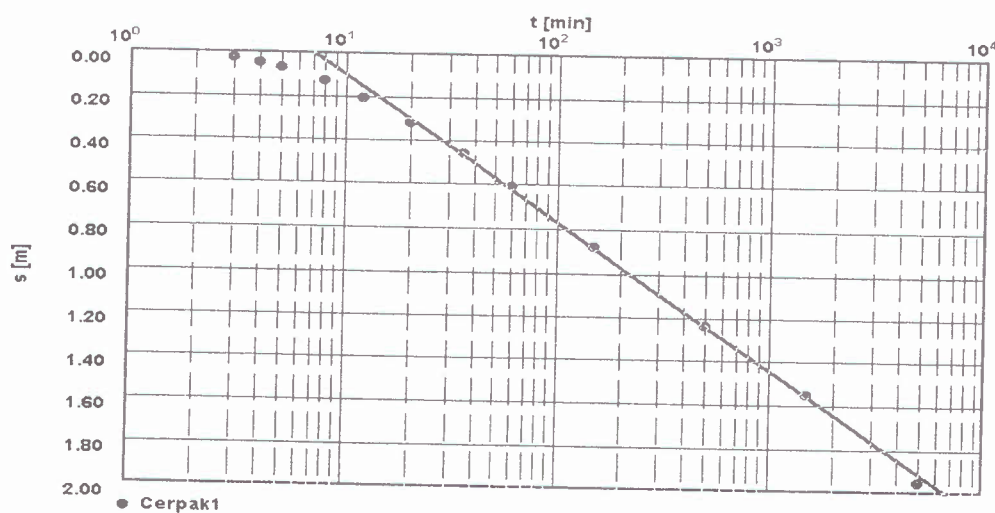


Obr. 7.6. Princip Jacobovy metody (podle Fetter, 1994).

Př.: Byl provedena čerpací zkouška v napjaté zvodni o mocnosti $b = 20,0$ m v podmínkách neustáleného proudění. Hodnoty snížení s ve vrtu vzdáleném 300 m od čerpacího vrtu v průběhu času jsou v následující tabulce. Konstantní čerpané množství Q bylo $0,083$ m³/s. Vypočtěte hodnoty T a S_p metodou Jacoba.

Čas (min)	Snížení (m)
3	0,024
4	0,046
5	0,067
8	0,13
12	0,21
20	0,32
35	0,46
60	0,61
150	0,88
500	1,24
1500	1,55
5000	1,95

Řešení: - Vyneseme graf $s - \log t$:



- Z grafu odečteme $\Delta s = 0,68$ m.
- Pak vypočteme T jako $T = 2,3 \cdot Q / 4\pi \cdot \Delta s = 2,3 \cdot 0,083 / (12,56 \cdot 0,68) = 2,23 \times 10^{-2}$ m²/s a k jako $k = T/b = 2,23 \times 10^{-2} / 20 = 1,12 \times 10^{-3}$ m/s
- Z grafu odečteme čas $t_0 = 7$ min = 420 s a S_p vypočteme jako $S_p = 2,25 \cdot T \cdot t_0 / r^2$
- $= 2,25 \cdot 0,0223 \cdot 420 / (300)^2 = 2,34 \times 10^{-4}$

7.3.3. Metoda snížení-vzdálenost

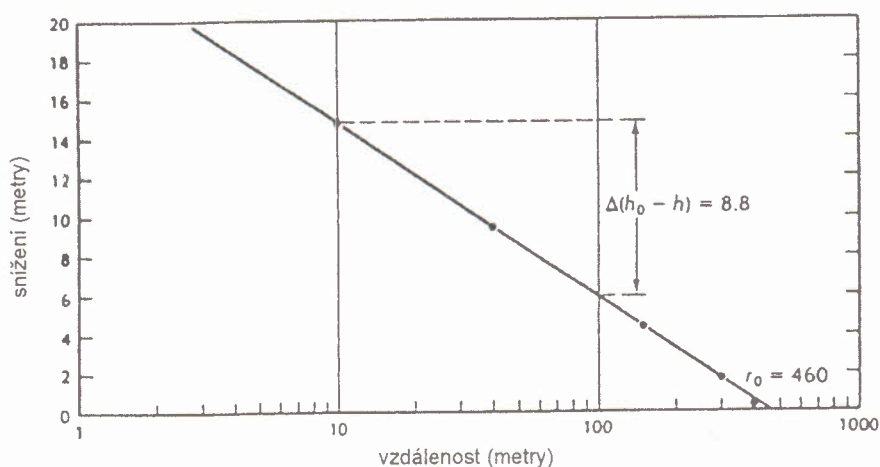
Existuje varianta Jacobovy metody pro případ, kdy máme několik pozorovacích vrtů na jedné přímce v různých vzdálenostech od čerpacího vrtu, které se nazývá **metoda snížení-vzdálenost**. V tomto případě vynášíme snížení s jako funkci logaritmu vzdálenosti od vrtu $\log r$ (obr. 7.7.). Rozdíl snížení ve vzdálenostech r_1 a r_2 je

$$\Delta s = s_1 - s_2 = \frac{2,3 \cdot Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \log \left(\frac{r_2^2}{r_1^2} \right) \quad (7.32.)$$

Proložíme body v grafu přímkou a když dosadíme vzdálenosti pro jeden logaritmický cyklus, např. $r_1 = 10 \text{ m}$, $r_2 = 100 \text{ m}$ a odečteme příslušné snížení, obdržíme vztah pro výpočet T :

$$T = \frac{2,3 \cdot Q}{2 \cdot \pi \cdot \Delta s} \quad (7.33.)$$

Tuto metodu lze navíc použít k určení dosahu depresního kužele jako průsečíku přímky v grafu s osou vzdálenosti pro snížení rovné nule.



Obr. 7.7. Princip metody snížení-vzdálenost (podle Fetter, 1994).

7.3.4. Stoupací zkoušky

Po skončení čerpací zkoušky dochází k vzestupu hladiny ve vrtu, který je možné využít k určení hydraulických parametrů vyhodnocením **stoupací zkoušky**. Hladina bude stoupat jako v případě, že by čerpání pokračovalo a zároveň by bylo do vrtu naléváno stejné množství vody jako je čerpané množství. Zbytkové snížení s' je pak

$$s' = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} [W(u) - W(u_s)] \quad (7.34.)$$

kde $u = r^2 \cdot S_p / T \cdot (t_p + t)$, $u_s = r^2 \cdot S_p / T \cdot t$, t_p je doba čerpání a t je čas od zastavení odběru (tedy od času t_p). Tato rovnice má řešení

$$s' = \frac{0,183 \cdot Q}{T} \cdot \log \frac{t_p + t}{t} \quad (7.35.)$$

Z této rovnice je možné vypočíst T ze směrnice grafu kde $x = \log[(t_p + t)/t]$ a $y = s'$. Hodnoty s' a $\log[(t_p + t)/t]$ by ale s časem klesaly a tak je vhodnější vynášet hodnoty $s = s'_0 - s'$ na ose y a $\log t' = \log[t/(t + t_p)]$ na ose x , kde s'_0 je počáteční maximální snížení na začátku stoupací zkoušky. Graf je pak analogií grafu na obr. 7.6. a jeho směrnice je $i = \Delta s / \Delta \log t'$. Transmisivitu pak vypočteme jako

$$T = 0,183 \cdot Q / i \quad (7.36.)$$

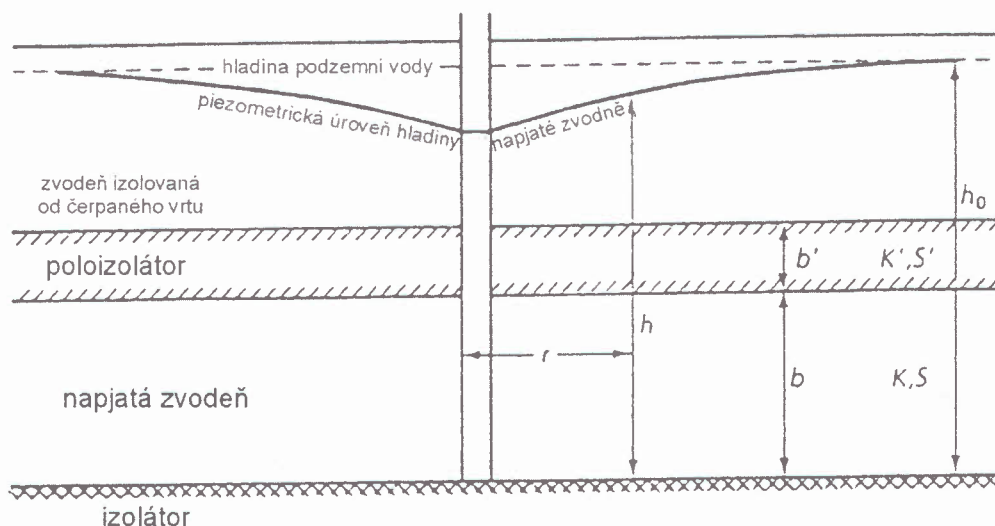
Podobně jako u čerpací zkoušky nelze údaje z čerpacího vrtu použít k výpočtu pružné zásobnosti S_p . Tu lze vypočíst v případě, že jsou k dispozici údaje z pozorovacího vrtu. V takovém případě zásobnost vypočteme jako

$$S_p = \frac{2,25 \cdot T \cdot t_p / r^2}{10^{s'_0 / i}} \quad (7.37.)$$

kde r je vzdálenost pozorovacího vrtu od čerpacího vrtu a ostatní členy rovnice už byly definovány dříve.

7.4. Proudění k vrtu s přetékáním

Mnoho napjatých zvodní nemá absolutně nepropustné hranice a může u nich docházet k přetékání z okolních kolektorů přes poloizolátory. Typická geometrie systému s přetékáním je na Obr. 7.8. Pokud je mezi kolektorem a poloizolátorem dostatečný rozdíl v hydraulických vodivostech (alespoň dva řády), je proudění v poloizolátoru vertikální.



Obr. 7.8. Geometrie systému s přetékáním (Fetter, 1994).

Při mocnosti poloizolátoru b' je vertikální hydraulický gradient napříč poloizolátorem roven

$$dh/dz = s/b' \quad (7.38.)$$

a průtok přes poloizolátor q_z je pak

$$q_z = k'(dh/dz) = k'(h_0 - h)/b' = k'(s/b') \quad (7.39.)$$

kde s je snížení v kolektoru a k' je hydraulická vodivost poloizolátoru. Rovnice proudění k vrtu s přetékáním je pak

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \cdot \frac{\partial h}{\partial r} = \frac{S_p}{T} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{k' \cdot s}{T \cdot b'} \quad (7.40.)$$

Je definován parametr zvaný **faktor těsnosti B** , který je roven

$$B = \sqrt{\frac{T \cdot b'}{k'}} = \sqrt{\frac{k \cdot b \cdot b'}{k'}} \quad (7.41.)$$

kde T , b a k jsou transmisivita, mocnost a hydraulická vodivost kolektoru. Po dosazení B do rovnice proudění s přetékáním obdržíme

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \cdot \frac{\partial h}{\partial r} = \frac{S_p}{T} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{s}{B^2} \quad (7.42.)$$

Řešení této rovnice se nazývá **řešení Hantushe a Jacoba**. Podmínky jsou stejné jako u Theisova řešení a navíc k nim přistupují následující podmínky: - proudění v poloizolátoru je vertikální a je úměrné snížení v kolektoru, - hydraulická výška v sousedním kolektoru, který je zdrojem vody je konstantní a - zásobnost poloizolátoru je zanedbatelná. V případech, kdy zásobnost poloizolátoru hraje důležitou roli, je třeba použít **řešení Neumana a Witherspoona** (viz např. Freeze a Cherry, 1979 nebo Kruseman a de Ridder, 1990).

Řešení Hantushe a Jacoba má podobný tvar jako řešení Theise:

$$s = \frac{Q}{4 \cdot \pi \cdot T} \cdot W\left(u, \frac{r}{B}\right) \quad (7.43.)$$

kde význam jednotlivých parametrů je stejný jako u Theisova řešení a B je faktor těsnosti. Množství vody přitékající z čerpaného kolektoru je

$$q_{kol} = Q \cdot \exp\left(\frac{-T \cdot t}{s \cdot B^2}\right) \quad (7.44.)$$

a množství vody z přetékání je

$$q_{přet} = Q - q_{kol} \quad (7.45.)$$

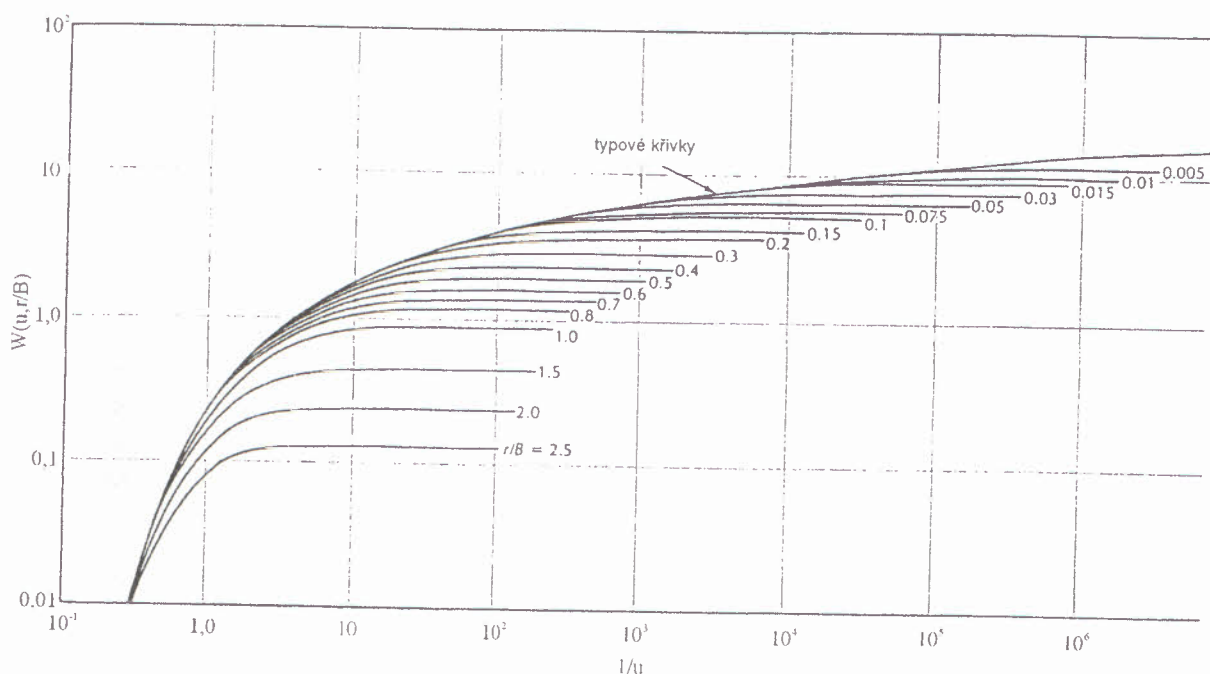
Hodnoty funkce $W(u, r/B)$ pro různé hodnoty parametru r/B jsou v grafu na obr. 7.9 a v tabulce na obr. 7.10. Z grafu vyplývá, že pro hodnotu $r/B = 0$ dostaneme Theisovo řešení.

Postup při řešení je následující: - vyneseme hodnoty snížení $\log s$ jako funkci času $\log t$, - přiložíme tento graf na graf $W(u, r/B)$, r/B tak, aby osy obou grafů byly rovnoběžné a aby se body překrývaly s určitou křivkou r/B , - odečteme hodnoty s , t , $W(u, r/B)$, u , r/B , - z rovnice

7.43. vypočteme T a pak vypočteme S_p z rovnice $u = r^2 \cdot S_p / (4 \cdot T \cdot t)$, - hydraulickou vodivost pak poloizolátoru určíme jako

$$K' = \frac{T \cdot b' \cdot (r/B)^2}{r^2} \quad (7.46.)$$

Množství vody z kolektoru a z přetékání určíme za použití rovnic 7.44 a 7.45. I tato metoda je běžnou součástí programů k vyhodnocení čerpacích zkoušek. Problémem u přetékání může být vliv dotace na hranici kolektoru (viz dále). Ta se totiž na grafu $\log s - \log t$ může projevovat jako přetékání. Při interpretaci čerpací zkoušky je třeba zohlednit geologickou situaci a rozhodnout, který proces je pravděpodobnější.



Obr. 7.9. Graf funkce $W(u, r/B)$ pro různé hodnoty u (z Gélinas a Therrien, 2001).

r/B	0.01	0.015	0.03	0.05	0.075	0.10	0.15	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0	1.5	2.0	2.5
0.000001	9.4425	8.6319	7.2471	6.2285	5.4228	4.8541	4.0601	3.5054	2.7449	2.2291	1.8488	1.5550	1.3210	1.1307	0.9735	0.8420	0.4276	0.2278	0.1247
0.000005	9.4413	8.6313	7.2450	6.2282	5.4062	4.8530	4.0595	3.4567	2.7428	2.2290	1.8486	1.5550	1.3210	1.1307	0.9735	0.8420	0.4276	0.2278	0.1247
0.00001	9.4176	8.6133	7.2450	6.2282	5.4062	4.8530	4.0595	3.4567	2.7428	2.2290	1.8486	1.5550	1.3210	1.1307	0.9735	0.8420	0.4276	0.2278	0.1247
0.00005	8.6827	8.4533	7.2450	6.2282	5.4062	4.8530	4.0595	3.4567	2.7428	2.2290	1.8486	1.5550	1.3210	1.1307	0.9735	0.8420	0.4276	0.2278	0.1247
0.0001	8.3983	8.1414	7.2122	6.2282	5.4062	4.8530	4.0595	3.4567	2.7428	2.2290	1.8486	1.5550	1.3210	1.1307	0.9735	0.8420	0.4276	0.2278	0.1247
0.0005	6.9750	6.9152	6.6219	6.0821	5.4062	4.8530	4.0595	3.4567	2.7428	2.2290	1.8486	1.5550	1.3210	1.1307	0.9735	0.8420	0.4276	0.2278	0.1247
0.001	6.3069	6.2765	6.1202	5.7965	5.3078	4.8292	4.0595	3.4567	2.7428	2.2290	1.8486	1.5550	1.3210	1.1307	0.9735	0.8420	0.4276	0.2278	0.1247
0.005	4.7212	4.7152	4.6829	4.6084	4.4713	4.2960	3.8821	3.4567	2.7428	2.2290	1.8486	1.5550	1.3210	1.1307	0.9735	0.8420	0.4276	0.2278	0.1247
0.01	4.0356	4.0326	4.0167	3.9795	3.9091	3.8150	3.5725	3.2875	2.7104	2.2253	1.8486	1.5550	1.3210	1.1307	0.9735	0.8420	0.4276	0.2278	0.1247
0.05	2.4675	2.4670	2.4642	2.4576	2.4448	2.4271	2.3776	2.3110	1.9283	1.7075	1.4927	1.2955	1.2955	1.1210	0.9700	0.8409	0.4271	0.2271	0.1174
0.1	1.8227	1.8225	1.8213	1.8184	1.8128	1.8050	1.7829	1.7527	1.6704	1.5644	1.4422	1.3115	1.1791	1.0505	0.9297	0.8190	0.4271	0.2271	0.1174
0.5	0.5598	0.5597	0.5596	0.5594	0.5588	0.5581	0.5561	0.5532	0.5453	0.5344	0.5206	0.5044	0.4860	0.4658	0.4440	0.4210	0.3007	0.1944	0.1174
1.0	0.2194	0.2194	0.2193	0.2193	0.2191	0.2190	0.2186	0.2179	0.2161	0.2135	0.2103	0.2065	0.2020	0.1970	0.1914	0.1855	0.1509	0.1139	0.0803
5.0	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0011	0.0010	0.0010	0.0009

SOURCE: After M. S. Hantush, "Analysis of Data from Pumping Tests in Leaky Aquifers," Transactions, American Geophysical Union, 37 (1956):702-14.

Obr. 7.10. Tabulka $W(u, r/B)$ jako funkce u (Fetter, 1994).

7.5. Neustálené proudění u volné zvodně

V případě čerpací zkoušky ve volné zvodni dochází k uvolňování vody dvěma mechanismy. V první fázi nastává tak jako u napjaté zvodně uvolňování vody z pružné zásobnosti S_p . V pozdější fázi pak už při snížení hladiny dochází ke drenáži pórů a uplatňuje se tak volná zásobnost S_v . Mezi těmito dvěma fázemi se uplatňují oba tyto mechanismy současně a dochází k dočasnému zamezení poklesu hladiny. Na křivce $\log s - \log t$ vzniká téměř horizontální střední segment. Tato křivka se v hydrogeologické literatuře nazývá **Boultonova S-křivka** podle britského hydrogeologa, který se čerpacími zkouškami ve volné zvodni zabýval. Tento horizontální segment závisí na propustnosti kolektoru a téměř nevzniká tam, kde je tato propustnost vysoká. Např. u štěrků je méně výrazný než u písků.

Na rozdíl od napjaté zvodně není mocnost volné zvodně při čerpací zkoušce konstantní, ale dochází k jejímu poklesu. Je také porušen Dupuitův předpoklad horizontálního proudění, protože v okolí vrtu dochází ke vzniku vertikálních hydraulických gradientů. Vzdálenost od vrtu, ve které se už nevyskytují vertikální hydraulické gradienty, závisí na anizotropii hydraulické vodivosti a je rovna

$$L = 1,5b \sqrt{\frac{K_h}{K_v}} \quad (7.47.)$$

kde b je původní mocnost kolektoru, K_h a K_v jsou horizontální a vertikální hydraulická vodivost. Proto se S-křivka projevuje v blízkosti čerpaného vrtu a s rostoucí vzdáleností vyznívá.

K interpretaci čerpacích zkoušek u volné zvodně se používá **řešení Neumana**. Základní rovnice je podobná rovnici pro Theisovo řešení:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u_A, u_B, \Gamma) \quad (7.48.)$$

kde $W(u_A, u_B, \Gamma)$ je studňová funkce pro volnou zvodně. Argumenty této funkce jsou

$$u_A = \frac{r^2 \cdot S_p}{4 \cdot T \cdot t} \quad (7.49.)$$

pro počáteční hodnoty snížení,

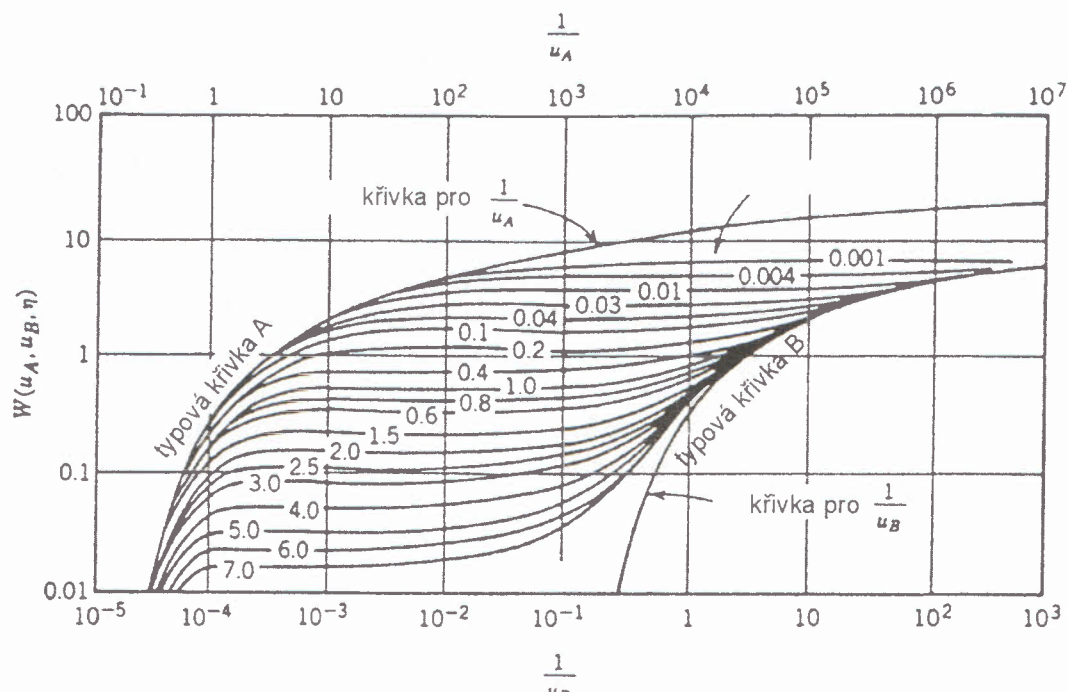
$$u_B = \frac{r^2 \cdot S_v}{4 \cdot T \cdot t} \quad (7.50.)$$

a pro pozdní hodnoty snížení, když S_v je volná zásobnost. Parametr Γ je definován jako

$$\Gamma = \frac{r^2 \cdot K_v}{b^2 \cdot K_h} \quad (7.51.)$$

K interpretaci se používají dva typy křivek (obr. 7.11.). Křivky typu A se používají pro ranou fázi čerpací zkoušky, kdy je voda uvolňována z pružné zásobnosti a křivky B se používají pro

pozdější fázi, kdy se uplatňuje volná zásobnost. Hodnoty pro konstrukci těchto křivek jsou v tabulkách na obr. 7.12.



Obr. 7.11. Typové křivky pro interpretaci čerpací zkoušky ve volné zvodni metodou Neumana (podle Fetter, 1994).

Postup při interpretaci je následující:

- vyneseme graf hodnot snížení $\log s$ jako funkci $\log t$, najdeme překryt bodů pro pozdní fázi čerpací zkoušky s křivkou typu B a odečteme hodnoty t , s , $W(u_B, \Gamma)$ a $1/u_B$. Hodnotu Γ odečteme u středních křivek. Pak vypočteme T z rovnice

$$T = \frac{Q}{4\pi T} W(u_B, \Gamma) \quad (7.52.)$$

a S_v jako

$$S_v = \frac{u_B \cdot 4 \cdot T \cdot t}{r^2} \quad (7.53.)$$

- Pak se interpretují počáteční hodnoty za použití křivek typu A. Odečtou se hodnoty t , s , $W(u_A, \Gamma)$ a $1/u_A$. Hodnota T se vypočte jako

$$T = \frac{Q}{4\pi T} W(u_A, \Gamma) \quad (7.54.)$$

A. Values of the function $W(u_s, \Gamma)$ for water-table aquifers

$1/u_s$	$\Gamma = 0.001$	$\Gamma = 0.01$	$\Gamma = 0.06$	$\Gamma = 0.2$	$\Gamma = 0.6$	$\Gamma = 1.0$	$\Gamma = 2.0$	$\Gamma = 4.0$	$\Gamma = 6.0$
4.0×10^{-1}	2.48×10^{-2}	2.41×10^{-2}	2.30×10^{-2}	2.14×10^{-2}	1.88×10^{-2}	1.70×10^{-2}	1.38×10^{-2}	9.33×10^{-3}	6.39×10^{-3}
8.0×10^{-1}	1.45×10^{-1}	1.40×10^{-1}	1.31×10^{-1}	1.19×10^{-1}	9.88×10^{-2}	8.49×10^{-2}	6.03×10^{-2}	3.17×10^{-2}	1.74×10^{-2}
1.4×10^0	3.53×10^{-1}	3.45×10^{-1}	3.18×10^{-1}	2.79×10^{-1}	2.17×10^{-1}	1.75×10^{-1}	1.07×10^{-1}	4.45×10^{-2}	2.10×10^{-2}
2.4×10^0	6.62×10^{-1}	6.33×10^{-1}	5.70×10^{-1}	4.83×10^{-1}	3.43×10^{-1}	2.56×10^{-1}	1.33×10^{-1}	4.76×10^{-2}	2.14×10^{-2}
4.0×10^0	1.02×10^0	9.63×10^{-1}	8.49×10^{-1}	6.88×10^{-1}	4.38×10^{-1}	3.00×10^{-1}	1.40×10^{-1}	4.78×10^{-2}	2.15×10^{-2}
8.0×10^0	1.57×10^0	1.46×10^0	1.23×10^0	9.18×10^{-1}	4.97×10^{-1}	3.17×10^{-1}	1.41×10^{-1}		
1.4×10^1	2.05×10^0	1.88×10^0	1.51×10^0	1.03×10^0	5.07×10^{-1}				
2.4×10^1	2.52×10^0	2.27×10^0	1.73×10^0	1.07×10^0					
4.0×10^1	2.97×10^0	2.61×10^0	1.85×10^0	1.08×10^0					
8.0×10^1	3.56×10^0	3.00×10^0	1.92×10^0						
1.4×10^2	4.01×10^0	3.23×10^0	1.93×10^0						
2.4×10^2	4.42×10^0	3.37×10^0	1.94×10^0						
4.0×10^2	4.77×10^0	3.43×10^0							
8.0×10^2	5.16×10^0	3.45×10^0							
1.4×10^3	5.40×10^0	3.46×10^0							
2.4×10^3	5.54×10^0								
4.0×10^3	5.59×10^0								
8.0×10^3	5.62×10^0								
1.4×10^4	5.62×10^0	3.46×10^0	1.94×10^0	1.08×10^0	5.07×10^{-1}	3.17×10^{-1}	1.41×10^{-1}	4.78×10^{-2}	2.15×10^{-2}

B. Values of the function $W(u_s, \Gamma)$ for water-table aquifers

$1/u_s$	$\Gamma = 0.001$	$\Gamma = 0.01$	$\Gamma = 0.06$	$\Gamma = 0.2$	$\Gamma = 0.6$	$\Gamma = 1.0$	$\Gamma = 2.0$	$\Gamma = 4.0$	$\Gamma = 6.0$
4.0×10^{-4}	5.62×10^0	3.46×10^0	1.94×10^0	1.09×10^0	5.08×10^{-1}	3.18×10^{-1}	1.42×10^{-1}	4.79×10^{-2}	2.15×10^{-2}
8.0×10^{-4}								4.80×10^{-2}	2.16×10^{-2}
1.4×10^{-3}								4.81×10^{-2}	2.17×10^{-2}
2.4×10^{-3}								4.84×10^{-2}	2.19×10^{-2}
4.0×10^{-3}					5.08×10^{-1}	3.18×10^{-1}	1.42×10^{-1}	4.78×10^{-2}	2.21×10^{-2}
8.0×10^{-3}					5.09×10^{-1}	3.19×10^{-1}	1.43×10^{-1}	4.96×10^{-2}	2.28×10^{-2}
1.4×10^{-2}					5.10×10^{-1}	3.21×10^{-1}	1.45×10^{-1}	5.09×10^{-2}	2.39×10^{-2}
2.4×10^{-2}					5.12×10^{-1}	3.23×10^{-1}	1.47×10^{-1}	5.32×10^{-2}	2.57×10^{-2}
4.0×10^{-2}					5.16×10^{-1}	3.27×10^{-1}	1.52×10^{-1}	5.68×10^{-2}	2.86×10^{-2}
8.0×10^{-2}				1.09×10^0	5.24×10^{-1}	3.37×10^{-1}	1.62×10^{-1}	6.61×10^{-2}	3.62×10^{-2}
1.4×10^{-1}			1.94×10^0	1.10×10^0	5.37×10^{-1}	3.50×10^{-1}	1.78×10^{-1}	8.06×10^{-2}	4.86×10^{-2}
2.4×10^{-1}			1.95×10^0	1.11×10^0	5.57×10^{-1}	3.74×10^{-1}	2.05×10^{-1}	1.06×10^{-1}	7.14×10^{-2}
4.0×10^{-1}			1.96×10^0	1.13×10^0	5.89×10^{-1}	4.12×10^{-1}	2.48×10^{-1}	1.49×10^{-1}	1.13×10^{-1}
8.0×10^{-1}	5.62×10^0	3.46×10^0	1.98×10^0	1.18×10^0	6.67×10^{-1}	5.06×10^{-1}	3.57×10^{-1}	2.66×10^{-1}	2.31×10^{-1}
1.4×10^0	5.63×10^0	3.47×10^0	2.01×10^0	1.24×10^0	7.80×10^{-1}	6.42×10^{-1}	5.17×10^{-1}	4.45×10^{-1}	4.19×10^{-1}
2.4×10^0	5.63×10^0	3.49×10^0	2.06×10^0	1.35×10^0	9.54×10^{-1}	8.50×10^{-1}	7.63×10^{-1}	7.18×10^{-1}	7.03×10^{-1}
4.0×10^0	5.63×10^0	3.51×10^0	2.13×10^0	1.50×10^0	1.20×10^0	1.13×10^0	1.08×10^0	1.06×10^0	1.05×10^0
8.0×10^0	5.64×10^0	3.56×10^0	2.31×10^0	1.85×10^0	1.68×10^0	1.65×10^0	1.63×10^0	1.63×10^0	1.63×10^0
1.4×10^1	5.65×10^0	3.63×10^0	2.55×10^0	2.23×10^0	2.15×10^0	2.14×10^0	2.14×10^0	2.14×10^0	2.14×10^0
2.4×10^1	5.67×10^0	3.74×10^0	2.86×10^0	2.68×10^0	2.65×10^0	2.65×10^0	2.64×10^0	2.64×10^0	2.64×10^0
4.0×10^1	5.70×10^0	3.90×10^0	3.24×10^0	3.15×10^0	3.14×10^0	3.14×10^0	3.14×10^0	3.14×10^0	3.14×10^0
8.0×10^1	5.76×10^0	4.22×10^0	3.85×10^0	3.82×10^0	3.82×10^0	3.82×10^0	3.82×10^0	3.82×10^0	3.82×10^0
1.4×10^2	5.85×10^0	4.58×10^0	4.38×10^0	4.37×10^0	4.37×10^0	4.37×10^0	4.37×10^0	4.37×10^0	4.37×10^0
2.4×10^2	5.99×10^0	5.00×10^0	4.91×10^0	4.91×10^0	4.91×10^0	4.91×10^0	4.91×10^0	4.91×10^0	4.91×10^0
4.0×10^2	6.16×10^0	5.46×10^0	5.42×10^0	5.42×10^0	5.42×10^0	5.42×10^0	5.42×10^0	5.42×10^0	5.42×10^0
8.0×10^2	6.47×10^0	6.11×10^0	6.11×10^0	6.11×10^0	6.11×10^0	6.11×10^0	6.11×10^0	6.11×10^0	6.11×10^0
1.4×10^3	6.67×10^0	6.67×10^0	6.67×10^0	6.67×10^0	6.67×10^0	6.67×10^0	6.67×10^0	6.67×10^0	6.67×10^0
2.4×10^3	7.21×10^0	7.21×10^0	7.21×10^0	7.21×10^0	7.21×10^0	7.21×10^0	7.21×10^0	7.21×10^0	7.21×10^0
4.0×10^3	7.72×10^0	7.72×10^0	7.72×10^0	7.72×10^0	7.72×10^0	7.72×10^0	7.72×10^0	7.72×10^0	7.72×10^0
8.0×10^3	8.41×10^0	8.41×10^0	8.41×10^0	8.41×10^0	8.41×10^0	8.41×10^0	8.41×10^0	8.41×10^0	8.41×10^0
1.4×10^4	8.97×10^0	8.97×10^0	8.97×10^0	8.97×10^0	8.97×10^0	8.97×10^0	8.97×10^0	8.97×10^0	8.97×10^0
2.4×10^4	9.51×10^0	9.51×10^0	9.51×10^0	9.51×10^0	9.51×10^0	9.51×10^0	9.51×10^0	9.51×10^0	9.51×10^0
4.0×10^4	1.94×10^1	1.94×10^1	1.94×10^1	1.94×10^1	1.94×10^1	1.94×10^1	1.94×10^1	1.94×10^1	1.94×10^1

SOURCE: Adapted from S. P. Neuman, Water Resources Research, 11(1975):329-42.

Obr. 7.12. Hodnoty pro konstrukci křivek typu A a B u volné zvodně (z Gélinas a Therrien, 2001).

a S_p se vypočte za použití rovnice

$$S_p = \frac{u_s \cdot 4 \cdot T \cdot t}{r^2} \quad (7.55.)$$

- hodnota k_h (hydraulická vodivost kolektoru) se vypočte jako $k_h = T/b$ a hodnota k_v (hydraulická vodivost izolátoru) se pak vypočte z rovnice

$$k_v = \frac{\Gamma \cdot b^2 \cdot k_h}{r^2} \quad (7.56.)$$

Jak už bylo uvedeno, pokud snížení přesáhne více než 10 % původní mocnosti

volné zvodně, je třeba k interpretaci použít hodnoty snížené opravené za použití rovnice 7.31. Pokud se S-křivka neprojeví, můžeme k interpretaci použít běžné metody, jako je Jacobova aproximace.

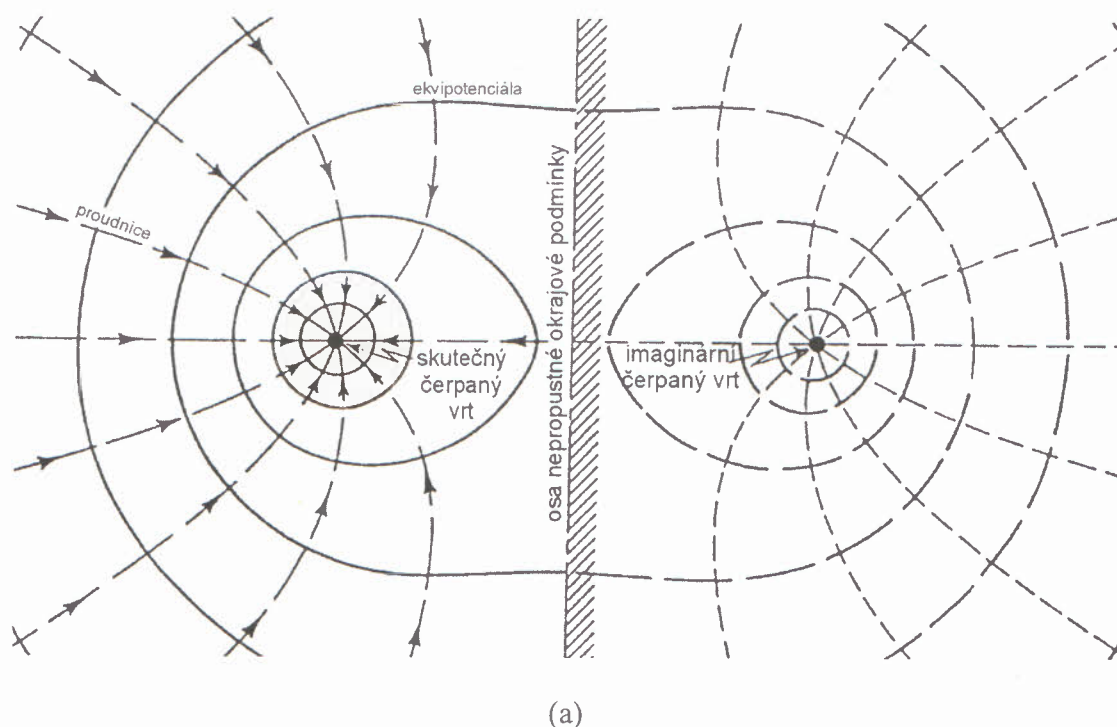
7.6. Vliv okrajových podmínek

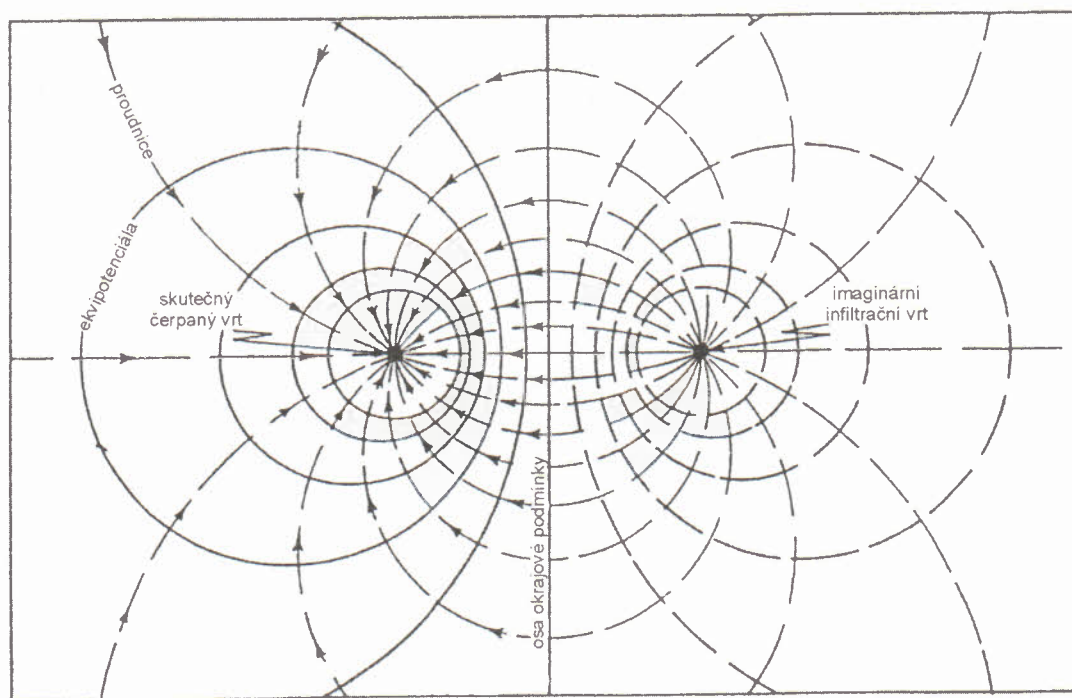
V reálném světě často není podmínka “nekonečného” kolektoru splněna. Vyskytují se dva základní typy hranic: (1) **nepropustná hranice** (např. nepropustná tektonická porucha), obr. 7.13.(a) a (2) **propustná napájecí hranice** (např. řeka komunikující s kolektorem), obr. 7.13.(b). Používá se zde **teorie zrcadlového zobrazení** (také zvaná **teorie fiktivních vrtů**). Za hranicí se předpokládá fiktivní vrt ve stejné vzdálenosti jako je čerpací vrt, ze kterého se v případě nepropustné hranice čerpá stejné množství jako z reálného vrtu nebo do kterého se v případě napájecí hranice injektuje stejné množství vody jako je čerpané množství v reálném vrtu. Výsledné snížení se pak obdrží superpozicí jako součet obou snížení,

$$s = s_r \pm s_i = \frac{Q}{4\pi T} [W(u)_r \pm W(u)_i] = \frac{Q}{4\pi T} \Sigma W(u) \quad (7.57.)$$

kde s_r je snížení v reálném vrtu, s_i je snížení ve fiktivním vrtu a $W(u)_r$ a $W(u)_i$ jsou jejich odpovídající studňové funkce. Znaménko minus je pro napájecí hranici, znaménko plus je pro nepropustnou hranici. Hodnota argumentu studňové funkce je pro reálný vrt

$$u_r = \frac{r_r^2 S_p}{4Tt} \quad (7.58.)$$





(b)

Obr. 7.13.: Vliv nepropustné hranice (a) a napájecí hranice (b) spolu s fiktivními vrty (image wells), (z Gélinas a Therrien, 2001).

a pro fiktivní vrt

$$u_i = \frac{r^2 \cdot S_p}{4 \cdot T \cdot t} \quad (7.59.)$$

kde r_r je vzdálenost mezi bodem pozorování v kolektoru a reálným čerpacím vrtem a r_i je vzdálenost mezi bodem pozorování a fiktivním vrtem. Platí, že

$$u_i = \left(\frac{r_i}{r_r} \right)^2 \cdot u_r \quad (7.60.)$$

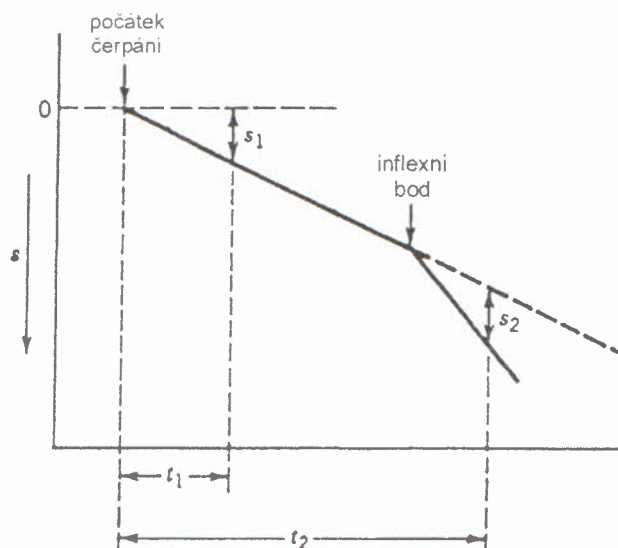
nebo-li

$$u_i = A^2 \cdot u_r \quad \text{kde} \quad A = r_i/r_r \quad (7.61)$$

Na hranici platí, že $r_r = r_i$, $A = 1$ a $u_r = u_i$. Tím pádem také $W(u_r) = W(u_i)$ a snížení je nulové v případě napájecí hranice a dvojnásobné v porovnání se situací v nekonečném kolektoru v případě nepropustné hranice. Poloha hranice je určena z grafu Jacobovy metody, obr. 7.14. V inflexním bodě grafu se začíná projevovat vliv hranice. Na obr. 7.14. jsou obě snížení totožná, takže platí, že $u_1 = u_2$ a tím pádem

$$r_2 = r_1 \cdot \left(\frac{t_2}{t_1} \right)^{1/2} \quad (7.62)$$

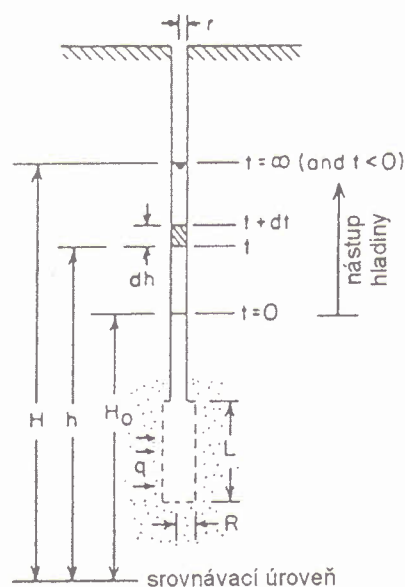
kde r_1 je vzdálenost mezi pozorovacím vrtem a reálným čerpacím vrtem a r_2 je vzdálenost mezi pozorovacím vrtem a fiktivním vrtem. Hodnota r_2 však definuje jen kružnici, na které fiktivní vrt leží a je třeba ještě alespoň jeden pozorovací vrt k určení jeho polohy. Podrobný rozbor této problematiky je v pracích Jetela (1982) a Muchy a Šestakova (1982).



Obr. 7.14.: Interpretace čerpací zkoušky v kolektoru s hranicí (viz text), (podle Domenico a Schwartz, 1998).

7.7. Zkoušky s jednorázovým odběrem a nálevem

Tento typ hydrodynamických zkoušek spočívá v rychlém (jednorázovém) odběru určitého objemu vody (**bail test**) z vrtu nebo piezometru nebo naopak v injektáži objemu vody (**slug test**). Rychlost návratu hladiny do statických podmínek je pak úměrná propustnosti kolektoru. Odpadá zde tedy nutnost instalace čerpadla a tím i velkého průměru vrtu. Zkouška je z toho důvodu levná a odpadá také nutnost vypouštění velkého objemu vody, což je výhodou obzvláště u kontaminovaných kolektorů. Nevýhodou je malý testovaný objem kolektoru, takže hodnoty propustnosti získané z tohoto typu zkoušky platí jen pro bezprostřední okolí vrtu nebo piezometru. Obvykle se používá varianta s odběrem vody, protože injektáž vody by mohla způsobit změnu chemismu vody ve vrtu a jeho okolí. Tento problém je možné obejít ponořením plné trubky a monitorováním návratu hladiny do původní pozice. Nejběžnější interpretační metodou je **řešení Hvorsleva**. Geometrie piezometru v případě tohoto typu zkoušky je na obr. 7.15.



Obr. 7.15.: Piezometr při zkoušce podle Hvorsleva (podle Freeze a Cherry, 1979).

Proudění v piezometru je popsáno rovnicí

$$q(t) = \pi r^2 \frac{dh}{dt} = F.k.(H - h) \quad (7.63.)$$

kde F je tzv. tvarový faktor (shape factor), který závisí na geometrii piezometru. Je definována základní doba zpoždění (basic time lag) T_0 :

$$T_0 = \frac{\pi r^2}{F.k} \quad (7.64.)$$

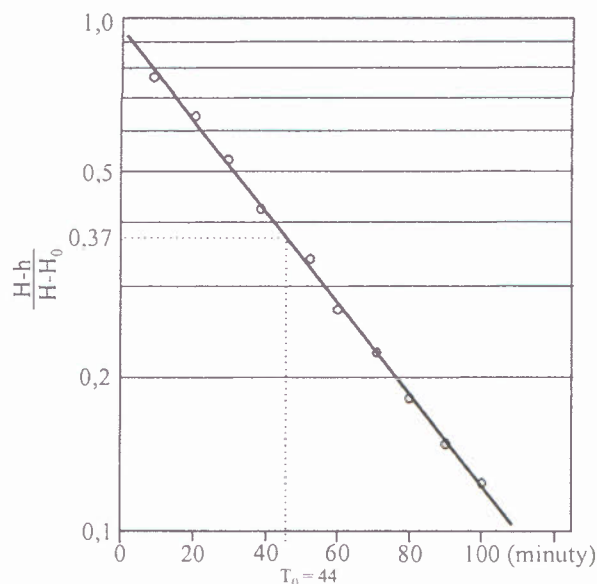
Když dosadíme tento parametr do rovnice 7.63., dostaneme pro okrajové podmínky $h = H_0$ a $t = 0$ řešení rovné

$$\frac{H - h}{H - H_0} = e^{-t/T_0} \quad (7.65.)$$

kde na levé straně je zbývající snížení. Pokud vyneseme graf zbývajícího snížení v piezometru jako funkci času, pak platí, že pro zbývající snížení rovné 0,37 je

$$\ln \frac{H - h}{H - H_0} = -1 \quad (7.66.)$$

a z toho vyplývá, že $T_0 = t$. Způsob interpretace je patrný z obr. 7.16.



Obr. 7.16. Interpretace metodou Hvorsleva (podle Freeze a Cherry, 1979).

Vyneseme zbývající snížení $H-h/(H-H_0)$ ve formě přirozeného logaritmu jako funkci času a proložíme přímkou body v grafu. Pro hodnotu zbývajícího snížení 0,37 odečteme hodnotu času T_0 . Tu pak použijeme k výpočtu hydraulické vodivosti k podle rovnice

$$k = \frac{r^2 \cdot \ln(L/R)}{2 \cdot L \cdot T_0} \quad (7.67.)$$

kde význam jednotlivých parametrů je patrný z obr. 7.16. Pro použití této rovnice musí být splněna podmínka $L/R > 8$, která však obvykle u piezometrů a u vrtů malého průměru splněna je. Existují další metody jako je např. metoda Bouwer a Rice, více je např. v publikacích Domenico a Schwartz (1998) a Fetter (1994). V ČR se dříve také používala metoda Ferris a Knowles (Jetel, 1982). Při použití těchto metod je vždy nutné mít na paměti jejich reprezentativnost jen pro nejbližší okolí piezometru nebo vrtu.

Př.: Byla provedena zkouška s jednorázovým odběrem a zbytkové snížení je jako funkce času na Obr. 7.16. Vypočtete hydraulickou vodivost k , když poloměr pažnice $r = 0,0254$ m a délka zóny perforace je $R = 3,8$ m.

Řešení: Z grafu na Obr. 7.16. je $T_0 = 44$ min = 2640. Pak dosazením do rovnice 7.67. dostaneme

$$K = (0,0254)^2 \cdot \ln(3,8/0,0254) / (2 \cdot 3,8 \cdot 2640) = 1,6 \times 10^{-7} \text{ m/s.}$$

Literatura ke kapitole 7:

Domenico P.A., Schwartz F.W., 1998: Physical and Chemical Hydrogeology, 2nd Edition, John Wiley and Sons, New York.

Fetter C.W., 1994: Applied Hydrogeology, 3rd Edition, Prentice Hall, New York.

Freeze R.A., Cherry J.A. 1979: Groundwater, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.

Gélinas P., Therrien R., 2001: Hydrogéologie, Notes de cours, Université Laval, Ste Foy, Québec, Canada.

Jetel J., 1982: Určování hydraulických parametrů hornin hydrodynamickými zkouškami ve vrtech, ÚÚG Praha.

Kruseman G.P., deRidder N.A. 1990: Analysis and evaluation of pumping test data, 2nd Edition, Wageningen, The Netherlands, International Institute for Reclamation and Improvement.

Mucha I., Šestakov V.M., 1982: Hydraulika podzemných vôd.

Walton W.C., 1970: Groundwater resources evaluation, McGraw-Hill.

8. Základy hydrogeochemie

8.1. Úvod

Tato kapitola se zabývá základy hydrogeochemie a je rozdělena na 7 částí, kterými jsou: úvod, základní pojmy z termodynamiky, základní pojmy z kinetiky, oxidačně-redukční (redox) procesy, adsorpce, rovnováhy v přírodních systémech a regionální hydrogeochemické výzkumy.

Procesy, které probíhají v podzemní vodě, mohou být jak fyzikální (advekce, disperse, difuze atd., viz kapitola o transportu) tak i chemické (vysrážení a rozpouštění minerálů kontaminantu, vznik komplexů, rozpad atd.). Některé procesy pak leží na rozhraní mezi oběma skupinami a patří k nim např. adsorpce.

Hydrogeochemické procesy mohou být zkoumány: (a) **termodynamickými metodami**, (b) **kinetickými metodami** a (c) **metodami bilance hmoty**. Případ (a) je nejběžnější, protože termodynamické metody byly propracovány už od 19. století a existuje rozsáhlá databáze termodynamických dat. Hlavní slabinou je zde předpoklad velmi rychlého průběhu reakcí a "okamžité" rovnováhy. Není zde uvažován časový faktor a předpokládá se, že reakce v daném systému dosáhly rovnováhy.

Kinetické metody (případ (b)) jsou používány mnohem méně a databáze kinetických dat je omezená. V případě kinetických procesů je uvažován časový faktor a další faktory, které mohou mít vliv na rychlost reakcí. Tento přístup je nezbytný pro výzkum některých procesů, které jsou buď značně pomalé jako je zvětrávání silikátů, nebo které nikdy nedosáhnou rovnováhy, jako jsou některé oxidačně-redukční reakce (příkladem je oxidace organické hmoty). U některých reakcí, jako je oxidace pyritu, již existují rozsáhlé soubory dat o reakční kinetice.

Poslední metoda (c), bilance hmoty, je založena na určení změn koncentrací dané látky v různých fázích (pevná fáze, voda a event. i vzduch u těkavých látek) přítomných ve zkoumaném systému. V tomto případě musíme určit změnu koncentrace dané látky jak ve vodě, tak i pevné fázi a v případě nenasycené zóny i ve vzduchu. Ne vždy lze tuto metodu aplikovat, protože změny koncentrací ve vodě můžeme určit poměrně věrohodně, ale změny koncentrací v pevné fázi jsou často pod mezí citlivosti použitelných metod.

V dalších kapitolách se budeme zabývat základními principy geochemických procesů.

8.2. Základní pojmy z termodynamiky

Termodynamika se zabývá procesy, které dosáhly rovnováhy. Jak uvidíme později, nedá se to říci o mnoha geochemických procesech v přírodě. Dokonce ale i v těchto případech můžeme aplikovat principy termodynamiky, protože ty nám indikují směr reakcí a to, jestli tyto reakce vůbec mohou proběhnout.

Koncentrace látek rozpuštěných ve vodě se udává v molech na litr roztoku, což je **molarita** (*M*). Další jednotkou je **molalita** (*m*), což je počet molů na kg rozpouštědla. Pro zředěné roztoky platí, že molarita je zhruba rovna molalitě. Při vyšších koncentracích jsou už mezi oběma jednotkami rozdíly a platí přepočty

$$\text{Molalita} = \text{molarita} / \text{měrná hmotnost roztoku} \quad (8.1.)$$

Molární koncentraci v molech vypočteme, když vydělíme koncentraci v mg/l atomovou hmotností příslušného iontu v g se zohledněním odlišných jednotek,

$$\text{Mol/l} = \text{mg/l} \times 10^{-3} / \text{atomová hmotnost} \quad (8.2.)$$

Pro výpočet milimolů na litr (mmol/l) odpadá násobení 10^{-3} . Další používanou jednotkou je **ppm** (parts per milion): 1 ppm = 1 mg/l. Pro výpočty zahrnující náboj iontů se používají **miliekvivalenty na litr, meq/l**. Vypočtou se jako

$$\text{Meq/l} = (\text{mg/l}) / (\text{atomová hmotnost/náboj}) \quad (8.3.)$$

Př. Koncentrace vápníku ve vodě je 65,1 mg/l. vypočítejte jeho koncentraci v mmol/l a v meq/l.
Řešení: Atomová hmotnost Ca je 40,08 g, takže koncentrace v mmol/l = $65,1/40,08 = 1,62$ a koncentrace v meq/l = $65,1/(40,08/2) = 3,24$.

Výpočet **chyby iontové nevyrovnanosti (charge balance error, CBE)** se provádí k ověření správnosti laboratorní analýzy. Vypočte se jako

$$\text{CBE} = \frac{\sum \text{kationty}(\text{meq/l}) - \sum \text{anionty}(\text{meq/l})}{[\sum \text{kationty}(\text{meq/l}) + \sum \text{anionty}(\text{meq/l})]} \times 100 \quad (8.4.)$$

Přijatelné hodnoty CBE jsou do 5 % (Freeze a Cherry, 1979). Důvodem pro vysoké hodnoty CBE může být (Fritz, 1994): a) některý iont nebyl stanoven, b) analytická chyba, c) alkalita byla snížena vysrážením kalcitu v neokyseleném vzorku. Je také nutné zdůraznit, že uvedený vzorec nezahrnuje přítomnost komplexů, které mohou mít neutrální náboj (např. CaSO_4^0) a vyskytují se u vzorků s vysokou mineralizací (např. u mořské vody). Přítomnost těchto komplexů také způsobuje chybu CBE.

Aktivita a_i je "termodynamická koncentrace" nebo-li ta část koncentrace, která se účastní chemických reakcí. Vypočteme ji jako

$$a_i = \gamma_i \cdot m_i \quad (8.1.)$$

kde a_i je aktivita komponenty i v roztoku, γ_i je její aktivitní koeficient a m_i je její molální koncentrace v roztoku.

Aktivitní koeficient je pak funkcí iontové síly I , která se vypočte jako

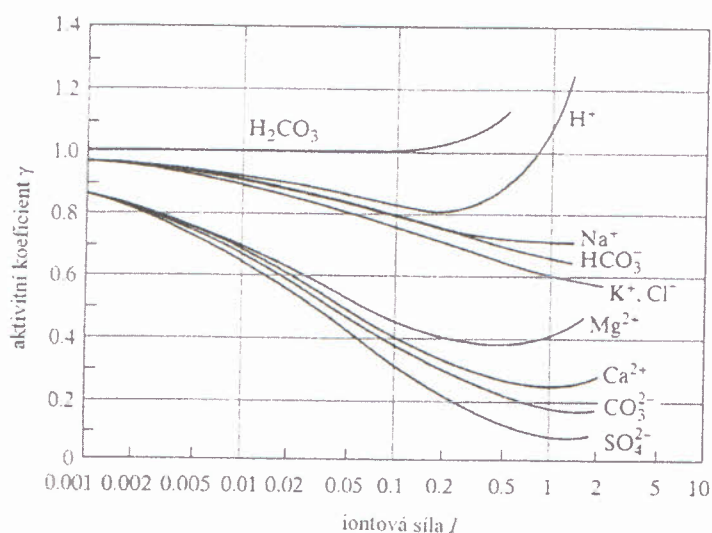
$$I = 1/2 \sum m_i \cdot z_i^2 \quad (8.2.)$$

kde z_i je náboj komponenty i. Aktivitní koeficient klesá s rostoucí iontovou silou roztoku a jen ve velmi zředěných roztocích je blízký 1,0 (obr. 8.1.). Souvisí to s tím, že při zvyšující se iontové síle se kolem nabitých částic vytváří hydratační "obálka", která způsobuje jejich omezenou pohyblivost a tím i reaktivitu v roztoku. Na obr. 8.1. je vidět, že pokles aktivitního koeficientu je strmější pro ionty s vyšším nábojem (např. pro Ca^{2+} více než pro Na^+). Když iontová síla dosáhne vysokých hodnot ($I > 1,0$), dochází pak ke změně poklesového trendu a aktivitní koeficient roste. To je způsobeno tím, že při tak extrémně vysoké iontové síle je už většina vody vázána v hydratačních obálkách a nabitě částice mohou v minimu volné vody spolu reagovat. V případě nenabitých částic jako jsou např. H_4SiO_4^0 a H_3AsO_3^0 se uplatňuje jen druhý efekt zmenšujícího se množství volné vody a jejich aktivitní koeficient je tedy vždy vyšší nebo roven 1,0. Lze použít vztah $\gamma_i = 10^{0,1 \cdot I}$, kde I je iontová síla.

Výpočet aktivitních koeficientů γ_i se provádí za použití Debye-Hückelovy rovnice při nízké iontové síle ($I < 0,1$):

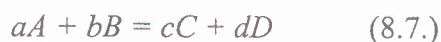
$$\log \gamma_i = \frac{-Az_i^2 \sqrt{I}}{1 + Ba_0 \sqrt{I}} \quad (8.6.)$$

kde A , B jsou konstanty závislé na teplotě a a_0 je hydratovaný poloměr iontu. Tyto parametry jsou pro jednotlivé ionty uvedeny např. v Kehew (2001), Stumm a Morgan (1996), Drever (1997) a Langmuir (1997). Aktivitní koeficienty se pak dále určují za použití Daviesovy rovnice při střední iontové síle ($I < 0,5$), a za použití Pitzerových rovnic pro vysoce koncentrované roztoky (solanky nebo-li brines). Parametry Pitzerových rovnic jsou však obvykle k dispozici jen pro 25°C. Podrobná diskuze o rovnicích pro výpočet aktivitních koeficientů je v učebnicích jako je Langmuir (1997) a Drever (1997) a v české literatuře v Pačes (1972 a 1983) a Pitter (1977, 1990 a 1999).



Obr. 8.1. Závislost aktivitních koeficientů na iontové síle (z Freeze a Cherry 1979).

U reakce



platí, že změna Gibbsovy volné energie G_R , která je řídící silou reakce, je rovna

$$\Delta G_R = \Delta G_R^0 + R.T. \ln \frac{[C]^c [D]^d}{[A]^a [B]^b} \quad (8.8.)$$

kde ΔG_R^0 je standardní Gibbsova volná energie R je univerzální plynová konstanta a T je teplota. V rovnováze platí, že $\Delta G_R = 0$ a tedy

$$\Delta G_R^0 = -R.T. \ln K \quad (8.9.)$$

kde K je rovnovážná konstanta reakce. Pro standardní Gibbsovu volnou energii pak platí, že

$$\Delta G_R^0 = \Delta G_f^0 \text{ produktů} - \Delta G_f^0 \text{ reaktantů} \quad (8.10.)$$

kde ΔG_f^0 je slučovací Gibbsova energie (její hodnoty jsou tabelované).

Př.: Vypočtete K pro rozpouštění sádrovce. Hodnoty volné energie v kJ/mol jsou:

$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} = -1797,36$, $\text{H}_2\text{O} = -237,14$, $\text{Ca}^{2+} = -552,8$, $\text{SO}_4^{2-} = -744,0$

Řešení:

$$\Delta G_R^0 = -552,8 - 744,0 - (2 \cdot 237,14) - (-1797,36) = 26,28 \text{ kJ/mol}$$

$$\text{a } \log K = \Delta G_R^0 / 5,708 = -4,60$$

Pozor: Hodnota K platí jen pro rovnici tak jak je napsaná, tedy pro rozpouštění (sádrovec je reaktant). Pro vysrážení je hodnota K rovna $1/-4,60$.

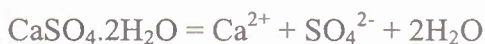
V rovnováze nedochází ke změnám koncentrací produktů a reaktantů a změna Gibbsovy volné energie je rovna nule. Je-li $\Delta G_R < 0$, pak reakce proběhne tak jak je napsaná, tedy zleva doprava. Je-li tato hodnota > 0 , reakce proběhne v opačném směru, tedy zprava doleva.

Hodnoty rovnovážné konstanty K_{rovnov} jsou obvykle tabelovány pro 25°C a pro jiné teploty mohou být vypočteny za použití van't Hoffovy rovnice,

$$\log K_{T_2} = \log K_{T_1} + \frac{\Delta H_R^0}{2,303 \cdot R} \cdot \left(\frac{1}{T_1} - \frac{1}{T_2} \right) \quad (8.11.)$$

kde K_{T_2} a K_{T_1} jsou rovnovážné konstanty pro teploty T_2 a T_1 , ΔH_R^0 je slučovací entalpie (z tabulek) a R je univerzální plynová konstanta.

Součin rozpustnosti K_{sp} je zvláštním případem rovnovážné konstanty pro rozpouštění daného minerálu ve vodě. Mějme např. rozpouštění sádrovce,



V rovnováze platí, že

$$[\text{Ca}^{2+}] [\text{SO}_4^{2-}] [\text{H}_2\text{O}]^2 / [\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}] = K_{\text{rovnov}}$$

Aktivity čistých látek jako jsou sádrovec a voda (u vody s výjimkou velmi koncentrovaných roztoků) jsou rovny 1,0 a tak můžeme psát, že

$$[\text{Ca}^{2+}] [\text{SO}_4^{2-}] = K_{\text{rovnov}} = K_{sp} = 10^{-4,60} \quad (\text{pro } 25^\circ\text{C}, \text{Drever } 1997)$$

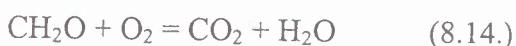
Saturační index SI indikuje stupeň nasycení roztoku vůči danému minerálu. Platí, že

$$SI = \log \frac{IAP}{K_{sp}} \quad (8.12.)$$

kde I.A.P. je součin iontové aktivity, např. v případě rozpouštění sádrovce

$$IAP = [\text{Ca}^{2+}] [\text{SO}_4^{2-}] \quad (8.13.)$$

kde výrazy v závorkách jsou aktivity Ca^{2+} a SO_4^{2-} a K_{sp} je součin rozpustnosti z tabulek. V případě, že $SI > 0$, je voda vůči danému minerálu přesycena a minerál by se měl vysrážet, v případě, že $SI < 0$ je voda nenasycena vůči danému minerálu a ten by se měl rozpouštět, pokud je obsažen v pevné fázi a v případě, že $SI = 0$ je voda s daným minerálem v rovnováze. Je však třeba zdůraznit, že hodnota saturačního indexu jen indikuje směr reakce a některé reakce trvají extrémně dlouhou dobu a neproběhnou v časovém měřítku daného výzkumu. Navíc jsou reakce, které nikdy nedosáhnou rovnováhy a dochází při nich jen ke spotřebovávání reaktantů a k formování produktů. Příkladem je oxidace organické hmoty,



Při této reakci je organická hmota nevratně spotřebovávána a ani zvýšení koncentrací produktů, zde CO_2 a H_2O , ji znovu nevytvoří. Tento typ reakcí tedy vyžaduje kinetický popis a bude diskutován dále.

Jenom některé minerály reagují relativně rychle na změny chemismu vody a je možné u nich uplatnit koncept saturačního indexu. Tyto minerály se nazývají tzv. **reaktivní minerály** a některé jejich příklady uvádí následující přehled (upraveno z Deutsch 1997):

Karbonáty: kalcit CaCO_3 , dolomit $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, siderit FeCO_3 , rodochrozit MnCO_3 ;

Síraný: sádrovec $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, jarosit $\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$, melanterit $\text{FeSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, basaluminit AlOHSO_4 (s otazníkem, protože zde se názory různí);

Oxidy a hydroxidy: hydroxid železitý (ferrihydrit) $\text{Fe}(\text{OH})_3$, goethit FeOOH , gibbsit $\text{Al}(\text{OH})_3$, manganit MnOOH , amorfni křemen $\text{SiO}_2(\text{am})$, brucit $\text{Mg}(\text{OH})_2$.

Existují další modifikace hydratovaných minerálů, jako např. u sádrovce je to bassanit, $\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$. Platí ale, že je-li roztok nenasycený vůči nejvíce hydratované formě daného minerálu, je pak nenasycený vůči všem jeho méně hydratovaným formám. Např. voda nenasycená vůči sádrovci je pak nenasycená i vůči bassanitu.

Existuje **rozpouštění kongruentní**, kdy jednotlivé komponenty přecházejí do roztoku ve stejných poměrech, v jakých byly v rozpouštěném minerálu, např. při rozpouštění sádrovce je přínos Ca^{2+} a SO_4^{2-} do roztoku v poměru 1:1.

Při **inkongruentním rozpouštění** je poměr mezi látkami v roztoku jiný než v rozpouštěném minerálu. To je typické pro rozpouštění silikátů, při kterém často vznikají sekundární minerály jako jsou jíly. Příkladem je rozpouštění ortoklasu za vzniku kaolinitu, kdy veškerý hliník zůstává v pevné fázi a poměr Si/Al v kaolinitu (1:1) je jiný, než byl původně v ortoklasu (3:1),



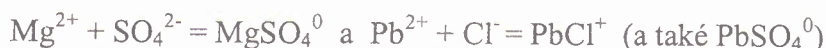
Vliv **komplexace**: Ve vodě může docházet k vytváření komplexů jednotlivých prvků, např. vápník může být přítomen jako volný kation Ca^{2+} ale i ve formě komplexů CaSO_4^0 , CaHCO_3^+ atd. Každou reakci vzniku komplexů je možné psát jako běžnou rovnovážnou reakci s odpovídající **stabilitní konstantou**. Např. vznik CaSO_4^0 je popsán jako



Komplexace a rozdíl mezi aktivitami a koncentracemi mají velký vliv na **rozpustnost minerálů**. Mějme rozpouštění minerálu anglesitu,



Jsou-li už ve vodě přítomny Mg^{2+} a Cl^- , dojde při rozpouštění anglesitu k vytvoření komplexů



a rozpustnost anglesitu se zvýší, protože celková koncentrace síranů v roztoku bude

$$(\text{SO}_4^{2-})_{\text{celk}} = (\text{SO}_4^{2-}) + (\text{MgSO}_4^0) + (\text{PbSO}_4^0)$$

a celková koncentrace olova bude

$$(\text{Pb})_{\text{celk}} = (\text{Pb}^{2+}) + (\text{PbSO}_4^0) + (\text{PbCl}^+)$$

Vliv iontové síly na rozpouštění se projeví v tom, že aktivitní koeficienty pro Pb^{2+} a SO_4^{2-} budou nižší než v případě roztoku bez Mg^{2+} a Cl^- . Když ve vztahu $a_{\text{Pb}^{2+}} = \gamma_{\text{Pb}^{2+}} \cdot m_{\text{Pb}^{2+}}$ např. snížíme $\gamma_{\text{Pb}^{2+}}$, pak se zvýší $m_{\text{Pb}^{2+}}$, protože $a_{\text{Pb}^{2+}}$ je fixována součinem rozpustnosti pro anglesit a zůstává konstantní. To znamená, že se rozpustí více anglesitu než např. v destilované vodě. Je však třeba říci, že je-li v roztoku přítomen ion, který je obsažen také v rozpouštěném minerálu, pak se rozpustnost tohoto minerálu naopak sníží.

Efekt společného iontu se projevuje tím, že je-li voda už v rovnováze s méně rozpustným minerálem a narazí-li při proudění na rozpustnější minerál, který obsahuje komponentu z prvního minerálu už obsaženou v roztoku, začne se první minerál srážet. Příkladem je vysrážení kalcitu při rozpouštění sádrovce,



Sádrovec je totiž mnohem rozpustnější než kalcit a přínos Ca^{2+} při rozpouštění sádrovce způsobí vysrážení kalcitu.

Pořadí střetu (order of encounter): souvisí s efektem společného iontu a spočívá v tom, že když voda proudí přes 2 vrstevní sledy obsahující stejné vrstvy různého mineralogického složení, které jsou v jiném pořadí, bude chemismus vody zcela odlišný na konci každého vrstevního sledu (Palmer a Cherry 1984).

Geochemické modelování se používá: a) k výpočtu speciace (tedy ropočtu celkových koncentrací na jednotlivé ionty a komplexy a k výpočtu saturačních indexů SI) pro jednotlivé vzorky vody, b) jako inverzní modelování k určení geochemických reakcí, které už proběhly mezi dvěma nebo více hydraulicky spojenými vzorky a c) jako přímé modelování, kdy je znám počáteční chemismus vody a modelování se používá k předpovědi chemismu vody po proběhnutí zadaných geochemických reakcí. Speciace má jako vstup chemickou analýzu vody a terénní parametry jako jsou teplota, pH atd. Výstupem jsou aktivity a koncentrace volných iontů a komplexů (např. u železa Fe^{2+} , Fe^{3+} , FeSO_4^0 atd.) a saturační indexy SI pro různé minerály (např. SI_{kalcit} , SI_{siderit} atd.). Problémem je to, že většinou je zanedbána kinetika geochemických reakcí, minerální fáze, které se vysráží nebo rozpouští, jsou často směsi a nemusí pro ně platit rovnovážné konstanty pro čisté látky a u většiny programů není uvažována komplexace s organickou hmotou. Běžné programy jsou MINTEQA2 (Allison et al. 1991), PHREEQC (Parkhurst 1995) a PHREEQC-2 (Parkhurst a Appelo 1999). Inverzní a přímé modelování přesahuje rámec tohoto textu a je diskutováno např. v Deutsch (1997) a Šrámek et al. (2002).

Distribuce organických látek mezi fázemi je popsána parametry přenosu v tabulce 8.1.

Při průniku organických kontaminantů jako jsou ropné látky nebo chlorované uhlovodíky do pórového prostředí dochází k jejich distribuci mezi plynnou fází (v nesaturované zóně), vodou a pevnou fází v saturované zóně. Všechny tyto parametry předpokládají rovnovážný stav mezi jednotlivými fázemi a proto udávají maximálně možné a ne běžné hodnoty.

Tabulka 8.1. Parametry přenosu hmoty mezi fázemi.

Parametr	Přenos	Značení	Obvyklé jednotky
Tenze par	Volná fáze-vzduch	P	atm
Rozpustnost	Volná fáze-voda	S	mg/l
Henryho konstanta	Voda-vzduch	H_{cc}	Bezrozměr.*
Koef. oktanol-voda	Voda-org. materiál	K_{ow}	Bezrozměr.

* další jednotky jsou např. $\text{atm/m}^3 \cdot \text{mol}^{-1}$

Tenze par P_{para} [atm] je parametrem, který vyjadřuje těkavost organického kontaminantu a který určuje, zda je možné sanovat nesaturovanou zónu odsáváním půdního vzduchu. Efektivní tenze páry pro látku i , $P_{i \text{ efekt.}}$ ve směsi je popsána Raoultovým zákonem a je rovna součinu tenze par volné fáze organického kontaminantu a jeho molárního zlomku ve směsi X_i ,

$$P_{i \text{ efekt.}} = X_i \cdot P_{i \text{ čistá fáze}} \quad (8.18.)$$

Efektivní tenze par pro organickou látku ve směsi je tedy obvykle mnohem nižší než její maximálně možná tenze par.

Rozpustnost ve vodě, S [mg/l] určuje množství kontaminantu rozpuštěného ve vodě a tím i efektivnost čerpání pro dekontaminaci. Jedná se však jen o maximální možnou koncentraci, protože kontaminanty se obvykle vyskytují ve směsích a jejich rozpustnost je pak mnohem nižší. Platí zde analogie Raoultova zákona jako u tenze par:

$$S_{i \text{ efekt.}} = X_i \cdot S_{i \text{ čistá fáze}} \quad (8.19.)$$

kde $S_{i \text{ efekt.}}$ je rozpustnost organického kontaminantu i ve směsi, $S_{i \text{ čistá fáze}}$ je jeho rozpustnost bez přítomnosti jiných látek a X_i je molární zlomek kontaminantu i ve směsi.

Důsledkem Raoultova zákona je například to, že je neobvyklé najít vyšší koncentraci benzenu než první desítky mg/l, i když je jeho rozpustnost v čisté fázi 1780 mg/l. Komerční benzín totiž představuje směs až stovek různých organických látek.

Henryho zákon popisuje distribuci rozpuštěného kontaminantu mezi vodou a vzduchem. Je definován jako

$$H_{cc} = C_{\text{vzduch}}/C_{\text{voda}} \quad (8.20.)$$

Hodnota Henryho konstanty H_{cc} je bezrozměrná, pokud jsou jednotky pro koncentraci ve vzduchu a ve vodě stejné. Existuje však několik verzí Henryho konstanty v závislosti na tom, jaké použijeme jednotky a tak je třeba dávat pozor při přebírání údajů z literatury. Vyjádříme-li koncentraci ve vodě i ve vzduchu v mol/m^3 , pak je Henryho konstanta bezrozměrná. Při převodu mezi jednotlivými formami Henryho konstanty a také pro výpočet koncentrace ve vzduchu používáme stavové rovnice pro ideální plyn.

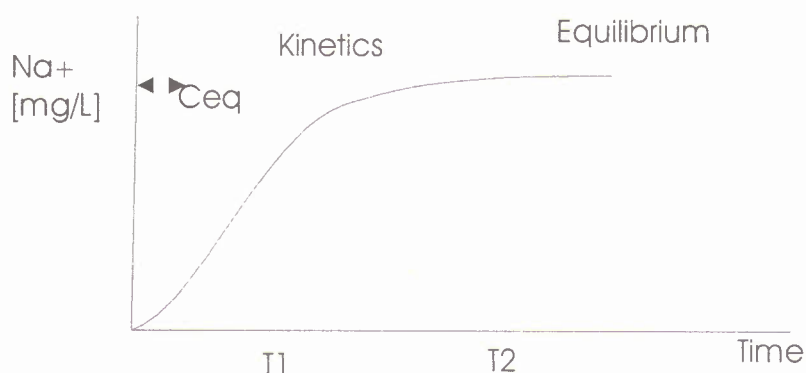
Adsorpce kontaminantu na pevnou fází souvisí s distribučním koeficientem oktanol-voda, K_{ow} . Ten je definován jako

$$K_{ow} = \text{koncentrace v oktanolu/koncentrace ve vodě} = C_{\text{oktanol}}/C_{\text{voda}} \quad (8.21.)$$

Jedná se o bezrozměrné číslo, které se obvykle uvádí v logaritmické formě a jeho hodnota roste s rostoucí tendencí kontaminantu se akumulovat v organickém materiálu v porovnání s vodou. Pro PCB dosahuje hodnot vyšších než 6,0, což znamená, že tyto látky jsou milionkrát více koncentrovány v organické hmotě než ve vodě. Hodnoty K_{ow} pro běžné organické kontaminanty jsou tabelovány v hydrogeologické literatuře. Použití koeficientu distribuce oktanol-voda K_{ow} k výpočtu adsorpce je popsáno v kapitole 8.5. Podrobnější informace o chování organických kontaminantů jsou ve Fetter (1999) a v češtině ve Šráček et al. (2002).

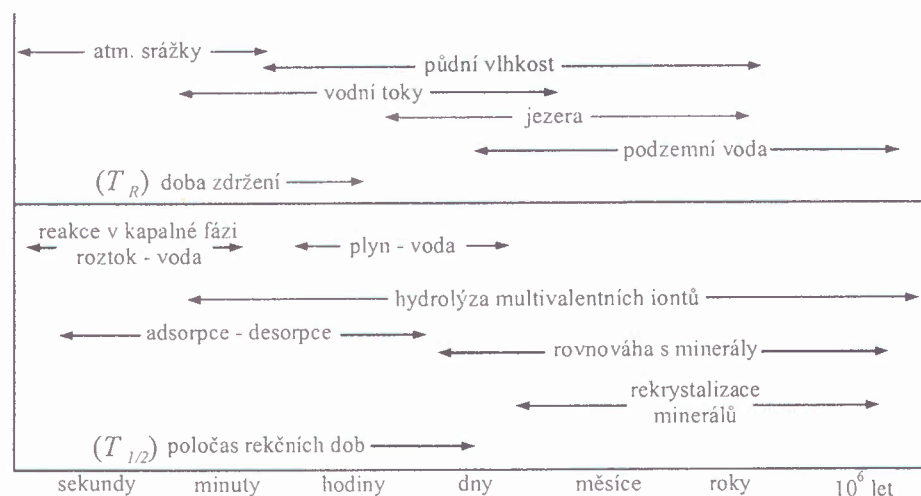
8.3. Základní pojmy z kinetiky

Kinetický přístup k chemickým reakcím zahrnuje časovou složku. Mějme rozpouštění halitu NaCl v nádobce vody (obr. 8.2.):



Obr. 8.2. Kinetika rozpouštění halitu (podle Appelo a Postma 1996).

Když budeme měřit koncentraci Na^+ ve vodě, ta se bude zpočátku zvyšovat, ale po určitém čase T_2 dosáhne svého maxima, zůstane konstantní a bude určena součinem rozpustnosti pro NaCl. Oblastí, v níž je koncentrace konstantní, se zabývá termodynamika. Na druhé straně, oblastí v níž koncentrace Na^+ roste (čas T_1), se zabývá kinetika. Doba T_2 nutná k dosažení rovnováhy je různá pro různé minerály. Pro už zmíněné reaktivní minerály, jako jsou kalcit a sádrovec, je relativně krátká a pro pomalu rozpustné minerály jako je křemen, je relativně dlouhá. Co to znamená krátká a dlouhá však závisí na časovém měřítku migracerozpuštěných látek. V případě kontaminace ze skládky je toto časové měřítko v měsících nebo letech, kdežto u úložišť radioaktivních odpadů se může jednat o desítky tisíc let. Obr. 8.3. ukazuje srovnání doby zdržení vody (Residence Times) v daném systému a poločasů reakční dob ($T_{1/2}$) pro reakce běžné v hydrogeochemii. Je vidět, že např. reakce v kapalně fázi (solute-water) jsou relativně rychlé a naopak rovnováhy s minerály (mineral-water equilibria) jsou relativně pomalé. U prvního typu reakcí lze použít termodynamický popis, u druhého typu reakcí je nutno posoudit, zda kinetický popis (v závislosti na době zdržení) není vhodnější.



Obr. 8.3. Porovnání doby zdržení vody a poločasu reakčních dob (podle Langmuir a Mahoney, 1984).

Vztah mezi termodynamikou a kinetikou: Mějme opět reakci



Platí, že rychlost přímé reakce je $R_1 = k_1[A]^a[B]^b$ a rychlost zpětné reakce je $R_2 = k_2[C]^c[D]^d$ kde výrazy v závorkách označují aktivity, malá písmena označují stechiometrické koeficienty a k_1 , k_2 jsou kinetické konstanty. V rovnováze platí, že rychlosti přímé reakce a zpětné reakce jsou stejné, tedy $R_1 = R_2$ a dostaneme

$$[C]^c[D]^d/[A]^a[B]^b = k_1/k_2 = K_{rovnov} \quad (8.23.)$$

takže rovnovážná konstanta reakce je rovna podílu kinetických konstant pro dílčí přímou a zpětnou reakci.

Řád kinetické reakce závisí na exponentu nezávisle proměnné, např. reakce

$$-\frac{dC}{dt} = k.C \quad (8.24.)$$

kde C je koncentrace, t je čas a k je reakční konstanta spojená s poločasem rozpadu $t_{1/2}$ vztahem $k = \ln 2/t_{1/2}$ je 1. řádu, protože exponent u C je 1. Řešením této rovnice po integrování pro koncentraci v čase t je

$$C_t = C_0.e^{-kt} \quad (8.25.)$$

kde C_0 je počáteční koncentrace a C_t je koncentrace v čase t . Tato reakce popisuje rozpad radioaktivních izotopů tritia a ^{14}C a také biodegradaci ropných produktů jako jsou benzen a toluen. U rozpadu radioaktivních izotopů je reakční konstanta skutečně konstantní za všech podmínek, kdežto u biodegradace závisí na místních podmínkách jako je pH, počet bakterií atd. a o konstantě jako takové vlastně nelze hovořit.

U reakce 0. řádu pak platí, že

$$-\frac{dC}{dt} = k \quad (8.26.)$$

a po integrování dostaneme

$$C_t = C_o - kt \quad (8.27.)$$

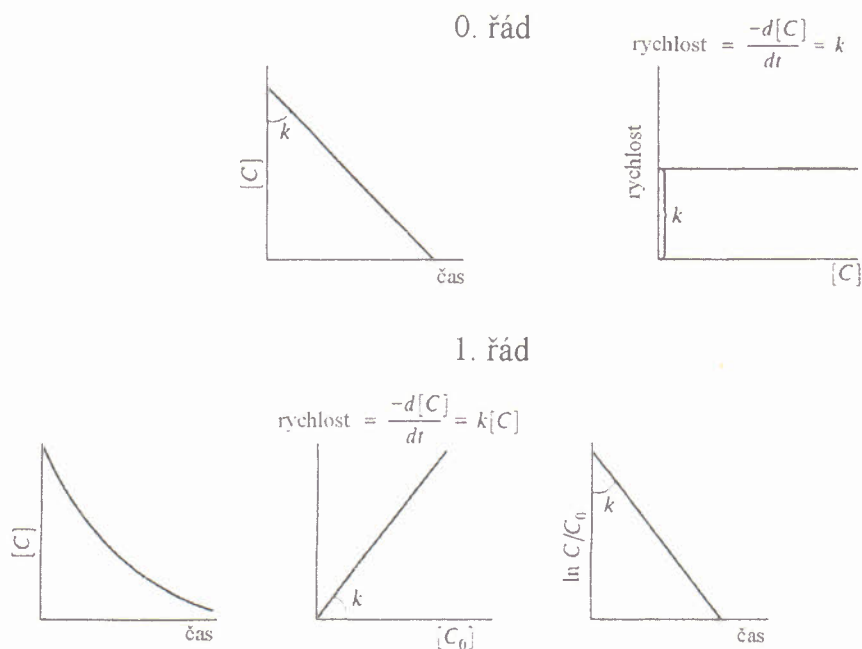
V této reakci je rychlost rozpadu vždy konstantní a nezávisí na koncentraci. Existují i kinetické reakce dalších řádů.

Příkladem kinetické reakce je oxidace Fe^{2+} kyslíkem, při které je rychlost reakce

$$-\frac{dm_{\text{Fe}^{2+}}}{dt} = k \cdot m_{\text{Fe}^{2+}} (\text{OH}^-)^2 \cdot P_{\text{O}_2} \quad (8.26.)$$

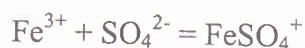
V tomto případě je tato reakce 2. řádu z hlediska pH, ale 1. řádu z hlediska koncentrace Fe^{2+} a parciálního tlaku kyslíku P_{O_2} .

Následující obrázek uvádí grafy reakcí 0., 1. a 2. řádu.



Obr. 8.4. Typy kinetických reakcí (z Appelo a Postma 1996)

Pseudořád kinetické reakce si uvedeme na příkladu formace komplexu FeSO_4^+ ,



s rychlostí reakce $R = d[\text{Fe}^{3+}]/dt = d[\text{SO}_4^{2-}]/dt = k[\text{Fe}^{3+}][\text{SO}_4^{2-}]$

Tato reakce je původně 2. řádu, neboť závisí na jak na Fe^{3+} , tak i na SO_4^{2-} . Pokud tato reakce probíhá např. v mořské vodě s vysokou a relativně konstantní koncentrací síranů, zahrnujeme tuto koncentraci do reakční konstanty k^* a reakce je pak pseudo-prvního řádu:

$$R = k^*[\text{Fe}^{3+}] \quad (8.29.)$$

Michaelis-Mentonova kinetika popisuje rozklad organických látek, které slouží jako substrát pro bakteriální populaci. Je popsána rovnicí

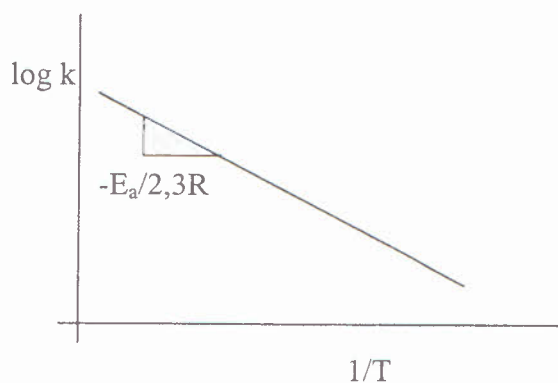
$$v = \frac{v_{\max} \cdot S}{(K_m + S)} \quad (8.30.)$$

kde $v_{\max}$ je maximální rychlost reakce, S je koncentrace substrátu a K_M je koncentrace substrátu, při níž je poloviční rychlost reakce v porovnání s rychlostí maximální. V případě, že $S \gg K_M$, dostaneme $v_{\max} = v$. Podobnou rovnicí používá Monodova kinetika, ale v tomto případě se jedná o rychlost růstu bakteriální populace.

Závislost mezi reakční konstantou a teplotou je dána Arrheniovou rovnicí,

$$k = A \cdot \exp \frac{-E_a}{R.T} \quad (8.31.)$$

kde A je pre-exponenciální (Arrheniův) faktor a E_a je aktivační energie reakce. Známe-li reakční konstantu pro různé teploty T , můžeme sestavit graf $\log k = f(1/T)$ a určit aktivační energii E_a z jeho směrnice rovné $-E_a/2,3.R$ (obr. 8.5.).



Obr. 8.5. Určení aktivační energie.

Homogenní a heterogenní reakce: Kinetika se zabývá popisem reakcí, které mohou být jak homogenní, tak i heterogenní. Homogenní reakce se týká jen jedné fáze a může to být např. vytvoření komplexu CaSO_4^0 v roztoku. Heterogenní reakce pak zahrnuje více fází a může to být např. rozpouštění $\text{CO}_2(\text{g})$ ve vodě.

Reakční vs. transportní kontrola reakce: Celková rychlost reakce může být limitována chemickými procesy jako jsou kolize molekul apod., a také transportem reaktantů a odsunem produktů na a z místa reakce.

Rozlišení mezi reakční a transportní kontrolou je možné podle několika kritérií (Drever 1997):

- (1) Vypočteme očekávanou rychlost reakce při difuzní kontrole a porovnáme ji se skutečnou rychlostí. Pokud je tato rychlost ~~nižší~~ ^{větší}, nejedná se o difuzní kontrolu.
- (2) Pokud je rychlost reakce kontrolována difuzí, zvyšuje míchání rychlost reakce.
- (3) Pokud známe rychlost reakce pro různé teploty, je možné zkonstruovat Arrheniův graf a určit aktivační energii reakce. Při difuzní kontrole je aktivační energie nízká, okolo 20 kJ/mol (5 kcal/mol).
- (4) Pokud je rychlost rozpouštění zrna minerálu kontrolována difuzí, je zrno zakulacené. Je-li kontrolována chemickou reakcí, pak dochází k tvorbě nerovností jako jsou vyvýšeniny a prohlubně na povrchu.

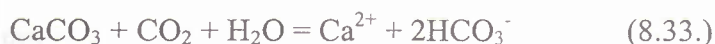
8.4. Oxidačně-redukční (redoxní) reakce

Při těchto reakcích dochází ke změně oxidačního čísla iontů. Při oxidaci dochází ke ztrátě elektronů a při redukci k získání elektronů. Protože elektrony nemohou volně existovat v roztoku (na rozdíl od H^+ iontů), je každá oxidace doprovázena redukcí a naopak.

Příkladem je oxidace Fe^{2+} kyslíkem spojená s vysrážením hydroxidu železitého:

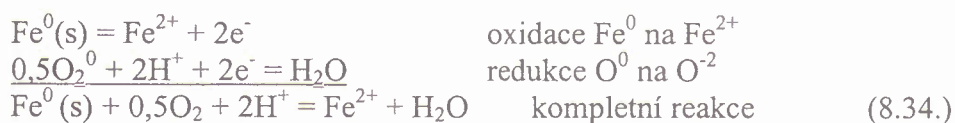


Při této reakci se železo oxiduje z +II na +III a kyslík se redukuje z mocenství 0 na -II. Na druhé straně rozpouštění kalcitu,



není redoxní reakce, protože mocenství vápníku zůstává stejné (+II), stejně tak jako mocenství uhlíku (+IV).

Každá redoxní reakce může být napsána jako kombinace 2 reakcí, oxidace a redukce. Např. oxidace ryzího železa Fe^0 vzdušným kyslíkem je



Při této reakci se nulmocné železo oxiduje a je tedy donorem elektronu, redukčním činidlem, a molekulární kyslík je akceptorem elektronu, oxidačním činidlem. Je však nutné zdůraznit, že přítomnost kyslíku není nutná k oxidaci, protože existují i jiné elektronové akceptory jako např. dusičnany.

Jedním ze způsobů vyjadřování redoxního stavu je **aktivita elektronů pe** , která je definována v analogii s pH jako $pe = -\log[e^-]$ (Stumm a Morgan, 1996). Obecná rovnice redukce, kdy oxidované látky *Ox* přijmou *n* elektronů a vzniknou redukované látky *Red*, je



Rovnovážná konstanta této reakce je

$$[\text{Red}]/[\text{Ox}] [\text{e}^-]^n = K \quad (8.36.)$$

Protože volné elektrony nemohou v roztoku existovat, je každá redukce doprovázená oxidací. Pro srovnávací účely je používána standartní vodíková elektroda (*SHE*) a můžeme psát, že

$$pe = pe^0 + (1/n)\log([\text{Ox}]/[\text{Red}]) \quad (8.37.)$$

kde pe^0 standartní elektronová aktivita reakce v porovnání s aktivitou *SHE*.

Elektronová aktivita je s **redoxním potenciálem Eh** spojená **Nernstovou rovnicí**:

$$pe = Eh/(2,3RTF^{-1}) \quad (8.38)$$

kde T je absolutní teplota v kelvinech, R je univerzální plynová konstanta a F je Faradayova konstanta. Při 25°C je hodnota $2,3RTF^{-1} = 0,059 \text{ V.mol}^{-1}$. Po dosazení do rovnice pro pe dostaneme

$$Eh = Eh^0 + (2,3RT/nF)\log([\text{Ox}]/[\text{Red}]) \quad (8.39)$$

Pro vztah Eh s volnou energií platí, že

$$\Delta G = -n.F.Eh \quad (8.40)$$

kde n je počet elektronů vyměňovaných v reakci. Pro volnou energii reakce pak můžeme psát, že

$$\Delta G = \Delta G^0 + 2,3RT.\log([\text{Ox}]/[\text{Red}]) \quad (8.41.)$$

Můžeme tedy shrnout, že existují tedy 2 základní typy **notace pro vyjádření redoxního stavu**:

Notace Eh , neboli redoxní potenciál, vyjádřený ve voltech proti H_2 elektrodě. Měří se obvykle proti jinému typu elektrody (např. kalomelové elektrodě) a pak je nutné naměřené hodnoty opravit vzhledem k H_2 elektrodě. Pro vztah mezi aktivitami členů redoxního páru platí Nernstova rovnice, která např. pro reakci $Fe^{3+} + e^- = Fe^{2+}$ je

$$Eh = Eh^0 + \frac{RT}{nF} \ln \left[\frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+}} \right] \quad Eh^0 = 0,77 \text{ V} \quad (8.42.)$$

kde Eh^0 je standardní potenciál z tabulek, R je univerzální plynová konstanta, T je teplota v °K, n je počet elektronů v reakci a F je Faradayova konstanta. Podobné rovnice pro jiné redoxní páry včetně rovnovážných konstant jsou např. v Appelo a Postma (1996). Dalším druhem notace je pe , neboli aktivita elektronů a rovnice pro redukci železa je v této notaci

$$pe = pe^0 + \log \left[\frac{Fe^{3+}}{Fe^{2+}} \right] \quad pe^0 = 13,0 \quad (8.43.)$$

Výhodou této notace proti Eh notaci je to, že odpadají další manipulace s univerzální plynovou konstantou apod. a rovnice může být upravována jako obyčejná rovnovážná rovnice. Přepočet z Eh na pe je pro 25°C

$$Eh = 0,059 pe \quad (8.44.)$$

Jak uvidíme později, různé formy téhož prvku, které mají různé mocenství, mohou mít z hlediska transportu kontaminantů zcela odlišné chování a také různou toxicitu (např. Cr(VI) je relativně mobilní a toxický a Cr(III) je nemobilní a málo toxický) a proto je určení oxidačního čísla naprosto nezbytnou součástí výzkumu kontaminace.

Určení oxidačního čísla pro danou formu prvku může být provedeno:

- Přímo, analytickým stanovením na dokonale konzervovaném vzorku. Ten musí být filtrován a okyselen už v terénu. Toto stanovení má přednost.
- Na základě měření Eh v terénu a pak rozdělení celkové koncentrace daného prvku, např. Fe_{celk} nebo Cr_{celk} na základě Nernstovy rovnice. Toto stanovení je problematické, protože změřené Eh může odpovídat jen jednomu redoxnímu páru (často, ale ne vždy, je to pár $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$) a pár, který chceme určit (např. $\text{Cr}^{3+}/\text{CrO}_4^{2-}$) nemusí být s tímto párem v rovnováze.
- Poslední možností je vypočtení hodnoty Eh z jednoho redoxního páru (např. $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$) a použití této hodnoty pro určení celkové koncentrace jiného redoxního páru (např. $\text{Mn}^{2+}/\text{MnO}_2$).

Př. (podle Appelo a Postma 1996): Vzorek vody obsahuje $\text{Fe}^{2+} = 10^{-4,59}$ mol/l a $\text{Fe}^{3+} = 10^{-2,29}$ mol/l při 25°C a $\text{pH}=3,0$. Jaká je koncentrace Mn^{2+} v tomtéž vzorku v rovnováze s minerálem $\text{MnO}_2(\text{s})$? Aktivitní koeficienty považujte za rovny 1,0.
 Řešení: - vypočteme pe z reakce $\text{Fe}^{2+} = \text{Fe}^{3+} + e^-$ $\log K = 13,05$
 $pe = -\log K + \log(\text{Fe}^{3+}) - \log(\text{Fe}^{2+}) = -(13,05) + (-2,29) - (-4,59) = 15,71$
 - pak použijeme vypočtené pe v rovnici pro Mn :
 $\text{Mn}^{2+} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{MnO}_2(\text{s}) + 4\text{H}^+ + 2e^-$ $\log K = -41,52$
 z toho $\log(\text{Mn}^{2+}) = -\log K - 4\text{pH} - 2pe = -(-41,52) - 4(3,0) - 2(15,7) = -1,9$ mol/l

Tato metoda však trpí stejným nedostatkem jako metoda (b), tedy problémem časté redoxní nerovnováhy mezi jednotlivými páry. V geochemických programech jako jsou WATEQ4F a PHREEQC je možné si vybrat mezi těmito 3 metodami. Můžeme tedy zadat koncentrace redoxního páru zjištěné analyticky, celkovou koncentraci prvku a hodnotu Eh změřenou v terénu nebo rozdělit celkovou koncentraci prvku na základě koncentrací jiného redoxního páru zjištěných analyticky.

Diagramy Eh-pH: Tyto diagramy jsou běžně používány při interpretaci chování kontaminantů ve vodě (obr. 8.6.). Jejich konstrukce je probírána v základních kurzech geochemie. Platí pro ně:

- Jsou konstruovány pro dané koncentrace kovů (např. $\text{Cr}_T = 10^{-6}$ mol/l) a dalších proměnných (např. $\text{S}_T = 10^{-3}$ mol/l, $\text{P}_{\text{CO}_2} = 10^{-2,7}$ atm atd.). Pokud se tyto koncentrace při daném výzkumu značně liší, pak je třeba modifikovat diagram.
- Je zde předpoklad rovnováhy.
- Pro ionty ve vodě hranice indikují stejné koncentrace. Znamená to tedy, že jsme-li v poli Fe^{2+} , pak Fe^{3+} může být v nízké koncentraci stále přítomno.
- V polích pro pevnou fázi lze předpokládat, že rozpuštěné ionty jsou přítomny v nízkých koncentracích. Obecně platí, že čím jsou celkové koncentrace vyšší, tím jsou větší pole pevné fáze. Naopak v polích pro rozpuštěné ionty se přítomnost pevné fáze nepředpokládá.

- Každá hranice v grafu má svoji rovnici. Např. hranice mezi Fe^{2+} a $\text{Fe}(\text{OH})_3$ je založena na rovnici



Po dosazení za $\log K_{\text{rovnov}} = 18,4$, po dosazení za Fe^{2+} a po úpravě dostaneme rovnici hraniční přímky jako

$$pe = 24,4 - 3pH \quad (8.45.)$$

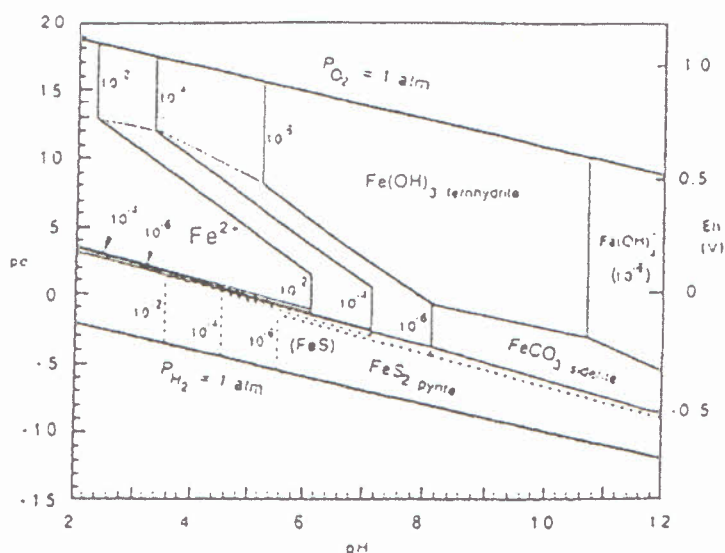
Tato hranice je fázovou hranicí, protože odděluje pole železa v pevné fázi od pole železa v roztoku.

Při výpočtu hraniční přímky pro $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ vycházíme z rovnice



$$pe = 12,8 - \log([\text{Fe}^{2+}]/[\text{Fe}^{3+}]) \quad (8.46)$$

Na hranici platí, že $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+} = 1$ a tak $pe = 12,8$. Tato hranice je konstantou, protože nezávisí na pH. Nejedná se o fázovou hranici, protože železo je v obou polích v roztoku. Podobně lze určit rovnice i pro další hranice. Horní hranice pro pár $\text{O}_2/\text{H}_2\text{O}$ indikuje stabilitu vody. Nad ní dochází k oxidaci vody a k úniku O_2 . Podobně dolní hranice $\text{H}_2/\text{H}_2\text{O}$ indikuje stabilitu vody, protože pod ní dochází k její redukci a k úniku H_2 .

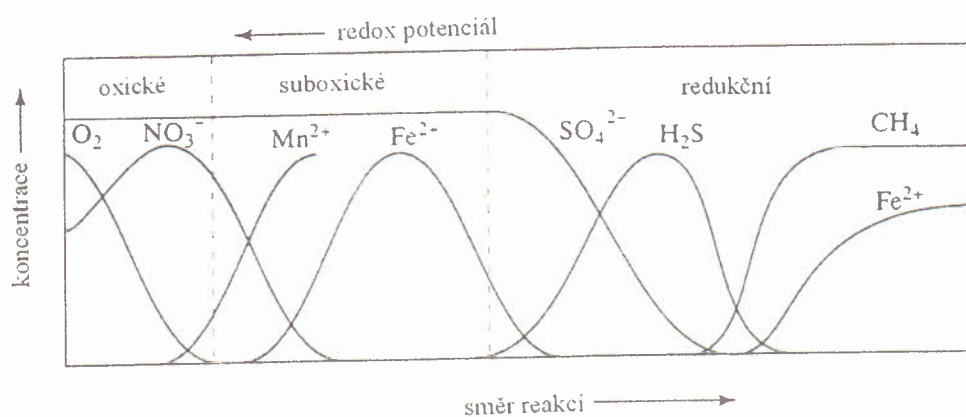


Obr. 8.6. Eh-pH diagram pro železo s rozdílnými koncentracemi Fe_T . Je vidět, že při zvýšení koncentrace Fe_T dochází ke zvětšení pole pevné fáze $\text{Fe}(\text{OH})_3$ (Drever 1997).

Existuje přirozená série redoxního vývoje podzemní vody od oxidačního prostředí až po velmi redukční prostředí, která se nazývá redoxní žebřík (redox ladder). Elektronové akceptory jsou postupně spotřebovávány v pořadí $\text{O}_2 \rightarrow \text{NO}_3^- \rightarrow \text{Mn(IV)} \rightarrow \text{Fe(III)} \rightarrow \text{SO}_4^{2-} \rightarrow$ fermentace/metanogeneze (obr. 8.7.). Toto pořadí je založeno na klesající hodnotě volné energie uvolněné při každé reakci a také odpovídá pořadí spotřebovávání elektronových

akceptorů při biodegradaci ropných látek. Při těchto reakcích katalyzovaných bakteriemi pak dochází ke vzrůstu koncentrace vodíku, který je produkován fermentačními bakteriemi. Barcelona a Holm (1991) zavedli dělení přírodních vod na oxické (obsahují O_2), suboxické (neobsahují kyslík ani redukovanou síru, ale mají zvýšené koncentrace Fe^{2+}) a redukční (obsahují sloučeniny redukované síry jako je H_2S).

Př.: Vzorek vody má neutrální pH, koncentraci rozpuštěného železa 2,7 mg/l a koncentraci síranů 90 mg/l. Může tato voda obsahovat dusičnany a metan?
 Řešení: Při tomto pH je rozpuštěné železo jako $Fe(II)$. K rozpouštění minerálů $Fe(III)$ v pevné fázi dochází až po redukci dusičnanů, které jsou s dvojmocným železem nekompatibilní. Na druhé straně vysoká koncentrace síranů ukazuje, že k jejich redukci ještě nedošlo a tím pádem nemohlo ani dojít k metanogenezi. Vzorek vody tedy už neobsahuje dusičnany, ale ještě neobsahuje metan.



Obr. 8.7. Změny rozpuštěných koncentrací kyslíku, dusičnanů, manganu, železa, síranů a metanu v průběhu redoxních reakcí (podle Appelo a Postma 1996). Paralelní pokles koncentrací železa a síranů je způsoben vysrážením sulfidů.

8.5. Adsorpce

8.5.1. Principy adsorpce anorganických látek

Adsorpce je velmi důležitým procesem z hlediska migrace kontaminantů v podzemních vodách. Může při ní dojít až k úplnému zamezení šíření daného iontu. Existují dva základní druhy sorbentů (tj. sorbujících látek v pevné fázi). U prvního z nich je sorpční kapacita relativně konstantní a nezávisí příliš na pH. Příkladem jsou jílové minerály skupiny smektitů. U druhého typu dochází k výrazným změnám sorpční kapacity při změnách pH. Zde jsou příkladem hydroxidy a oxidy železa a manganu a také jílové minerály skupiny kaolinitu. Jílové minerály mají velký povrch, který má obvykle záporný náboj díky substituci atomů Si^{4+} a Al^{3+} v jejich krystalové struktuře za ionty nižších mocností.

Kationtová výměnná kapacita (CEC) je původně pojem z pedologie, charakterizující adsorpční kapacitu půdy. Určuje se kompletním nasycením adsorpčních míst vhodným kationtem (často je to NH_4^+) a pak jeho vypuzením jiným kationtem (často Na^+ v roztoku NaCl) a určením jeho koncentrace. Hodnoty se uvádí v meq/100 g pevné fáze pro určité pH (obvykle 7,0). Vlastnosti jílových minerálů (Deutsch 1997) jsou v následující tabulce 8.2.

Montmorillonit má největší povrch s nejvyšší CEC a u kaolinitu jsou tyto hodnoty nejnižší. I u jílu dochází při nízkém pH k adsorpci H^+ iontů na jejich povrchu a tím i ke změně adsorpční kapacity. Většina adsorpčních míst u jílu skupiny smektitů je však nezávislá na pH a tato složka tvoří u montmorillonitu až 90 % celkové adsorpční kapacity.

Tabulka 8.2. Vlastnosti jílu (podle Deutsch 1997)

Vlastnost/jíl	Montmorillonit	Illit	Kaolinit
Velikost částic (μm)	0,01 - 1,0	0,1 - 2,0	0,1 - 5,0
Iontová substituce	Vysoká	Střední	Nízká
Povrch (m^2/g)	600 - 800	100 - 120	5 - 20
CEC (meq/100 g)	80 - 100	15 - 40	3 - 15

U písku je CEC podstatně nižší, okolo 1.0 meq/100 g pevné fáze. To však neznamená, že je zde adsorpce zanedbatelná.

Př.: Písek na lokalitě Borden v Ontariu v Kanadě má CEC rovnu 0,5 meq/100 g. Spočítejte, kolik Na^+ se něj teoreticky může adsorbovat, když měrná hmotnost zrn písku je $2,68 \text{ kg/dm}^3$ a jeho porozita je 0,33.

Řešení: 1 m^3 obsahuje 670 dm^3 písku a 330 dm^3 vody, tedy 1 l vody je v kontaktu s $670/330 = 2,03 \text{ dm}^3$ písku nebo $2,03 \times 2,68 = 5,44 \text{ kg}$ písku. Na něj se může adsorbovat $54,4 \times 0,5 = 27,2 \text{ meq } Na^+$, což odpovídá $27,2 \times 22,99 = 625,33 \text{ mg/l } Na^+$ - tolik Na^+ obvykle ve vodě ani není!

Organická hmota v pevné fázi (SOM - soil organic matter) hraje hlavní roli při adsorpci organických látek (viz dále), ale je také důležitým adsorbentem pro anorganické látky. Je to hlavně díky deprotonaci karboxylové skupiny $-COOH$ a fenolové skupiny $-OH$, což má za následek záporně nabitý povrch a změnu adsorpční kapacity. Humus může mít CEC až 200 meq/100 g a tak může adsorbovat např. značné množství těžkých kovů jako je chrom (Nikolaidis et al. 1994). Appelo a Postma (1996) uvádí rovnici pro výpočet CEC na základě jak koncentrace jílu, tak i koncentrace organické hmoty v pevné fázi:

$$CEC(\text{meq}/100 \text{ g}) = 0,7 \times (\% \text{ jíl}) + 3,5 \times (\% C) \quad (8.47.)$$

Při změnách koncentrací rozpuštěných látek v roztoku dochází k **iontové výměně** sorbovaných iontů za ionty ve vodě. Ionty s vyšším mocenstvím jsou preferovány na adsorpčních místech, ale výměna závisí také na koncentracích iontů ve vodě. Např. Ca^{2+} by měl být přednostně adsorbován v porovnání s Na^+ jsou-li jejich koncentrace ve vodě obdobné, ale při podstatně vyšších koncentracích Na^+ ve vodě naopak dochází k vytlačení Ca^{2+} z adsorpčních míst (viz dále). Adsorpční afinita klesá v řadě:



Při stejném mocenství (a stejných koncentracích ve vodě) platí, že silněji je sorbován ion, který má v hydratované formě menší poloměr. Ten závisí na poměru z_i/r_i (náboj iontu/poloměr iontu). Když je poměr z_i/r_i vyšší, je větší i hydratovaný poloměr iontu. Tak např. Ca^{2+} má nižší poměr z_i/r_i a proto i menší hydratovaný poloměr než Mg^{2+} a z toho důvodu má i vyšší afinitu pro adsorpci.

Iontová výměna má velký význam při neutralizaci acidifikace povodí. Při ní totiž dochází k vytlačení kationtů silných bází na adsorpčních místech v půdě a tím ke zpomalení šíření H^+ a

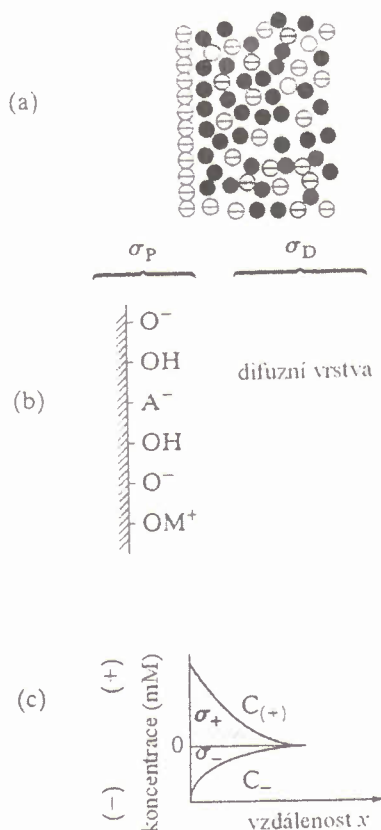
Al^{3+} iontů. Saturace kationty silných bází je definovaná jako C_{BI}/CEC , kde C_{BI} je koncentrace bazických iontů (Ca^{2+} , Mg^{2+}) na adsorpčních místech. Při vysoké hodnotě C_{BI} může trvat dlouhou dobu, než H^+ ionty proniknou do povrchových toků v povodí (Drever 1997). Nastane to až v případě, že bazické ionty jsou z adsorpčních míst vytlačeny. Pak však ani změna podmínek a neutrální srážky v povodí nezmění situaci, protože H^+ ionty se budou desorbovat dlouhou dobu a budou udržovat nízké pH v půdě a v povrchových tocích. Podobně se budou desorbovat i Al^{3+} ionty a vysrážení gibbsitu bude také přispívat ke snížení pH. Toto chování může být také způsobeno i vytlačení Al^{3+} ionty Ca^{2+} uvolněnými při přehnaném vápnění půd (Appelo a Postma 1996).

Na rozhraní sorbentu a vodného prostředí vzniká **elektrická dvojvrstva** (obr. 8.8.) Ta se skládá ze Sternovy vrstvy s pevně vázanými ionty (u jílu s kationty) na povrchu a dále od povrchu pak difuzní Gouyho vrstvy, s mobilními ionty, ale stále s převahou kationtů. Teprve dále v roztoku jsou kationty a anionty v rovnováze. Platí, že suma náboje ve vrstvě s vázanými ionty a v difuzní vrstvě je rovna nule, tedy

$$\sigma_P + \sigma_D = 0 \quad (8.48.)$$

kde σ_P je náboj na povrchu sorbentu a σ_D je náboj iontů v difuzní vrstvě.

Stabilita koloidů v roztoku závisí na tloušťce elektrické dvojvrstvy, která je funkcí iontové síly roztoku. Při vyšší iontové síle (a tedy vyšších koncentracích v roztoku) dochází ke stlačení této vrstvy a ke flokulaci jílu (např. při mísení říční a mořské vody).



Obr. 8.8. Elektrická dvojvrstva, a) anionty a kationty (černé) v blízkosti povrchu, b) σ_P a σ_D v blízkosti povrchu a c) rozložení náboje v blízkosti povrchu (podle Stumm 1992).

Při adsorbci mohou být adsorbované ionty vázány kovalentní nebo iontovou vazbou přímo na funkční skupiny na povrchu sorbentu a tvořit tak tzv. **komplexy vnitřní sféry**, které jsou relativně stabilní. Dalším typem jsou tzv. **komplexy vnější sféry**, kdy se jedná o elektrostatické vazby iontů obklopených solvatační obálkou iontů vody. Tyto vazby jsou mnohem slabší a dochází ke snadné výměně adsorbovaných iontů za ionty v roztoku.

Pokud dochází při adsorbci ke změnám pH, dochází i ke změnám náboje na povrchu sorbentu. To je mnohem typičtější pro hydroxidy Fe a Mn, než pro jíly. U hydroxidů jako je $\text{Fe}(\text{OH})_3$, tvoří složka adsorpce závislé na pH většinu adsorpční kapacity. Při zvýšení pH dochází k deprotonaci povrchu (tedy k odtržení H^+):



a zároveň dochází k adsorbci a adsorbované ionty také mění náboj povrchu, např. při adsorbci zinku,



Znak $\equiv$ zde označuje adsorpční místa na povrchu pevné fáze a S je prvek v pevné fázi jako např. Fe. To znamená, že např. pro $\text{Fe}(\text{OH})_3$ je možno psát $\equiv\text{FeOH}_2^+$ atd.

Když je celkový průměrný náboj povrchu roven nule, je počet kladně a záporně nabitých míst totožný a můžeme psát, že



Hodnota pH je v tomto bodě označována jako pH_{ZPC} (zero point of charge - bod nulového náboje). Typické hodnoty pH_{ZPC} pro různé minerály (Reardon, 1992) jsou:

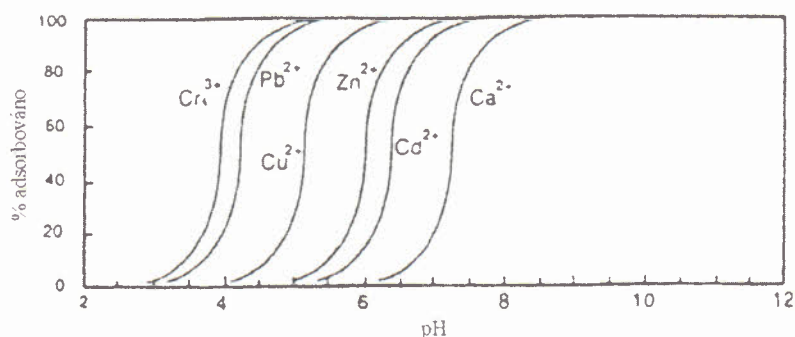
jíly 2,0 – 4,0, živce 2,0 – 2,5, $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 8,5, amorfni $\text{Al}(\text{OH})_3$ 8,0, CaCO_3 8,4. Při změně pH v roztoku dochází ke změně elektrostatické složky adsorpce z důvodu adsorpce/desorpce H^+ iontů. Tato složka adsorpce je vyjádřena v coulombickém (Boltzmannově) členu,

$$K_{\text{coul}} = \exp \frac{-\Delta Z.F.\Psi}{R.T} \quad (8.53.)$$

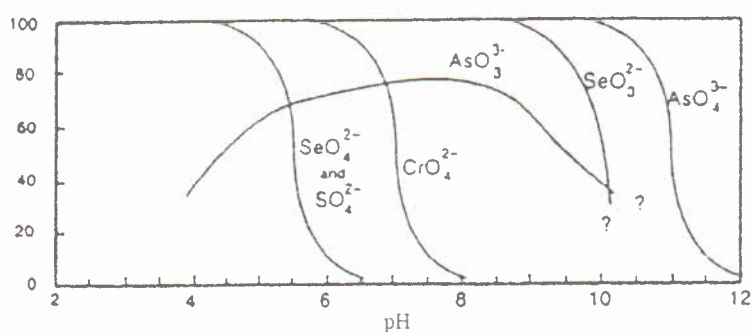
kde ΔZ je změna povrchového náboje adsorbentu z důvodu adsorpce H^+ , F je Faradayova konstanta, Ψ je povrchový potenciál, R je univerzální plynová konstanta a T je teplota. Celková adsorpční konstanta je pak dána jako součin chemické (intrinsic) a coulombické konstanty,

$$K_{\text{celk}} = K_{\text{int}} \times K_{\text{coul}} \quad (8.54.)$$

V bodě ZPC platí, že je celkový počet kladně a záporně nabitých míst na povrchu sorbentu totožný. Když pH vzroste, záporně nabitá místa začnou převažovat a dochází k adsorbci kationtů a k desorbci aniontů (obr. 8.9.).



a) adsorpce kationtů



b) adsorpce aniontů

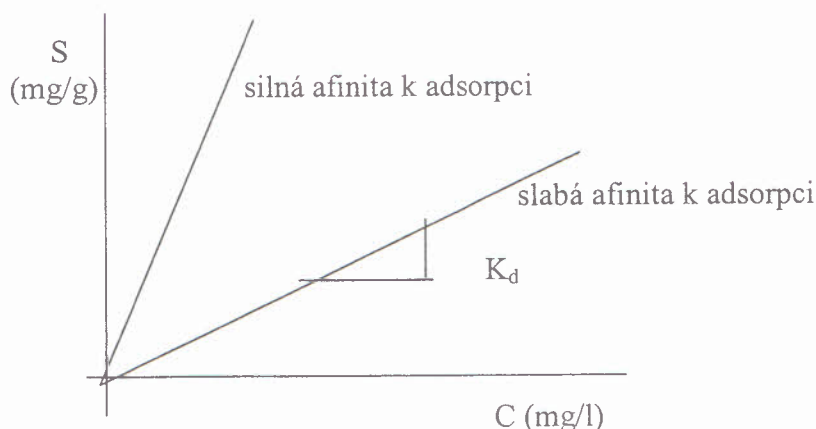
Obr. 8.9. Adsorpce kationtů a aniontů jako funkce pH (Drever 1997).

Nelze však říci, že při $\text{pH} < \text{pH}_{\text{ZPC}}$ neexistují záporně nabitá místa na povrchu adsorbentu. Ta existují, ale jejich počet je nižší než počet kladně nabitých míst. Kationty, jako je Pb^{2+} , jsou adsorbovány při daleko nižším pH než je pH_{ZPC} (to je např. pro $\text{Fe}(\text{OH})_3$ okolo 8,3), protože i při pH např. okolo 4,5 existuje určitý počet záporně nabitých míst a kovy jako olovo mají silnou afinitu k adsorpci.

8.5.2. Popis adsorpce

Nejjednodušší metoda spočívá v aplikaci adsorpčních izoterm. To jsou empirické (nikoliv termodynamické) konstanty, které se odvozují z adsorpčních experimentů. **Adsorpční experiment** (batch test) spočívá v reakci známého množství zkoumané látky se známým množstvím adsorbentu (půdy) v uzavřené nádobě. Po ustálení rovnováhy zjišťujeme množství adsorbované látky S (obvykle v mg/g) a odpovídající rovnovážné koncentraci této látky ve vodě (obvykle v mg/l). Pak tyto hodnoty pro různá množství látky vyneseme do grafu

$S = f(C)$, který se nazývá adsorpční izoterma. Nejjednodušší izotermou je **lineární adsorpční izoterma** K_d , zmiňovaná také v kapitole o transportu (obr. 8.10.) a nazývaná také distribuční koeficient.



Obr. 8.10. Princip lineární adsorpční izotermy K_d .

Množství látky adsorbované na pevnou fázi vypočteme jako

$$S = \frac{(C_i - C_r)V}{M} \quad (8.55.)$$

kde S [mg/g] je adsorbované množství, C_i je počáteční koncentrace dané látky ve vodě a C_r je její rovnovážná koncentrace ve vodě obojí v [mg/l], V je objem vody [l] a M je hmotnost adsorbentu [mg]. Je nutné mít minimálně tři body pro konstrukci adsorpční izotermy.

Ta je vyjádřena jako směrnice grafu. Její hlavní slabinou je neomezený růst adsorpce při zvýšení koncentrace látky ve vodě. To je ovšem nesprávné, protože při určité koncentraci ve vodě dojde k saturaci adsorpčních míst a tím i k zastavení adsorpce.

Další izotermou je **Freundlichova izoterma**, vyjádřená jako

$$S = K_F \cdot C^N \quad (8.56.)$$

kde K_F je Freundlichova adsorpční konstanta. Exponent N obvykle nabývá hodnot nižších než 1,0 a tak dochází k zakřivení přímky při vyšších koncentracích v vodě. Ani tato izoterma však nemá horní limit pro adsorpci. Ten se už vyskytuje v případě **Langmuirovy izotermy**,

$$S = \frac{S_{\max} \cdot K_L \cdot C}{1 + K_L \cdot C} \quad (8.57.)$$

kde C je koncentrace, K_L je konstanta odpovídající K u předchozích izoterm a $S_{\max}$ je maximální množství, které se může adsorbovat. V případě, že výraz $K_L \cdot C \gg 1,0$, dostaneme $S = S_{\max}$, tedy asymptotu grafu, indikující maximální adsorpci.

Hlavní předností izoterm je jejich snadné zahrnutí do advekčně-disperzní rovnice (ADR) transportu. Vystupují zde ve formě **koefficientu retardace** nebo zdržení, vyjádřeného jak

$$R = v_{\text{voda}}/v_{\text{kontaminant}} = L_{\text{voda}}/L_{\text{kontaminant}} \quad (8.58.)$$

kde v_{voda} je rychlost proudění vody, $v_{\text{kontaminant}}$ je rychlost migrace kontaminantu L_{voda} je vzdálenost kterou urazí voda za daný čas a $L_{\text{kontaminant}}$ je vzdálenost advekčního transportu

kontaminantu (reprezentovaná poloviční koncentrací zdroje) za stejný čas. Pak je možné použít standardní řešení ADR jako je řešení Ogata-Banks (viz kapitola 9.7.) a vydělit jen koeficient hydrodynamické disperze D a rychlost advekce koeficientem retardace R . Vztahy mezi retardačním koeficientem R a lineární adsorbční izotermou je (Fetter 1999):

$$R = 1 + \left(\frac{\rho_b}{n} \right) \cdot K_D \quad (8.59.)$$

Obdobné vztahy pro další izotermy, ve kterých je za K_D v rovnici 8.59. dosazena hodnota izoterm derivovaných podle C jsou uvedeny ve Fetter (1999) a ve Šráček et al. (2002). Výše uvedené izotermy charakterizují adsorpci jednoho iontu na pevné fázi. Pokud dochází k výměně 2 iontů mezi pevnou fází a vodou, pak se používá **výměnný koeficient** (selectivity coefficient). Ten popisuje reakci jako je



která má rovnovážnou konstantu K_{A-B} .

Podobně jako izotermy, ani K_{A-B} není skutečná termodynamická konstanta, protože existuje termodynamický popis chování B^{2+} a A^+ ve vodě, ale neexistuje metoda charakterizující toto chování u iontů adsorbovaných na pevnou fázi. Existují různé metody psaní rovnic výměny kationtů, např. Gaines-Thomasova konvence, Gaponova konvence apod., které jsou uvedeny v Appelo a Postma (1996). Také výměnný koeficient se uvádí pro víceméně konstantní pH a chemismus vody. Jeho aplikaci popisuje následující příklad.

Př.: Vypočítejte, jak jsou obsazena adsorpční místa na pevné fázi, jsou-li koncentrace Ca^{2+} a Na^+ ve vodě 10^{-3} mol/l a $K_{\text{Na/Ca}}$ považujte za rovnu 0,4. Aktivita iontů ve vodě považujte za rovny koncentracím.

Řešení: rovnice reakce je $2\text{Na-jíl} + \text{Ca}^{2+} = \text{Ca-jíl} + 2\text{Na}^+ \quad K_{\text{Na-Ca}} = 0,4$

a tedy $X_{\text{Ca-jíl}}/X_{\text{Na-jíl}}^2 = K_{\text{Na-Ca}} (m_{\text{Ca}^{2+}}/m_{\text{Na}^+}^2)$

kde X je molární zlomek koncentrace na pevné fázi, $X_{\text{Ca-jíl}} = \text{Ca-jíl}/(\text{Ca-jíl} + \text{Na-jíl})$,

zároveň platí, že $X_{\text{Ca-jíl}} + X_{\text{Na-jíl}} = 1,0$,

po dosazení dostaneme $(1 - X_{\text{Na-jíl}}) / (X_{\text{Na-jíl}}^2) = 0,4 \times (10^{-3}/10^{-6})$

což vede ke kvadratické rovnici, jejímž řešením je $X_{\text{Na-jíl}} = 0,051$ a $X_{\text{Ca-jíl}} = 0,949$

Na uvedeném příkladě je vidět, že kationty s vyšším nábojem jsou při stejných koncentracích ve vodě adsorbovány přednostně. Pokud ale bude koncentrace Ca^{2+} ve vodě podstatně nižší než koncentrace Na^+ , pak bude Na^+ okupovat většinu adsorpčních míst. Typickým příkladem výměny Ca za Na na adsorpčních místech je vyslazování kolektorů původně vyplněných mořskou vodou (např. na polderech v Holandsku). Zatímco Cl^- je vymyt velmi rychle a hlavním aniontem se stává HCO_3^- , je Ca^{2+} zpožděn z důvodu výměny za Na^+ a vytváří se přechodná zóna s vodou Na-HCO_3 mezi mořskou vodou a vodou Ca-HCO_3 v zóně infiltrace. Problematika výměnného koeficientu je podrobně popsána v Appelo a Postma (1996).

Následující tabulka uvádí výměnné koeficienty pro vybrané ionty. Tyto výměnné koeficienty jsou vyjádřeny vzhledem k sodíku, pro reakci $\text{Na}^+ + 1/i \text{ I-X} = \text{Na-X} + 1/i \text{ I}^+$, kde I je kationt vyměňovaný za sodík. Výměnné koeficienty pro další kombinace kationtů získáme vydělením výměnných koeficientů vzhledem k sodíků mezi sebou. Např. $K_{\text{Sr/Mg}}$ je $K_{\text{Na/Mg}}/K_{\text{Na/Sr}} = 0,5/0,35 = 1,42$.

Tabulka 8.3. Výměnné koeficienty (podle Stumm 1992).

Ion I ⁺	K _{Na/I}	Ion I ²⁺	K _{Na/I}
Li ⁺	1,2 (0,95-1,2)	Mg ²⁺	0,50 (0,4-0,6)
K ⁺	0,20 (0,15-0,25)	Ca ²⁺	0,40 (0,3-0,6)
NH ₄ ⁺	0,25 (0,2-0,3)	Sr ²⁺	0,35 (0,3-0,6)
Rb ⁺	0,10	Ba ²⁺	0,35 (0,2-0,5)
Cs ⁺	0,08	Fe ²⁺	0,6
-	-	Cu ²⁺	0,5
-	-	Zn ²⁺	0,4 (0,3-0,6)
Ion I ³⁺		Cd ²⁺	0,4 (0,3-0,6)
Al ³⁺	0,6 (0,5-0,9)	Pb ²⁺	0,3

Modelování povrchové komplexace, zohledňující změny ve dvojité difuzní vrstvě na základě změn pH a chemismu vody, přesahuje rámec tohoto textu. Podrobná diskuze tohoto typu modelování je např. v Stumm (1992) a v Langmuir (1997). Základním metodou je zde model dvojité difuzní vrstvy, diffuse double layer model (DDL). Je založen na adsorpci na HFO (hydrous ferric oxide) se složením goethitu, molekulovou hmotností 89 g/mol, plochou povrchu 600 m²/g a počtem adsorpčních míst 0,2 mol/mol HFO. Je však možné zadat i jiné parametry. U adsorpce kovů se často přidává i druhý typ adsorpčních míst s počtem 0,005 mol/mol HFO. V programech jako jsou PHREEQC (Parkhurst 1995) a MINTEQA2 (Allison et al. 1991) je k modelování třeba zadat množství sorbentu, jeho specifický povrch a počet adsorbčních míst. Dále jsou nutné i adsorbční konstanty pro rovnice, vyjadřující formování povrchových komplexů. Ty se obvykle nalézají v databázích pro příslušné programy.

8.5.3. Adsorpce organických látek

Adsorpce organických kontaminantů se určuje jiným způsobem, než je tomu u kontaminantů anorganických. V tomto případě nejsou hlavním sorbentem anorganické povrchy, ale organická hmota v pevné fázi v kolektoru, jejíž množství se vyjadřuje jako váhová frakce organické hmoty f_{oc} . Využívá se pak přímá závislost mezi koeficientem distribuce oktanol-voda a adsorpcí na organickou hmotu. Koeficient distribuce oktanol-voda je definován jako

$$K_{ow} = \frac{C_{ow}}{C_{voda}} \quad (8.61.)$$

kde C_{ow} je koncentrace organického kontaminantu v oktanolu a C_{voda} je jeho koncentrace ve vodě. Vysoké hodnoty K_{ow} znamenají, že daná organická látka je hydrofobní a že má tendenci se koncentrovat v organické hmotě a ne vodě. Hodnoty K_{ow} jsou tabelovány pro celou řadu organických kontaminantů, např. ve Fetter (1999) nebo v Šráček et al. (2002). Z hodnoty K_{ow} je pak možno za použití empirických rovnic možné spočítat koeficient distribuce organický uhlík-voda K_{oc} . Běžně používanou empirickou rovnicí je rovnice Schwarzenbacha a Westalla,

$$\log K_{oc} = 0,49 + 0,72 \log K_{ow} \quad (8.62.)$$

ale existují i další rovnice (více ve Fetter 1999). Po obdržení K_{oc} v (l/g) pak vypočteme lineární adsorpční izotermu K_d jako

$$K_d = K_{oc} \cdot f_{oc} \quad (8.63.)$$

Jednotky K_d jsou také (l/g), protože hodnota f_{oc} je bezrozměrný poměr. Celý postup je možné shrnout do následujících bodů:

- Odebrání vzorků v terénu mimo kontaminační mrak na určení f_{oc} .
- Nalezení K_{ow} v literatuře pro daný kontaminant.
- Výpočet K_{oc} z empirické rovnice a výpočet K_d jako součin K_{oc} a f_{oc} .

Hodnoty f_{oc} jsou ve štěrkopisčitých kolektorech nízké a je zde riziko značné chyby při jejich určení. Pokud je hodnota f_{oc} velmi nízká, začíná hrát roli i adsorpce na anorganických površích a uvedené vztahy nemusí platit. Je také možné určit K_d pro organické kontaminanty za použití adsorpční zkoušky, stejně jako u anorganických látek.

Př.: Frakce organického uhlíku v kolektoru je 0,01. Vypočtěte K_d a R pro 1,2-dichlorethan, který má hodnotu $\log K_{ow} = 1,48$. Měrná hmotnost pevné fáze v kolektoru je $1,9 \text{ kg/dm}^3$ a porosita je 0,25.

Řešení:

- použijeme rovnici Schwarzenbacha a Westalla, $\log K_{oc} = 0,49 + 0,72(1,48) = 1,556$
- pak $K_{oc} = 10^{1,556} = 35,94$
- a $K_d = 35,94 \cdot 0,01 = 0,359$
- nakonec vypočteme $R = 1 + (1,9/0,25) \cdot 0,359 = 3,731$, čili rychlost šíření 1,2-dichlorethanu je 3,731x nižší než rychlost proudění vody.

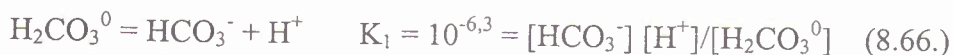
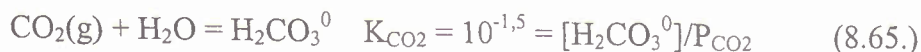
8.6. Rovnováhy v přírodních systémech

8.6.1. Procesy v půdní zóně

V této kapitole se budeme zabývat karbonátovými systémy, protože reakce s karbonáty má klíčovou úlohu při formování chemismu podzemních vod. V půdní zóně dochází k produkci CO_2 při respiraci rostlin a při rozkladu organické hmoty. Z hlediska CO_2 se jedná o otevřený systém, protože jeho zásoba v půdním vzduchu je v porovnání s jeho rozpuštěným množstvím neomezená. Při rozpouštění CO_2 vzniká kyselina uhličitá,



Koncentrace kyseliny uhličitá ve vodě závisí na parciálním tlaku oxidu uhličitého v půdní zóně, který může být značně vyšší než atmosférická hodnota $10^{-3,5}$ atm. Hodnoty P_{CO_2} v půdě mohou dosahovat i $10^{-1,0}$ atm, ale kolísají v průběhu roku (ve vegetačním období jsou vyšší). Po rozpouštění CO_2 dochází k dalším geochemickým reakcím. Následující přehled uvádí souhrn reakcí s rovnovážnými konstantami pro 25°C :



Je zde sedm iontů a látek, ale jen čtyři rovnice. K nalezení řešení soustavy o sedmi neznámých potřebujeme sedm rovnic. U vody je ale aktivita rovna jedné a k určení pH potřebujeme jen aktivitu H^+ , takže odpadá poslední rovnice. Také známe P_{CO_2} v půdním

vzduchu, takže počet neznámých se nám zredukuje na čtyři: H_2CO_3^0 , HCO_3^- , CO_3^{2-} a H^+ . Ke třem zbylým rovnicím potřebujeme ještě rovnici elektroneutrality:

$$[\text{H}^+] = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{OH}^-] \quad (8.69.)$$

Aktivitu OH^- můžeme při běžných hodnotách pH zanedbat. Totéž platí i pro CO_3^{2-} , takže můžeme psát, že

$$[\text{H}^+] = [\text{HCO}_3^-] \quad (8.70.)$$

Pokud ignorujeme aktivitní koeficienty a předpokládáme, že aktivity jsou rovny koncentracím (běžný předpoklad u zředěného roztoku), dostaneme z kombinace uvedených rovnic, že

$$[\text{HCO}_3^-] [\text{H}^+] = K_1 K_{\text{CO}_2} P_{\text{CO}_2} \quad (8.71.)$$

a dále

$$[\text{H}^+] = (K_1 K_{\text{CO}_2} P_{\text{CO}_2})^{1/2} \quad (8.72.)$$

Po dosazení atmosférické hodnoty P_{CO_2} obdržíme pH rovno zhruba 5,7, což znamená, že i nekontaminovaná voda nemá neutrální pH. Z uvedené rovnice také vyplývá, že čím bude hodnota P_{CO_2} vyšší, tím bude aktivita H^+ vyšší a hodnota pH nižší.

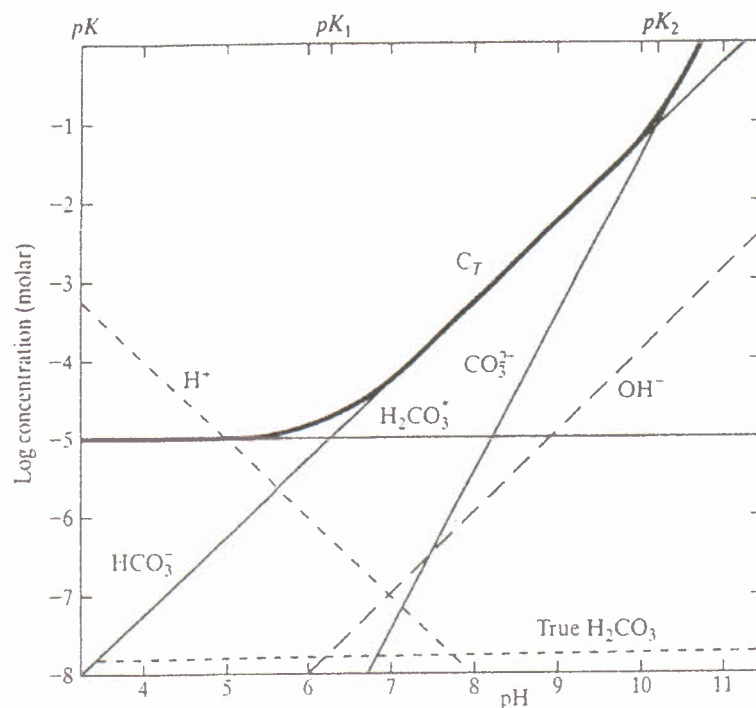
Předchozí diskuse se týkala otevřeného systému, ve kterém se předpokládá neomezené množství CO_2 . Za určitých okolností může být pH udržováno na konstantní hodnotě a potřebujeme vypočítat celkovou koncentraci rozpuštěného uhlíku. Pokud jsou koncentrace jednotlivých forem uhlíku počítány jako funkce pH, je celková koncentrace rozpuštěného uhlíku rovna

$$(\text{CO}_3)_{\text{celk}} = [\text{H}_2\text{CO}_3^0] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}] \quad (8.73.)$$

Když P_{CO_2} je fixován, je koncentrace kyseliny uhličitě nezávislá na pH a rovna $\text{H}_2\text{CO}_3^0 = K_{\text{CO}_2} \cdot P_{\text{CO}_2}$. Pak jsou koncentrace bikarbonátu a karbonátu spočteny jako funkce pH a P_{CO_2} ,

$$(\text{CO}_3)_{\text{celk}} = K_{\text{CO}_2} P_{\text{CO}_2} + (K_1 K_{\text{CO}_2} P_{\text{CO}_2}) / [\text{H}^+] + (K_1 K_2 K_{\text{CO}_2} P_{\text{CO}_2}) / [\text{H}^+]^2 \quad (8.74.)$$

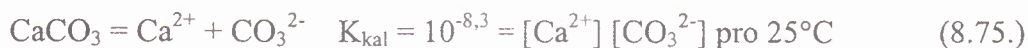
Výsledky této rovnice jsou na obr. 8.11. Pod $\text{pH} = 6,3$ je celkový rozpuštěný uhlík ve formě H_2CO_3^0 , jejíž koncentrace je konstantní. Mezi $\text{pH} 6,3$ a $10,3$ dominuje HCO_3^- a v grafu log koncentrace jako funkce pH je směrnice rovna 1. Nad $\text{pH} = 10,3$ dominuje CO_3^{2-} a směrnice v grafu je rovna 2.



Obr. 8.11. Koncentrace celkového rozpuštěného uhlíku v otevřeném systému jako funkce pH (Kehew 2001).

8.6.2. Rozpuštění karbonátových minerálů

Nejběžnějším karbonátovým minerálem je kalcit, CaCO_3 . Jeho rozpouštění v půdní zóně má dopad na chemismus vody. Jak už bylo uvedeno, rozpouštění CO_2 je zdrojem H^+ a závisí na něm rozpustnost kalcitu. K dříve uvedeným rovnicím přistupuje rovnice rozpouštění kalcitu:



Aktivita CO_2 , CaCO_3 a H_2O jsou známy, takže je 5 neznámých a 4 rovnice. Pátou rovnicí je rovnice elektroneutality,

$$[\text{H}^+] + 2[\text{Ca}^{2+}] = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] + [\text{OH}^-] \quad (8.76.)$$

Po zanedbání některých členů této rovnice z důvodu jejich nízké koncentrace při zhruba neutrálním pH obdržíme

$$2[\text{Ca}^{2+}] = [\text{HCO}_3^-] \quad (8.77.)$$

Po sečtení všech 5 rovnic pak obdržíme vztah

$$\{[\text{Ca}^{2+}] [\text{HCO}_3^-]^2\} / P_{\text{CO}_2} = 10^{-5,8} \quad (8.78.)$$

a po úpravě vyjádříme koncentraci Ca jako

$$\text{Ca}^{2+} = (10^{-5,8} \cdot P_{\text{CO}_2} / 4)^{1/3} \quad (8.79.)$$

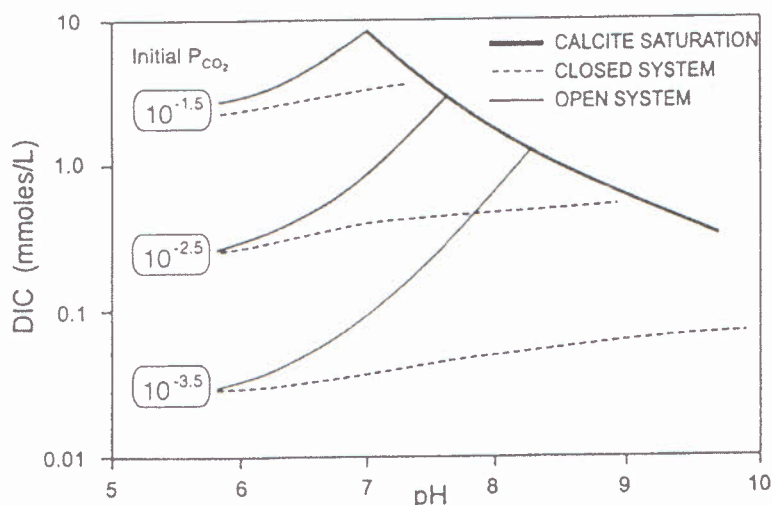
Z této rovnice je jasné, že množství rozpuštěného kalcitu přímo závisí na P_{CO_2} . Celková koncentrace rozpuštěného uhlíku je pak sumou uhlíku z rozpuštění CO_2 a z rozpouštění kalcitu.

Pokud došlo k dosažení rovnováhy vody s kalcitem již v půdní zóně, pak po průniku vody do nasycené zóny už k dalšímu rozpouštění kalcitu nedochází. V některých případech se však kalcit v půdní zóně nevyskytuje a tak k jeho rozpouštění může docházet i pod hladinou podzemní vody. Situace je odlišná od předchozího případu, protože množství CO_2 rozpuštěné ve vodě už nemůže být doplňováno z půdního vzduchu. Hovoříme tedy o uzavřeném systému z hlediska CO_2 . Pokud dochází k rozpouštění kalcitu pod hladinou podzemní vody, klesá hodnota P_{CO_2} .

I zde platí, že celkové množství rozpuštěného uhlíku je sumou uhlíku z rozpouštění CO_2 v půdní zóně a uhlíku z rozpouštění kalcitu, tedy

$$CO_3 \text{ celk} = CO_2 \text{ půda} + Ca^{2+} \quad (8.80.)$$

V tomto případě ale rezervoár CO_2 v půdě není neomezený a při reakci CO_2 s karbonáty pod hladinou podzemní vody dochází k jeho spotřebovávání. Existují sice některé redoxní reakce, které produkují CO_2 (oxidace organické hmoty kyslíkem, redukce síranů atd.), ale ty obvykle velké množství CO_2 neprodukují. Výsledkem je to, že množství rozpuštěných karbonátů je nižší a výsledné pH je vyšší než v otevřeném systému.



Obr. 8.12. Rozpouštění karbonátů v otevřeném a uzavřeném systému (Clark a Fritz, 1997).

Na obr. 8.12. je vidět, že v uzavřeném systému se rozpustí méně kalcitu a tedy koncentrace rozpuštěného uhlíku DIC bude nižší a výsledné pH bude vyšší. Podrobně je problematika karbonátových systémů diskutována v Stumm a Morgan (1996), Drever (1997), Langmuir (1997) a v češtině v publikaci Zemana (2002).

Na závěr si uvedeme 3 pojmy, které se běžně používají v hydrogeochemii. Jsou to **alkalita**, **acidita** a **rozpuštěný anorganický uhlík (dissolved inorganic carbon, DIC)**.

Alkalita je kyselá neutralizační kapacita a stanovuje se titrací silnou kyselinou do pH okolo 4,5. Obvykle se jedná především o hydrogenkarbonátovou alkalitu, ale v některých případech mohou hrát roli i další ionty:

$$\text{Alkalita} = mHCO_3^- + 2mCO_3^{2-} + mH_3SiO_4^- + mH_2BO_3^- + mHS^- + mOH^- \text{ atd.} \quad (8.81.)$$

kde m značí koncentraci jednotlivých iontů. Při vysoké koncentraci organické hmoty ve vodě (např. v kontaminačním mraku ze skládky) mohou deprotonované formy organické hmoty také přispívat k alkalitě a neopravenou hodnotu alkality nelze k výpočtům karbonátových rovnováh použít. Vzorek pro stanovení alkality (pokud ta nebyla stanovena hned po odběru) odebíráme přímo v terénu a neoddělujeme ho později z většího vzorku. Jinak by se po odběru mohly vysrážet karbonáty, které by zůstaly na dně větší láhve a to by zkreslilo výsledky stanovení. Alkalita je často vyjádřena jako ekvivalentní koncentrace CaCO_3 [mg/l CaCO_3]:

$$\text{Alkalita}(\text{mg/l CaCO}_3) = \frac{[m_{\text{kyseliny}} \times N_{\text{kyseliny}} \times \text{ekviv.hmotnost CaCO}_3(50\text{g/ekv.}) \times 1000\text{mg/g}]}{(m_{\text{vzorku}})} \quad (8.82.)$$

kde N_{kyselina} je normalita kyseliny. Dalšími jednotkami alkality mohou být mg/l HCO_3 a tak je třeba zkontrolovat jednotky před aplikací hydrogeochemického programu. Koncový bod titrace je někdy sporný a lépe než titrovat vzorek vody do pH 4,5 je použít tzv. Granův graf (Stumm a Morgan, 1996).

Př.: Byla provedena titrace vzorku o objemu 100 ml a v jejím koncovém bodě bylo spotřebováno 2,8 ml 0,5 N H_2SO_4 . Určete alkalitu v mg/l CaCO_3 .

Řešení: Dosadíme do rovnice 4.3.2.:

$$\text{Alkalita} = (2,8 \times 0,5 \times 50 \times 1000)/100 = 700 \text{ mg/l jako CaCO}_3$$

Acidita je naopak zásaditá neutralizační kapacita. Zahrnuje karbonátovou aciditu ve formě H_2CO_3^0 , ale i některé další látky, které mohou odštěpovat proton a tím k aciditě přispívat:

$$\text{Acidita} = m\text{H}_2\text{CO}_3^0 + m\text{HCO}_3^- + m\text{HSO}_4^- + \text{Al}^{3+} + \text{CH}_3\text{COOH atd.} \quad (8.83.)$$

Tradičně se acidita stanovuje titrací silnou zásadou jako je NaOH do pH 8,3 a v karbonátovém systému určuje koncentraci H_2CO_3^0 . Jednotky mohou být jako u alkality mg/l CaCO_3 nebo mg/l HCO_3^- .

Rozpuštěný anorganický uhlík DIC je definován jako součet všech forem anorganického uhlíku,

$$\text{DIC} = m\text{H}_2\text{CO}_3^0 + m\text{HCO}_3^- + m\text{CO}_3^{2-} \quad (8.84)$$

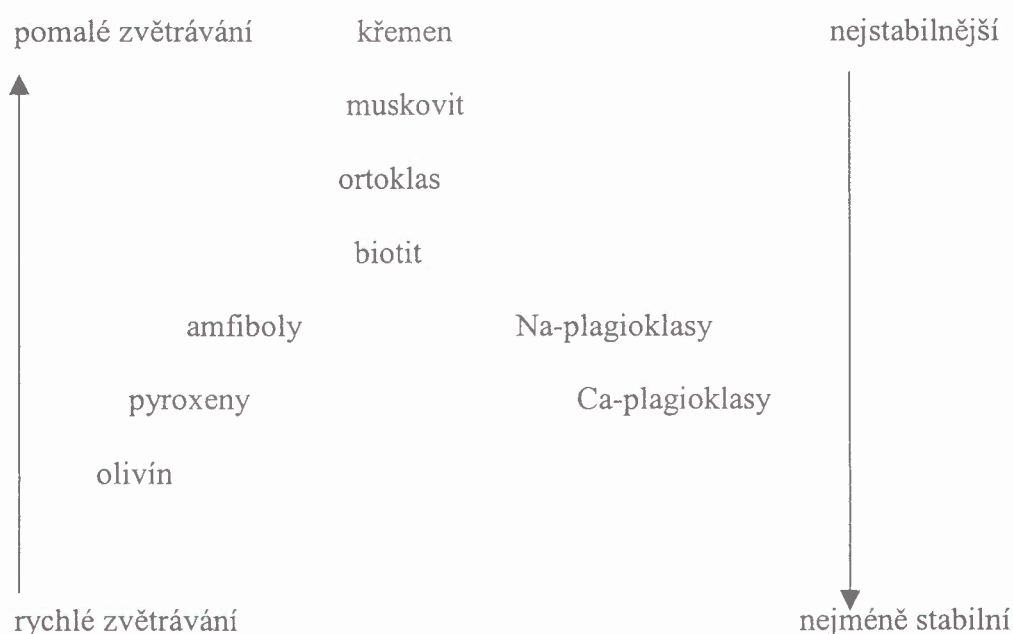
Pokud byla stanovena karbonátová alkalita a acidita, je koncentrace rozpuštěného anorganického uhlíku rovna jejich součtu,

$$\text{DIC} = \text{karbonátová alkalita} + \text{karbonátová acidita} \quad (8.85.)$$

V české terminologii se někdy používají termíny kyselá neutralizační kapacita (KNK4,5) pro alkalitu a zásaditá neutralizační kapacita (ZNK8,3) pro aciditu.

8.6.3. Rovnováhy se silikátovými minerály

Situace je zde komplikovanější než u karbonátů z několika důvodů: (1) Reakce jsou pomalé a často nedosahují rovnováhy, takže kinetika u nich hraje významnou roli, (2) výsledné rozpuštěné koncentrace jsou nízké (viz dále hliník) a (3) rozpouštění silikátových minerálů je často inkongruentní (část látek zůstane v sekundárních minerálech v pevné fázi) a to komplikuje interpretaci. Pro rychlost rozpouštění minerálů zhruba platí tzv. Goldichovo schéma (obr. 8.13.), které je inverzí Bowenova schématu pořadí krystalizace z magmatu. Platí, že minerály, které vznikly za vysokých teplot a tlaků jako první z magmatu se také nejrychleji rozpouštějí. Rychlost rozpouštění olivínu je tedy vysoká a naopak u křemene je tato rychlost rozpouštění nízká.

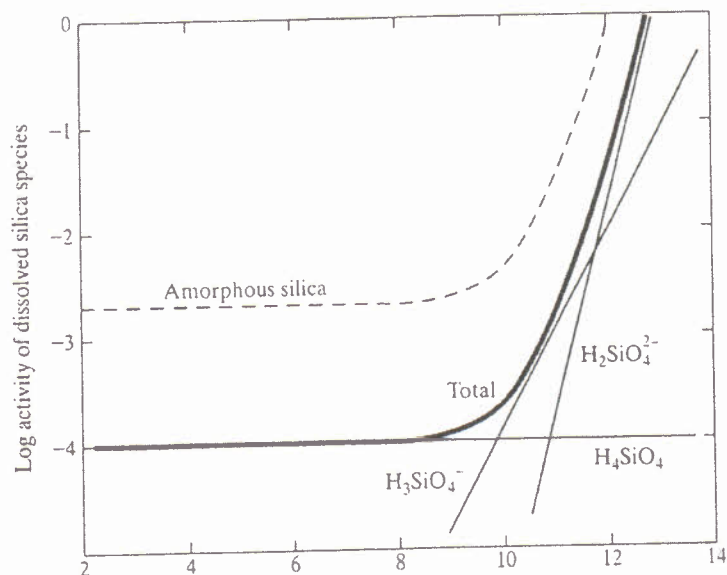


Obr. 8.13. Goldichovo schéma stability minerálů v horninách (podle Kehew, 2001). Stabilita minerálů klesá směrem dolů a tím roste rychlost rozpouštění.

Rozpustnost křemene závisí na pH. Při pH do zhruba 9,0 probíhá reakce

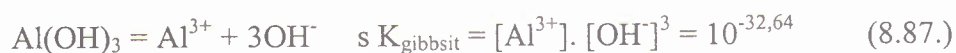


a $K_{\text{rov}} = \text{H}_4\text{SiO}_4 = 10^{-4,0}$ pro krystalický křemen. Vysrážení křemene je ale kontrolováno jeho pomalou kinetikou a tak je voda často vůči křemeni silně přesycená. Koncentrace rozpuštěného křemíku je tak většinou kontrolována vysrážením amorfního křemene s $K_{\text{rov}} = 10^{-2,70}$. Při pH nad 9,0 vzniká H_3SiO_4^- a při pH nad 11,0 pak vzniká $\text{H}_2\text{SiO}_4^{2-}$. Tím roste rozpustnost křemene při vysokých hodnotách pH (obr. 8.14.).



Obr. 8.14. Koncentrace rozpuštěného křemíku jako funkce pH (Drever, 1997).

Podobně i koncentrace rozpuštěného hliníku závisí na pH. Koncentrace Al^{3+} je kontrolována rovnováhou s minerálem gibbsitem $\text{Al}(\text{OH})_3$,



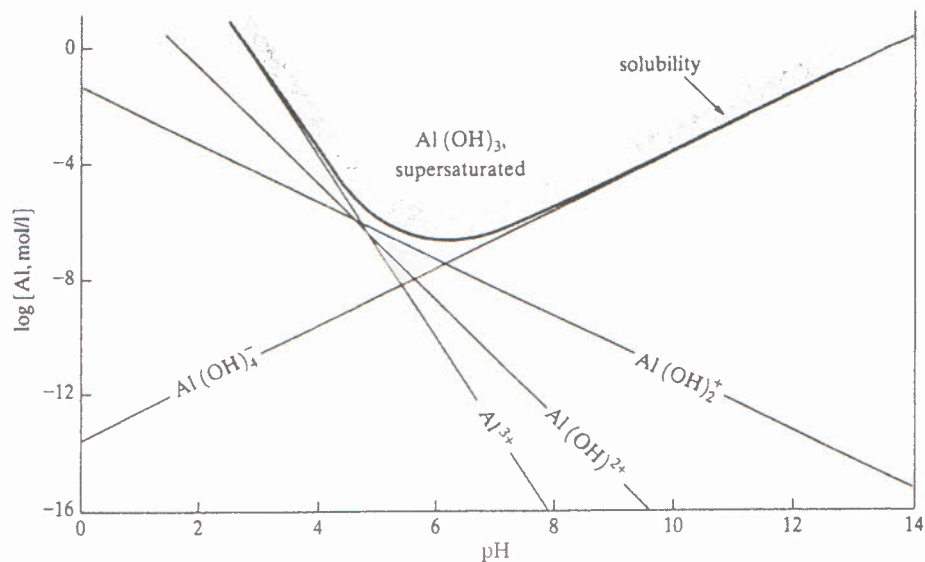
Hliník formuje hydroxykomplexy:



Celková koncentrace rozpuštěného hliníku je pak

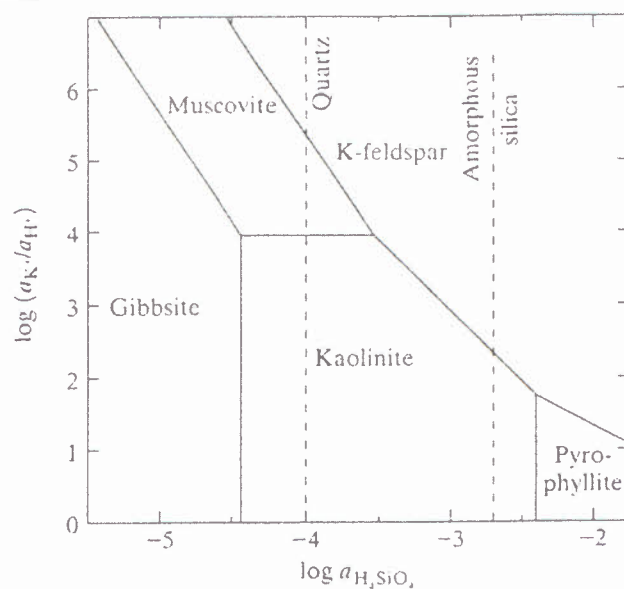
$$(\text{mAl})_{\text{celk}} = \text{mAl}^{3+} + \text{mAl}(\text{OH})^{2+} + \text{mAl}(\text{OH})_2^+ + \text{mAl}(\text{OH})_4^- \quad (8.91.)$$

Graf koncentrace hliníku jako funkce pH je na obr. 8.15. Je vidět, že koncentrace rozpuštěného hliníku je vysoká při nízkém pH, kdy dominuje Al^{3+} . Pak koncentrace klesá a dosahuje minima při pH okolo 6,0. Při vyšších hodnotách začíná dominovat komplex $\text{Al}(\text{OH})_4^-$ a koncentrace opět roste. Koncentrace rozpuštěného hliníku jsou v oblasti neutrálního pH tak nízké, že to komplikuje výpočet rovnováh pro silikáty.



Obr. 8.15. Koncentrace rozpuštěného hliníku jako funkce pH (Drever, 1997).

Z toho důvodu se používají **stabilitní diagramy**, které slouží k určení se kterým minerálem by daná voda mohla být v rovnováze. Na obr. 8.16. je ukázka tohoto diagramu pro systém s K-živcem a jeho sekundárními minerály jako je kaolinit.



Obr. 8.16. Příklad stabilitního diagramu pro silikátový systém s K-živcem a jeho sekundárními minerály (Kehew, 2000).

Každá hranice v diagramu má svoji rovnici. Např. hranice mezi K-živcem a kaolinitem má rovnici



s rovnovážnou konstantou

$$K_{\text{ksp-kaol}} = [a_{\text{K}^+}]^2 \cdot [a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}]^4 / [a_{\text{H}^+}]^2 \quad (8.93.)$$

kde a označuje aktivity. Po úpravě a zlogaritmování dostaneme rovnici hraniční přímky jako

$$\log(a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}) = \log K_{\text{ksp-kaol}} - 2 \log(a_{\text{H}_4\text{SiO}_4}) \quad (8.94.)$$

což je rovnice přímky se směrnici 2 a s průsečíkem $\log K_{\text{ksp-kaol}}$. Z uvedeného odvození je jasný důvod pro poněkud neobvyklé hodnoty vynášené na osách. Podobně mohou být zkonstruovány i jiné hranice, např. pro K-živec a muskovit. Vertikální čárkované linie označují rozpustnost pro křemen a amorfni křemen a napravo od těchto linií by se tyto minerály měly vysrážet. Jak už bylo uvedeno, rozpustnost křemíku je kontrolována vysrážením amorfniho křemene.

Při konstrukci diagramu se předpokládá, že veškerý Al zůstává v sekundárních minerálech v pevné fázi. Na rozdíl od Eh-pH diagramů zde není žádné pole pro rozpuštěné látky. Pokud body padnou do pole určitého minerálu, je voda nejbližší k rovnováze s tímto minerálem. Je ale také možné, že voda je v rovnováze s minerálem, který vůbec nebyl zahrnut do diagramu při jeho konstrukci. Existují podobné diagramy pro např. systémy s Na-živcem a jeho sekundárními minerály.

8.7. Regionální hydrogeochemický výzkum

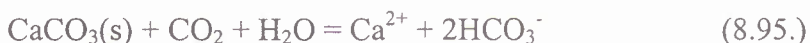
8.7.1. Formování chemismu vod

Po infiltraci dochází k formování odlišných typů vod. Typ vody se určuje podle převládajících kationtů a aniontů. Jejich koncentrace v meq/l se převedou na meq% z celkové koncentrace kationtů nebo aniontů a typ vody určují ty kationty nebo anionty, které se vyskytují v koncentraci vyšší než 25 meq%.

U regionálního vývoje chemismu podzemní vody byla v případě vývoje koncentrace aniontů od zóny doplňování ve směru proudění pozorována tzv. **Chebotarevova sekvence**:



V případě kationtů je situace komplikovanější, protože může docházet k jejich výměně na povrchu jílu. Obecně však platí, že Ca a Mg převažují v zóně doplňování a koncentrace Na roste ve směru proudění. Za běžných podmínek je voda v zóně doplňování a v lokálním systému proudění typu Ca-HCO₃ (Kehew, 2001), protože v nenasycené zóně a v mělké nasyčené zóně dochází k rozpouštění kalcitu:



V dolomitických terénech vzniká voda typu Ca-Mg-HCO₃. Voda typu Ca-SO₄ obvykle vzniká rozpouštěním evaporitů jako jsou sádrovec a anhydrit, kdy efekt společného iontu způsobí vysrážení kalcitu. Při vysrážení kalcitu pak dochází k poklesu pH. Podobně i poměrně vzácná voda typu Mg-SO₄ vzniká rozpouštěním evaporitů jako jsou epsomit a karnalit. Komplikovanější je vznik vody typu Na-HCO₃, která může vznikat dvěma způsoby. V prvním případě se jedná o výměnu kationtů spojenou s rozpouštěním karbonátů (Sracek a Hirata, 2002):



kde X označuje výměnná místa na povrchu adsorbentu jako jsou jíly. Další možností je rozpouštění silikátů jako jsou živce,



Obě reakce se vyznačují zvýšením pH (někdy i nad 9,0). Odlišení obou reakcí je možné na základě koncentrace celkového rozpuštěného uhlíku, která při výměně kationtů a rozpouštění karbonátů roste, kdežto u rozpouštění silikátů se nemění. Konečně typ vody Na-Cl vzniká při rozpouštění halitu. Pokud je molární poměr Na/Cl jiný než jedna, došlo pravděpodobně ke ztrátě nebo k přínosu Na výměnou kationtů.

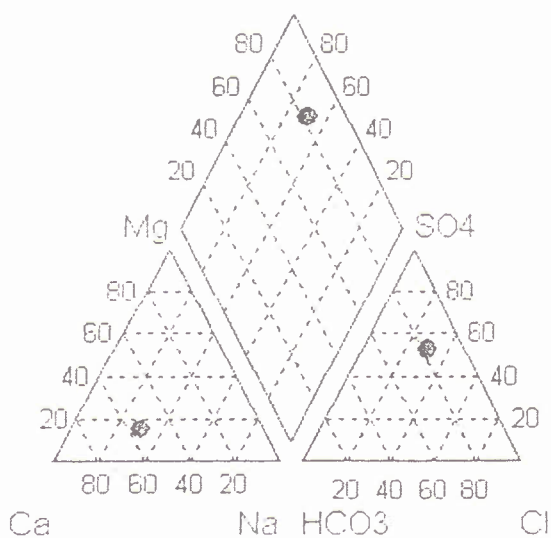
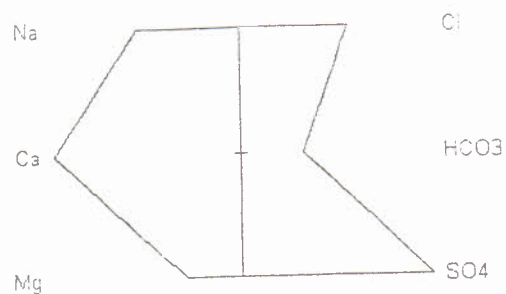
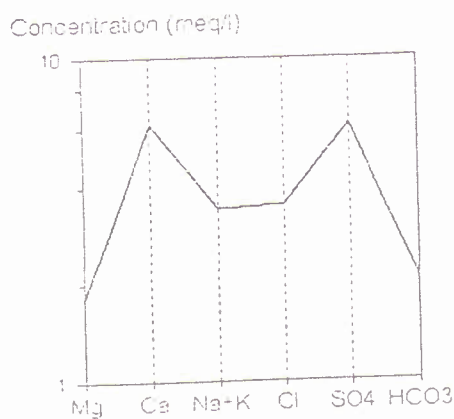
8.7.2. Grafická interpretace dat

K interpretaci chemismu vody se používají grafické metody. Mezi nejběžnější patří Schoellerův diagram, Stiffův diagram a Piperův diagram. Z obr. 8.17. je patrný způsob vynášení v těchto diagram. Koncentrace ve vzorku vody vyneseno v grafech jsou v tabulce 8.4.

Tabulka 8.4. Koncentrace ve vzorku vody v grafech na obr. 8.17.

Iont/koncentrace	mg/l	mmol/l	meq/l	meq% kationtů/aniontů
Na ⁺	78,0	3,39	3,39	29,02
K ⁺	1,5	0,04	0,04	0,32
Ca ²⁺	125,0	3,12	6,24	53,34
Mg ²⁺	22,0	0,91	1,82	15,54
Cl ⁻	124,0	3,53	3,53	30,16
SO ₄ ²⁻	301,0	3,13	6,26	53,60
HCO ₃ ⁻	126,0	2,05	2,05	17,52

U Schoellerova grafu jsou na horizontální ose jednotlivé ionty a na vertikální ose jsou jejich koncentrace v meq/l. U Stiffova grafu jsou jednotlivé ionty na vertikální ose s tím, že kationty jsou vlevo a anionty jsou vpravo. Na horizontální ose nahoře jsou koncentrace v meq/l. Tento graf může být v malém měřítku zahrnut v hydrogeologických mapách a může tak indikovat prostorové změny chemismu vody. Piperův graf je komplikovanější, protože obsahuje trojúhelník pro kationty (vlevo), trojúhelník pro anionty (vpravo) a kosočtverec zahrnující celkový chemismus (nahore uprostřed). Způsob vynášení údajů je na obr. 8.17. V trojúhelníku kationtů vyneseme bod, který odpovídá koncentracím v meq% pro Ca 53,34, pro Mg 15,54 a pro Na+K 29,34 (tabulka 8.4.). Podobně vyneseme bod v trojúhelníku aniontů. Přímkou na kterých leží oba tyto body a které jsou paralelní s vnějšími hranicemi trojúhelníků se protnou v horním kosočtverci a určí polohu bodu, který vyjadřuje celkový chemismus vody. Celkovou mineralizaci vzorku je možné zohlednit velikostí bodů v diagramu. Piperův diagram umožňuje zahrnout velké množství vzorků. Navíc pokud dochází k prostému míchání (bez geochemických reakcí) vod, leží body reprezentující různé poměry míchání na přímce mezi koncovými typy vod.



Obr. 8.17. Typy grafů chemismu vod: Schoellerův diagram (vlevo nahoře), Stiffův diagram (vpravo nahoře), Piperův diagram (dole).

8.8. Vzorkování

Vzorkování při hydrogeologickém průzkumu hraje důležitou roli. Pokud dojde při vzorkování a uložení vzorků ke změnám chemismu, pak jsou získaná data nesprávná.

Před odběrem vzorků podzemních vod je třeba odčerpat několikanásobek objemu vody ve vrtu. Je však vhodnější monitorovat **indexové parametry** jako je vodivost a pH vody během

čerpání a zahájit vzorkování až po ustálení těchto parametrů (Deutsch 1997, Sanders 1998). Vzorky se obvykle odebírají zvláštním vzorkovacím zařízením (zonální vzorkovač, hladinový vzorkovač, vzorkovací čerpadlo apod.) do speciálních vzorkovnic podle druhu požadovaného rozboru, které poskytuje laboratoř, o odběru se pořizuje zápis (protokol).

Odběry vzorků vod lze rozdělit na dvě hlavní skupiny: odběry za statického stavu a za dynamického stavu. Obecně se za reprezentativnější a vhodnější považuje vzorek odebraný za dynamického stavu. Záleží však také na účelu vzorkování a tak existují výjimky z tohoto pravidla. Stagnující podzemní voda ve vrtu je v přímém styku s atmosférou za úplně jiných redoxních a tlakových podmínek a může tak docházet k biochemickým a chemickým procesům, jejichž výsledkem je změna chemismu a fyzikálních vlastností vody včetně obsahu škodlivin. Některé jsou např. snadno biochemicky odbouratelné (ropné látky, tenzidy) nebo silně těkavé (některé areny nebo chlorované uhlovodíky) a odběr vody ze stagnujícího vrtu by tak poskytl zkreslené výsledky.

V terénu je nutné měřit **terénní parametry**. Jsou to teplota, pH, Eh, rozpuštěný O_2 (DO), elektrickou vodivost (EC) a pokud možno i alkalitu a rozpuštěné železo. Při jejich měření je nutné zamezit kontaktu vody s atmosférou, což se provádí v tzv. průtočné buňce (flow-through cell). Jedná se o válec s plexiskla, ve kterém jsou otvory pro měřicí elektrody. Na jeho vývod je nasazen filtr k filtraci vzorků (in-line filtr).

Pro zachování původního složení vody je některé vzorky vhodné po odběru konzervovat za účelem fixace jejich chemismu. Obvykle je nutné vzorky **filtrovat a okyselit** pro správné stanovení kationtů a kovů. Běžný filtr je $0,45\ \mu m$, ale je vhodnější použít filtr $0,1\ \mu m$ přímo napojený na vývod čerpacího zařízení (in-line filtr). Tato filtrace odstraní bakterie a koloidy, jako je vysrážený $Fe(OH)_3$. Ten by se při okyselení vzorku rozpustil a uvolnil by adsorbované kovy. K okyselování se nejčastěji používá HCl. U kovů s jedním oxidačním číslem jako je Pb^{2+} je možné použít HNO_3 , ale např. u železa by dusičnany mohly oxidovat Fe^{2+} . Okyselování vzorků se provádí pro zpomalení kinetiky oxidace redukováných forem kovů. Např. rychlost oxidace Fe^{2+} na Fe^{3+} závisí na druhé mocnině pH a při $pH < 3,0$ je tento proces velmi pomalý.

V případě, že nás zajímá **přítomnost koloidů**, je vhodné odebrat dva vzorky, z nichž jeden je filtrován a okyselen a druhý jen okyselen. Pokud jsou přítomny koloidy, dojde u nefiltrovaného vzorku k jejich rozpuštění a koncentrace železa a dalších kovů zde budou vyšší než u prvního vzorku. Při vzorkování pro stanovení některých kontaminantů jako je arzen dochází i k řádovým rozdílům při stanovení koncentrace mezi filtrovanými a nefiltrovanými vzorky.

Vzorky pro stanovení aniontů se neokyselují, ale je vhodné je filtrovat z důvodu odstranění bakterií, které by mohly způsobit redukci síranů. Po vzorkování je nutné uložit vzorky v prostředí s nízkou teplotou (cca $4\ ^\circ C$), protože se tak zpomaluje kinetika geochemických reakcí, které by mohly změnit chemismus vzorku před analýzou. Pro stanovení alkality odebíráme speciální vzorek už v terénu a neoddělujeme jej až později z většího vzorku.

Při **vzorkování pro stanovení organických kontaminantů** musíme omezit rozstříkávání vody. Vzorkovací láhve musí být zcela plné, aby nedocházelo k vytěkávání kontaminantu do vzduchu.

Všechny vzorky je potřebné co nejrychleji dopravit do laboratoře a přitom s nimi zacházet co nejšetrněji (bez velkých otřesů, ideální je uchovávat v chladu a temnu). Pro úpravu a manipulaci se vzorky jsou vždy rozhodující pokyny příslušné laboratoře (např. různé laboratoře používají různé postupy a metody fixace vzorků, řada laboratoří chemikálie k úpravám a fixaci vzorků přidává přímo do vzorkovnic, mnohé laboratoře často nabízejí kompletní servis včetně odběru vzorků).

Literatura ke kapitole 8:

- Appelo C.A.J., Postma D., 1996: Geochemistry, Groundwater and Pollution, Revised edition, A.A. Balkema, Rotterdam.
- Allison J.D., Brown D.S., Novo-Gradac K.J., 1991: MINTEQA2, A Geochemical Assessment Data Base and Test Cases for Environmental Systems, Athens, Ga., U.S. EPA.
- Barcelona M.J., Holm T.R., 1991: Oxidation-Reduction Capabilities of Aquifer Solids, *Envir. Sci. Technol.* 25, pp. 1562-1572.
- Borovec Z., 1992: Metody laboratorního výzkumu hornin a minerálů, PřF UK Praha.
- Deutsch W.J., 1997: Groundwater Geochemistry, Fundamentals and Applications to Contamination, Lewis Publishers, Boca Raton, New York.
- Drever J.I., 1997: The Geochemistry of Natural Waters, Surface and Groundwater Environments, 3rd Edition, Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ 07458.
- Fetter C.W., 1999: Contaminant Hydrogeology, 2nd Edition, Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ 07458.
- Freeze R.A., Cherry J.A., 1979: Groundwater, Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Fritz S.J., 1994: A survey of charge-balance errors on published analyses of potable ground and surface waters, *Groundwater* 32, pp. 539-546.
- Kehew A.E., 2001: Applied Chemical Hydrogeology, Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ 07458.
- Langmuir D., 1997: Aqueous Environmental Geochemistry, Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ 07458.
- Langmuir D., Mahoney J., 1984: Chemical Equilibrium and Kinetics of Geochemical Processes in Ground Water Studies, In: Hitchon B., Wallick E. (Editors): Proceedings of First Canadian/American Conference on Hydrogeology, Banff, Alta, pp. 69-95.
- Pačes T., 1972: Chemické rovnováhy v přírodním systému voda-hornina-atmosféra, Academia, Praha.
- Pačes T., 1983: Základy geochemie vod, ČSAV, Praha.
- Palmer C.D., Cherry J.A., 1984: Geochemical evolution of groundwater in sequence of sedimentary rocks, *J. Hydrol.* 75, pp. 27-65.
- Parkhurst D.L., 1995: Users Guide to PHREEQC-A Computer Program for Speciation, Reaction-Path, Advective-Transport, and Inverse Geochemical Calculations, U.S. Geological Survey Water-Resources Investigation Report 95-4227.

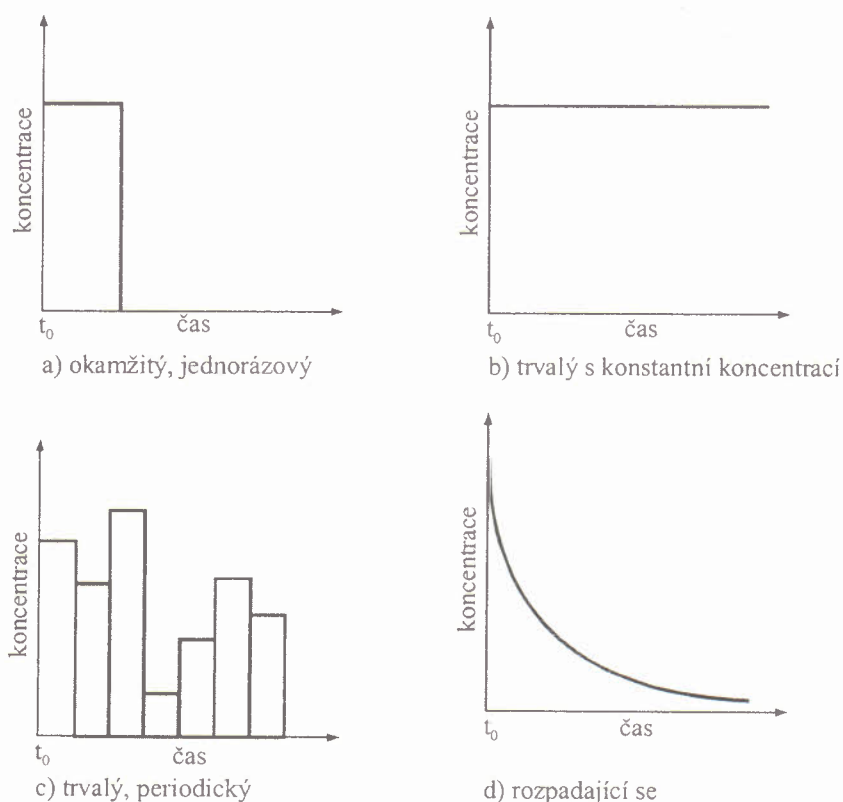
- Parkhurst D.L., Appelo C.A.J., 1999: PHREEQC-2, A Hydrogeochemical Computer Program, U.S. Geological Survey, Water Resources Reports.
- Pitter P., 1999: Hydrochemie, Vydavatelství VŠCHT, Praha.
- Plummer L.N., Jones B.F., Truesdall A.H., 1976: WATEQ4F-A Fortran IV Version of WATEQ, A Computer Program for Calculating Chemical Equilibria of Natural Waters, U.S. Geological Survey, Water Resources Investigations Report 76-13, 61 p.
- Sanders L.L., 1998: A Manual of Field Hydrogeology, Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ 07458.
- Sracek O., Hirata R., 2002: Geochemical and stable isotopic evolution of the Guarani Aquifer system in Sao Paulo, Brazil, Hydrogeology Journal 10, pp. 643-655.
- Šrámek O., 1998: Hydrogeochemické modelování v ochraně životního prostředí a využití ložisek nerostných surovin, Text ke kurzu, PřF UK Praha.
- Šrámek O., Datel J., Mls J., 2002: Kontaminační hydrogeologie, 2. vydání. Karolinum, UK Praha.
- Stumm W., 1992: Chemistry of the Solid-Water Interface, New York, John Wiley and Sons, Inc.
- Stumm W., Morgan J.J., 1996: Aquatic Chemistry, 3rd Edition, John Wiley and Sons, Inc.
- Zeman J., 2002: Přírodní karbonátové systémy, Nakladatelství a vydavatelství Nauma, Brno.

9. Transportní procesy

9.1. Úloha transportních procesů

Obecně platí, že při transportních procesech dochází k přenosu hmoty, ale nedochází k její transformaci jako při geochemických procesech. Hlavní transportní procesy jsou **difuze**, **advekce**, **disperze**, **adsorpce s retardací** a **rozpad**. Adsorpce a rozpad jsou pak vlastně na pomezí transportních a chemických procesů. Jednotlivé transportní procesy jsou diskutovány v dílčích kapitolách.

Ke vstupu látek do hydrogeologického systému dochází ze **zdrojů**. Ty mohou být rozděleny na základě jejich geometrie na **bodové zdroje** (např. skládky), **plošné zdroje** (např. zemědělské znečištění a kyselá deště) a na **liniové zdroje** (např. v zimě solené silnice a produktovody). Na základě časového průběhu vstupu pak hovoříme o **zdrojích okamžitých**, **trvalých**, **periodických** a **rozpadajících se** (obr. 9.1.).



Obr. 9.1. Typy zdrojů kontaminace z hlediska časového průběhu vstupu kontaminace (Domenico a Schwartz, 1998).

9.2. Difuze

Difuze je transport látek na základě koncentračního gradientu, který může probíhat i ve stagnující vodě (rychlost proudění $v = 0$). V případě ustálené difuze (koncentrační gradient se nemění v čase) je **difusní tok J_D** ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) popsán **1. Fickovým zákonem**:

$$J_D = -D_e \cdot \frac{\partial C}{\partial x} \quad (9.1.)$$

kde D_e je efektivní koeficient difuze pro pórové prostředí, C je koncentrace a x je vzdálenost. Výraz $\partial C / \partial x$ je koncentrační gradient. **Koeficient difuze pro pórové prostředí D_e** je nižší než **koeficient difuze pro volnou vodu D_v** , ze kterého je odvozen. V pórovém prostředí není trajektorie difuze přímá, ale je zakřivená, protože probíhá mezi zrny (v některých případech je i difuze do zrn). Opravu koeficientu difuze na pórové prostředí je možné spočítat ze vztahu

$$D_e = D_v \cdot \left(\frac{n}{\tau} \right) \quad (9.2.)$$

kde n je pórovitost a τ je tortuozita (poměr délky trajektorie difuze přes vzorek a přímé délky vzorku). Typické hodnoty n jsou 0.01–0.4 a pro τ pak 1.3–2.0, takže $D_e < D_v$. Hodnoty D_v pro běžné ionty jsou v tabulce 9.1. Hodnoty koeficientu difuze pro volnou vodu zhruba závisí na atomové hmotnosti iontu a jsou nižší u těžších iontů.

Difuze je relativně rychlý proces na vzdálenost prvních centimetrů (trvá zhruba hodiny až dny), ale na vzdálenost decimetrů až metrů trvá roky až desítky let nebo i déle. To, jestli je difuze důležitá při transportu nebo jestli ji můžeme zanedbat, závisí na okolnostech (viz dále).

Tabulka 9.1. Hodnoty koeficientu difuze pro volnou vodu (z Domenico a Schwartz 1998).

Kationt	$D_v [10^{-10} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}]$	Aniont	$D_v [10^{-10} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}]$
H^+	93.1	OH^-	52.7
Na^+	13.3	F^-	14.6
K^+	19.6	Cl^-	20.3
Rb^+	20.6	Br^-	20.1
Cs^+	20.7	HS^-	17.3
-	-	HCO_3^-	11.8
Mg^{2+}	7.05	-	-
Ca^{2+}	7.93	CO_3^{2-}	9.55
Sr^{2+}	7.94	SO_4^{2-}	10.7
Ba^{2+}	8.48		
Ra^{2+}	8.89		
Mn^{2+}	6.88		
Fe^{2+}	7.19		
Cr^{3+}	5.94		
Fe^{3+}	6.07		

9.3. Advekce

Advekce je transport kontaminantu způsobený prouděním podzemní vody na základě hydraulického gradientu. **Střední lineární (skutečná) rychlost v ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)** se vypočte z Darcyho zákona jako

$$v = \frac{k \cdot I}{n_e} \quad (9.2.)$$

kde k je hydraulická vodivost, I je hydraulický gradient a n_e je efektivní pórovitost. **Advekční tok kontaminantu J_A** (stopovače) je pak

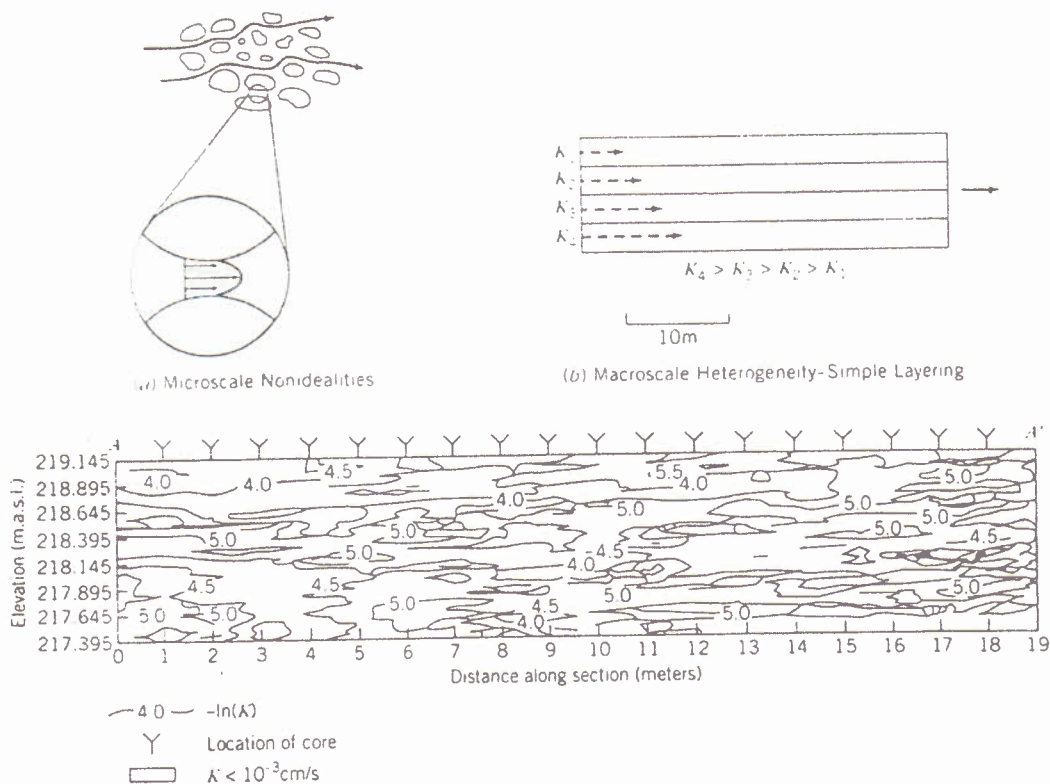
$$J_A = v \cdot n \cdot C \quad (9.3.)$$

Jednotky pro advekční tok jsou stejné jako pro difuzní tok, jsou to tedy ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$). Advekce jen posouvá kontaminaci ve směru proudění a kdyby se nevyskytoval žádný další proces, byla by hranice mezi kontaminovanou zónou a nekontaminovanou zónou ostrá a šířka kontaminačního mraku by kopírovala šířku zdroje kontaminace. Ve skutečnosti tomu tak není a jak uvidíme dále, existují i další procesy, které hranice kontaminačního mraku rozmazávají.

9.4. Disperze

Disperze je šíření kontaminace na základě rozdílů v propustnosti a tím i v rychlosti proudění v různých měřítkách (obr. 9.2.):

- V měřítku pórů je rychlost proudění nejvyšší uprostřed póru, kde stopovač také urazí největší vzdálenost.
- V měřítku vrstviček různé propustnosti, kdy stopovač urazí největší vzdálenost ve vrstvičkách nejvyšší propustnosti.
- V měřítku kolektoru, kde stopovač migruje v zónách největší propustnosti.



Obr. 9.2. Různá měřítka disperze a variabilita propustnosti na lokalitě Borden, Ontario, Kanada (z Domenico a Schwartz 1998).

Disperze je spojená s advekcí a když je rychlost advekce $v = 0$, není ani žádná disperze. Disperze je charakterizována **disperzivitou α (m)**. V třírozměrném prostředí jsou 3 hodnoty tohoto parametru:

- **podélná disperzivita α_L** , působící ve směru proudění,
- **příčná disperzivita α_T** , působící ve směru horizontálním kolmém na směr proudění, a

- **vertikální disperzivita** α_V , působící ve směru vertikálním kolmém na směr proudění.

Platí, že $\alpha_L > \alpha_T > \alpha_V$, tedy podélná disperzivita je největší a způsobuje maximální protažení mraku ve směru proudění. Typické hodnoty α_L jsou v m, α_T v dm a α_V v mm. Disperze způsobuje naředění kontaminace a spolu s difusí smazává původně ostré rozhraní na okraji kontaminačního mraku. Bývá spolu s difusí spojována v parametru nazvaném koeficient hydrodynamické disperze. Ten je ve směru proudění definován jako

$$D_L = \alpha_L \cdot v + D_e \quad (9.4.)$$

Když se rychlost advekce v blíží nule, první člen na pravé straně vypadne a $D_L = D_e$, tedy hydrodynamická disperze je rovna molekulární difuzi.

Hodnota disperzivity není konstantní a závisí na měřítku migrace. Např. hodnoty disperzivity obdržené ze zkoušky na koloně v laboratoři jsou podstatně nižší než hodnoty obdržené ze stopovací zkoušky v terénu. Je to způsobeno mnohem větší heterogenitou a tím i rozdíly v propustnosti a rychlosti proudění v terénu. Po určité vzdálenosti migrace v terénu stopovač obvykle narazí na větší počet heterogenit a disperzivita dosáhne konstantní hodnoty. Existují empirické vzorce, které vyjadřují závislost mezi migrační vzdáleností a podélnou disperzivitou. Běžný je např. vzorec podle Xu a Eckstein (Fetter 1999),

$$\alpha_L = 0,83(\log L_m)^{2,414} \quad (9.5.)$$

kde L_m je migrační vzdálenost. Pro odhad příčné disperzivity se pak používá vztah $\alpha_T = 0,1 \cdot \alpha_L$. Je třeba říci, že empirické vzorce se používají jen pro počáteční odhady disperzivit a pro jejich přesnější určení je třeba použít matematického modelu a dat ze stopovací zkoušky nebo alespoň kalibrace již existujícího kontaminačního mraku.

9.5. Adsorpce a retardace

Adsorpce je proces, při kterém dochází k zachycení kontaminantu na povrchu pevné fáze. Když koncentrace kontaminantu ve vodě poklesne, dochází k jeho desorpci. Adsorpce je často považována za rychlou (okamžitou) v porovnání s rychlostí advekce a za reverzibilní. Existuje však řada důkazů zejména ze sanací, že tomu tak vždy není.

Běžně je používána **lineární adsorpční izoterma** K_d (viz také kapitola 8.5.2.), definovaná jako

$$K_d = \frac{dS}{dC} \quad (9.6.)$$

kde S je adsorbované množství kontaminantu (mg/kg) a C je rovnovážná koncentrace ve vodě (mg/l). Hodnota K_d se obvykle určuje z adsorpční zkoušky (batch test), kdy se do nádoby se známým množstvím vody a pevné fáze přidávají různá množství kontaminantu a určuje se rovnovážná distribuce kontaminantu mezi fázemi. Rovnovážné koncentrace se pak vynesou do grafu $S = f(C)$, proloží se přímkou a K_d je pak směrnice této přímky. Lineární chování K_d předpokládá, že není žádný maximální limit pro adsorpci a že adsorpce stále roste. Ve skutečnosti tomu tak není a existují další izotermy (Freundlich, Langmuir), které zohledňují nelineární chování při vysokých koncentracích ve vodě (Fetter 1999, Šráček et al. 2002).

Adsorbovaný kontaminant je zpomalen v porovnání s rychlostí advekce. Toto zpomalení je vyjádřeno **koeficientem retardace** R , spojeným s K_d rovnicí

$$R = \frac{v_v}{v_k} = \frac{L_v}{L_k} = 1 + \left(\frac{\rho_b}{n} \right) \cdot K_d \quad (9.7.)$$

kde v_k a v_v jsou rychlosti transportu kontaminantu a proudění vody, ρ_b je měrná hmotnost pevné fáze (kg/dm^3) a je pórovitost. Jednotky použité v této rovnici musí být kompatibilní, je-li K_d v l/kg , musí být měrná hmotnost pevné fáze v kg/dm^3 . Výraz v závorce v rovnici 9.7. udává množství pevné fáze v kontaktu s 1 l vody. Hodnota R je bezrozměrný poměr mezi rychlostí proudění vody a advekční rychlostí transportu kontaminantu. Např. hodnota $R = 4,0$ znamená, že kontaminant se pohybuje čtyřikrát pomaleji než je proudění vody.

Př. Hydraulická vodivost kolektoru je 1×10^{-4} m/s, hydraulický gradient je 0,001 a efektivní pórovitost je 0,25. Vypočítejte migrační vzdálenost pro Cd během 1 roku, když jeho K_d je 0,3 l/kg. Měrná hmotnost pevné fáze je $1,8 \text{ kg/dm}^3$ a pórovitost je 0,3.

Řešení: Rychlost advekce je $v = (k \cdot I) / n_e = (1 \times 10^{-4} \times 0,001) / 0,25 = 4 \times 10^{-7}$ m/s a vzdálenost, kterou urazí voda za rok je $L_{\text{voda}} = 4 \times 10^{-7} \times 86400 \times 365 = 12,61$ m

Retardační faktor pro Cd je $R = 1 + (\rho_b / n) K_d = 1 + (1,8 / 0,3) \cdot 0,3 = 2,8$

Migrační vzdálenost Cd za rok je pak $L_{Cd} = 12,61 / 2,8 = 4,5$ m

9.6. Rozpad

Rozpad je přeměna kontaminantu za vzniku dceřinných produktů. Běžně se k jeho popisu používá kinetika 1. řádu, u které rychlost rozpadu závisí jen na koncentraci vlastního kontaminantu,

$$\frac{dC}{dt} = -k \cdot C \quad (9.8.)$$

kde k označuje rozpadovou konstantu (t^{-1}) a t čas. Integrací této rovnice obdržíme známou rovnici pro radioaktivní rozpad,

$$C_t = C_0 \cdot e^{-k \cdot t} \quad (9.9.)$$

kde e označuje Eulerovo číslo (2,718). S rozpadovou konstantou je spojen **poločas rozpadu** $t_{1/2}$ (t), který označuje dobu, během níž se rozpadne 50 % kontaminantu. Platí, že

$$t_{1/2} = \frac{0,693}{k} \quad (9.10.)$$

při přebírání z literatury je třeba dávat pozor, protože rozpadová konstanta a poločas rozpadu mají opačný význam, tj. vysoká hodnota rozpadové konstanty znamená rychlý rozpad a vysoká hodnota poločasu rozpadu znamená pomalý rozpad a naopak. Existují také kinetiky jiných řádů, např. 0. řádu a 2. řádu (Domenico a Schwartz 1998, Šráček et al. 2002).

Je třeba zdůraznit, že koncept rozpadu platí jen u organických kontaminantů, kdy dochází k jejich nevratné přeměně (např. rozpadem benzenu vzniká CO_2). U anorganických kontaminantů se jedná jen o jejich transformaci, takže zůstávají dále v kolektoru a mohou se uvolnit při změnách podmínek (např. Cr^{3+} se může vysrážet jako $\text{Cr}(\text{OH})_3(\text{s})$, ale znovu rozpustit při poklesu pH).

9.7. Rovnice transportu

Základní rovnicí transportu, která může zahrnovat všechny uvedené procesy, je **advektivně-disperzní rovnice (ADR)**. Pro jednorozměrný (1-D) transport ve směru osy x má následující tvar:

$$D_x \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v_x \frac{\partial C}{\partial x} = \frac{\partial C}{\partial t} \quad (9.11.)$$

kde D_x je koeficient hydrodynamické disperze ($D_x = \alpha_x v + D_e$), C je koncentrace, v_x je rychlost advekce a t je čas. 1. člen se nazývá disperzní člen, 2. člen je advekční člen a 3. člen je koncentrační člen. Když je do této rovnice zahrnuta adsorpce s retardací, vydělíme D_x a v_x koeficientem retardace R a jinak se tato rovnice nezmění. Po zahrnutí rozpadu s kinetikou 1. řádu do rovnice transportu s retardací obdržíme

$$\frac{D_x}{R} \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - \frac{v_x}{R} \frac{\partial C}{\partial x} - kC = \frac{\partial C}{\partial t} \quad (9.12.)$$

kde k je rozpadová konstanta.

Základním řešením rovnice 9.11. je tzv. **řešení Ogata-Banks**,

$$C(x, t) = \left(\frac{C_0}{2} \right) \operatorname{erfc} \left[\frac{x - v_x t}{2(D_x t)^{1/2}} \right] + \exp \left(\frac{v_x x}{D_x} \right) \operatorname{erfc} \left[\frac{x + v_x t}{2(D_x t)^{1/2}} \right] \quad (9.13.)$$

Okrajové a počáteční podmínky jsou $C(x, 0) = 0$, $C(\infty, t) = 0$ a $C(0, t) = C_0$.

Zkrácená forma této rovnice, která se používá ve větší vzdálenosti od zdroje je

$$C(x, t) = \left(\frac{C_0}{2} \right) \operatorname{erfc} \left[\frac{x - v_x t}{2(D_x t)^{1/2}} \right] \quad (9.14.)$$

Erfc je tzv. komplementární chybová funkce (tabulka 9.2.). Další řešení ADR s rozpadem, ve více rozměrech (3-D) atd. jsou uvedeny v Domenico a Schwartz (1998) a v Fetter (1999). Když je rychlost advekce v ADR rovna nule, platí, že $D_x = D_e$ a obdržíme rovnici pro neustálenou difuzi (2. Fickův zákon):

$$\frac{\partial^2 C}{\partial x^2} = D_e \frac{\partial C}{\partial t} \quad (9.15.)$$

Tato rovnice má následující řešení:

$$C(x, t) = C_0 \cdot \left[\operatorname{erfc} \cdot \frac{x}{2(D_e t)^{1/2}} \right] \quad (9.16.)$$

Tabulka 9.2. Hodnoty komplementární chybové funkce erfc .
Platí, že pro $\operatorname{erfc}(-\beta) = 1 + \operatorname{erf}(\beta)$

β	$\operatorname{erf}(\beta)$	$\operatorname{erfc}(\beta)$
0	0	1.0
0.05	0.056372	0.943628
0.1	0.112463	0.887537
0.15	0.167996	0.832004
0.2	0.222703	0.777297
0.25	0.276326	0.723674
0.3	0.328627	0.671373
0.35	0.379382	0.620618
0.4	0.428392	0.571608
0.45	0.475482	0.524518
0.5	0.520500	0.479500
0.55	0.563323	0.436677
0.6	0.603856	0.396144
0.65	0.642029	0.357971
0.7	0.677801	0.322199
0.75	0.711156	0.288844
0.8	0.742101	0.257899
0.85	0.770668	0.229332
0.9	0.796908	0.203092
0.95	0.820891	0.179109
1.0	0.842701	0.157299
1.1	0.880205	0.119795
1.2	0.910314	0.089686
1.3	0.934008	0.065992
1.4	0.952285	0.047715
1.5	0.966105	0.033895
1.6	0.976348	0.023652
1.7	0.983790	0.016210
1.8	0.989091	0.010909
1.9	0.992790	0.007210
2.0	0.995322	0.004678
2.1	0.997021	0.002979
2.2	0.998137	0.001863
2.3	0.998857	0.001143
2.4	0.999311	0.000689
2.5	0.999593	0.000407
2.6	0.999764	0.000236
2.7	0.999866	0.000134
2.8	0.999925	0.000075
2.9	0.999959	0.000041
3.0	0.99978	0.000022

Př. Koncentrace zdroje je 100 mg/l, rychlost advekce je 90 m/rok a koeficient podélné disperzivity je 1,0 m. Vypočtěte koncentraci po 1 roce ve vzdálenosti a) 92 m a b) 85 m od zdroje.

Řešení: Použijeme 1-D řešení ADR Ogata-Banks za předpokladu, že difuze je zanedbatelná, takže $D_x = \alpha_x \cdot v$:

a) $C = (C_0/2) \cdot \operatorname{erfc}((x-v \cdot t)/2(\alpha_x \cdot v \cdot t)^{1/2}) = (100/2) \cdot \operatorname{erfc}(92-90 \cdot 1)/2(1 \cdot 90)^{1/2}$ a $\operatorname{erfc}(0.1053) = 0,8815$, pak $C = C_0/2 \cdot 0,8815 = 44,1$ mg/l

b) Zde jsme za advekční frontou a $\operatorname{erfc}(-0,26344)$, použijeme substituci $\operatorname{erfc}(-\beta) = 1 + \operatorname{erf}(\beta)$ a $C = C_0/2 \cdot 1,2904 = 64,52$ mg/l

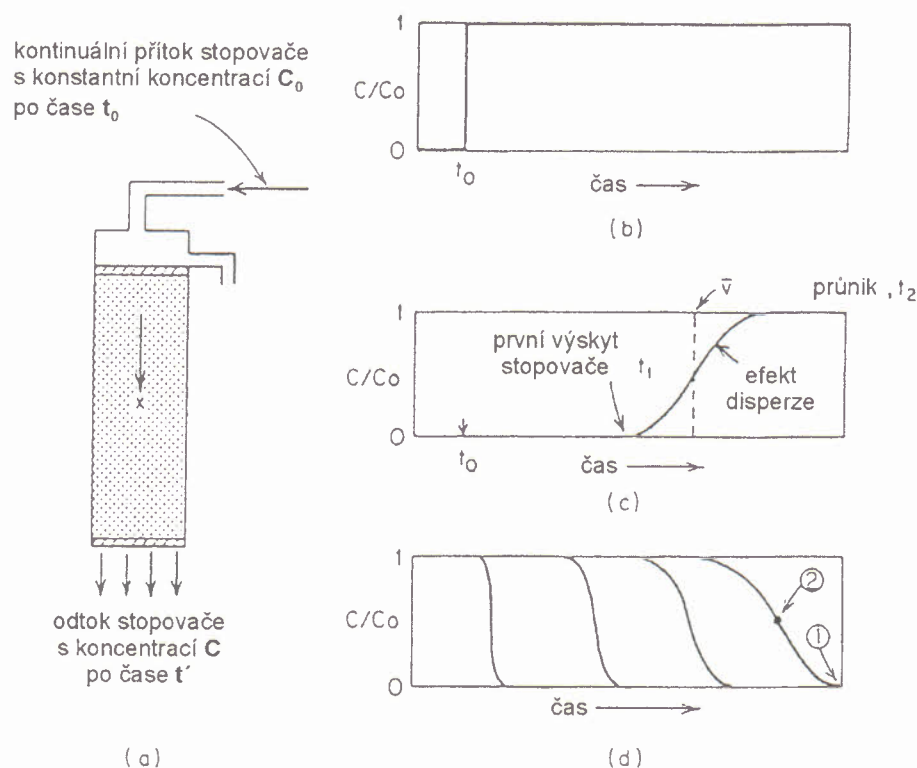
Pozor, 1-D řešení obvykle přecení vypočtenou koncentraci, protože není zahrnuta příčná disperze.

9.8. Průniková křivka

Když je stopovač injektován do kolony (obr. 9.3.), dochází v ní k 1-D transportu a křivka $C/C_0 = f(t)$ pro výstup kolony se nazývá **průniková křivka (breakthrough curve)**. Čas příchodu normalizované koncentrace $C/C_0 = 0,5$ (tedy 50 % koncentrace na vstupu) je možné použít k výpočtu rychlosti advekce $v = L/t_{0,5}$, kde L je délka kolony. Když máme průnikové křivky jak pro adsorbující se stopovač, tak i pro neadsorbující se a nerozpadající se stopovač (tzv. konzervativní stopovač), můžeme vypočíst koeficient retardace R jako

$$R = \frac{(t_{0,5})_{ads}}{(t_{0,5})_{neads}} \quad (9.17.)$$

Průniková křivka také slouží k výpočtu disperzivity za použití rovnice Ogata-Banks, kdy měníme hodnoty disperzivity tak dlouho, dokud nedosáhneme shody mezi experimentální a vypočtenou křivkou. Jak už bylo uvedeno, laboratorní hodnoty disperzivity jsou obvykle nepoužitelné v terénu, kde jsou tyto hodnoty obvykle mnohem vyšší.



Obr. 9.3. Koncept průnikové křivky pro kolonu, a) kolona, b) vstupní funkce, c) průniková křivka, d) křivka koncentrace – vzdálenost (podle Freeze a Cherry 1979).

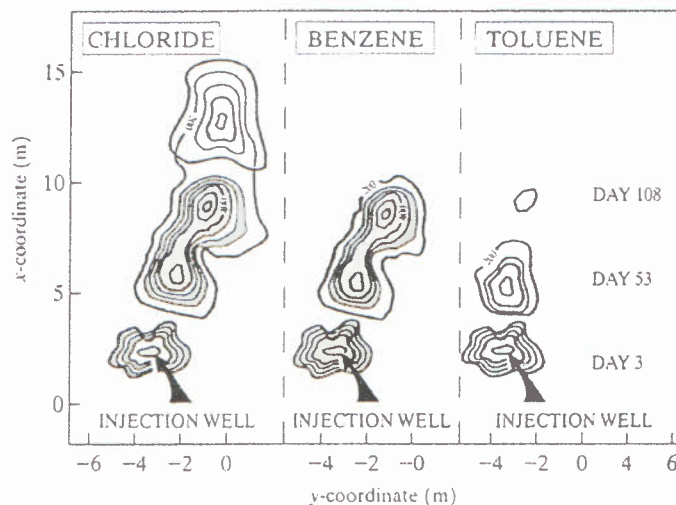
Experimenty na kolonách mohou být také využity k určení rozpadové konstanty. V tomto případě potřebujeme znát koncentrace nejen na vstupu a výstupu z kolony, ale také uvnitř kolony. Pak zkonstruujeme graf $\ln C/C_0 = f(x)$, tedy logaritmu koncentrace jako funkce vzdálenosti. Pro koncentraci jako funkci vzdálenosti platí v případě kinetiky 1. řádu vztah

$$C = C_0 \cdot e^{-\lambda \cdot (x/v)} \quad (9.18.)$$

kde v je rychlost advekce. Směrnice tohoto grafu je $-\lambda/v$ a rozpadovou konstantu snadno vypočteme, pokud známe rychlost advekce v ze zkoušky s nerozpadajícím se stopovačem.

9.9. Stopovací zkoušky

K určení transportních parametrů v terénu se používají **stopovací zkoušky**. Obvykle se injektuje několik stopovačů, z nichž jeden je konzervativní. Nejlepší výsledky poskytuje **stopovací zkouška s přirozeným gradientem (natural gradient tracer test)**. V tomto případě se stopovač injektuje do přirozeného proudového pole a pak se v průběhu času vzorkuje v piezometrech instalovaných ve směru proudění (Mackay et al. 1986). Tato zkouška trvá dlouho (často i roky) a je drahá. Na obr. 9.4. je tento typ zkoušky na lokalitě Borden v Ontariu v Kanadě (Barker et al. 1987).



Obr. 9.4. Stopovací zkouška na lokalitě Borden, Ontario, Kanada. Chloridy jsou konzervativní stopovač, benzen je částečně retardován, ale nerozpadá se a v případě toluenu došlo do doby posledního vzorkování k jeho téměř úplnému rozpadu (Barker et al. 1987).

Běžnější je **stopovací zkouška se změněným gradientem (forced gradient test)**, kdy se stopovače injektují do jednoho vrtu a čerpají se z druhého vrtu. Čerpáním ale dochází k porušení přirozeného proudění a tak získané transportní parametry nemusí být věrohodné. Další metodou je **jednovrtová stopovací zkouška (push-pull test)**, kdy nejprve injektujeme stopovače do vrtu a po určité době je pak ze stejného vrtu odčerpáváme. Tato metoda se v poslední době s úspěchem používá pro určení rozpadové konstanty při přirozené atenuaci (Snodgrass a Kitanidis, 1998).

Literatura ke kapitole 9:

Barker J.F., Patrick G.C., Major D., 1987: Natural attenuation of aromatic hydrocarbons in a shallow sand aquifer, *Ground Water Monitor. Rev.* 7, str. 64-71.

Domenico P.A., Schwartz F.W., 1998: *Physical and Chemical Hydrogeology*, 2nd Edition, John Wiley and Sons, New York.

Fetter C.W., 1999: *Contaminant Hydrogeology*, 2nd Edition, Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ 07458.

Freeze R.A., Cherry J.A., 1979: *Groundwater*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.

Mackay D., Freyberg D.L., Roberts P.V., Cherry J.A., 1986: A Natural Gradient Experiment on Solute Transport in a Sand Aquifer, I. Approach and Overview of Plume Movement, *Water Res. Research*, Vol. 22, No. 13, str. 2017-2029.

Snodgrass M.F., Kitanidis P.K., 1998: A Method to Infer In Situ Reaction Rates from Push-Pull Experiments, *Groundwater*, Vol. 36, No. 4, str. 645-650.

Šrámek O., Datel J., Mls J., 2002: *Kontaminační hydrogeologie*, 2. vydání. Karolinum, UK Praha.

10. Úvod do aplikace izotopů v hydrogeologii

Izotopy mají široké možnosti uplatnění v hydrogeologii. Základní aplikace jsou určení původu podzemní vody, poměru mísení různých druhů vod, transformace kontaminantů při redoxních reakcích (redukce síranů, denitrifikace) a určení věku vody při výpočtu jejích zásob a při posouzení nepropustnosti izolátorů.

10.1. Základní principy

Izotopy jsou různé formy téhož prvku lišící se počtem neutronů v jádře a tedy i atomovou hmotností. Dělí se na **izotopy stabilní**, které se v čase nerozpadají (např. ^{18}O a ^{34}S) a na **izotopy radioaktivní**, které se v čase rozpadají (např. ^3H a ^{14}C), (Šilar et al. 1983). Někdy se také vydělují **izotopy radiogenní**, které vznikají při radioaktivním rozpadu, ale dále se nerozpadávají (např. ^{87}Sr). Některé izotopy jsou přímo součástí molekuly vody (např. D, ^{18}O a ^3H), ale většina izotopů je jen součástí látek rozpuštěných ve vodě, což komplikuje interpretaci. Rozpad radioaktivních izotopů je popsán jako **kinetická reakce 1. řádu**, tedy

$$C_t = C_0 \cdot e^{-kt} \quad (10.1.)$$

kde C_t a C_0 jsou koncentrace v časech t a 0 , t je čas a k je rozpadová konstanta odvozená od poločasu rozpadu $t_{1/2}$ podle vztahu $k = \ln 2 / t_{1/2}$.

Koncentrace izotopů se nevyjadřují v absolutní hodnotě, ale vzhledem ke zvolenému standardu. Např. koncentrace deuteria a kyslíku-18 se vztahují ke **standardu SMOW** (standard mean ocean water) a uvádějí se v **jednotkách delta** (v promile) :

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{vzorek}} = \left[\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{vzorek}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{SMOW}}} - 1 \right] \times 1000 \quad (10.2.)$$

Při geochemických procesech dochází k frakcionaci izotopů (tedy nabohacení reaktantů vůči produktům nebo naopak), která může být a) rovnovážná (vratná) nebo b) kinetická (nevratná). Frakcionace je vyjádřena **koefficientem frakcionace α** :

$$\alpha_{\text{voda-pára}} = \frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{voda}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{pára}}} = \frac{1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{voda}}}{1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{pára}}} = 1,0093 \quad (10.3.)$$

kde α je pro 25°C .

nebo koeficientem nabohacení ε :

$$\varepsilon_{\text{voda-pára}} = \left[\frac{\left(\frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}} \right)_{\text{voda}}}{\left(\frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}} \right)_{\text{pára}}} - 1 \right] \times 1000 = 9,3 \text{ promile} \quad (10.4.)$$

Jejich vzájemný vztah je

$$\varepsilon_{\text{voda-pára}} = \left(\frac{R_{\text{voda}}}{R_{\text{pára}}} - 1 \right) \times 1000 = (\alpha - 1) \times 1000 = 9,3 \text{ promile} \quad (10.5.)$$

kde $R = \frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}}$ = izotopový poměr

Obecně platí, že koeficient frakcionace klesá s rostoucí teplotou, protože tepelné vibrace molekul mohou překrýt efekt frakcionace.

Platí následující pomůcka: při změně skupenství (např. při výparu vody) zůstává těžší izotop (${}^{18}\text{O}$) v hustší fázi (tedy ve vodě) a lehčí izotop (${}^{16}\text{O}$) přechází do lehčí fáze (tedy do páry). Při reakcích katalyzovaných bakteriemi (což je většina redoxních reakcí) přechází lehčí izotop do produktů a těžší izotop zůstává v reaktantech. Příkladem je redukce síranů, při níž jsou zbytkové sírany nabohaceny o ${}^{34}\text{S}$, zatímco lehčí ${}^{32}\text{S}$ přechází do H_2S . Souvisí to s tím, že bakterie snadněji rozruší vazbu mezi lehčími izotopy.

Postupné nabohacení reaktantů o těžší izotop je popsáno rovnicí **Rayleighovy destilace**:

$$R = R_0 f^{(\alpha-1)} \text{ a po úpravě } \Delta\delta = \delta - \delta_0 = \varepsilon \ln f \quad (10.6.)$$

kde R_0 je poměr izotopů před začátkem procesu a f je poměr mezi konečnou koncentrací daného izotopu a jeho koncentrací na začátku. Pokud vynášíme hodnoty $\Delta\delta$ (konečná δ hodnota minus počáteční hodnota) jako funkci $\ln f$, je směrnici tohoto grafu právě koeficient nabohacení ε (viz dále izotopy síry).

10.2. Stablní izotopy

10.2.1. Deuterium ${}^2\text{H}$ (D) a kyslík ${}^{18}\text{O}$

Jak už bylo uvedeno, standardem pro tyto izotopy je mořská voda a tak jsou-li hodnoty D a ${}^{18}\text{O}$ rovny 0 promile v jednotkách delta, jejich koncentrace odpovídají SMOW. Vzorkování pro tyto izotopy je snadné a spočívá jen v odběru zhruba 100 ml vzorku bez konzervace. Je však třeba zcela naplnit láhev, aby nedošlo k výparu.

Obecně platí, že oba izotopy mají negativnější delta hodnoty se vzrůstající a) nadmořskou výškou, b) zeměpisnou šířkou a vzdáleností od oceánu. Např. typické hodnoty pro $\delta^{18}\text{O}$ jsou v Kanadě v Ontariu okolo -10 promile, ale na západě Kanady v Albertě už okolo -22 promile. Tyto hodnoty jsou také negativnější s klesající teplotou a existují vztahy pro různé oblasti, jako např. pro východní Kanadu (Clark a Fritz 1997):

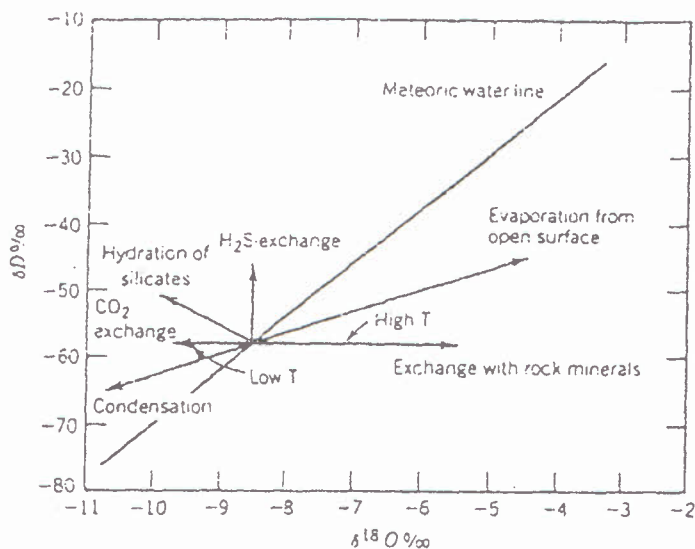
$$\delta^8 O_{roční} = 0,43 T_{roční} - 13,6 \quad (10.7.)$$

Existuje **světová linie meteorické vody (world meteoric water line, WMWL)**, která vyjadřuje vztah mezi D a ^{18}O (Craig 1961):

$$\delta D = 8\delta^{18}\text{O} + 10 \quad (10.8.)$$

ale každá oblast má svoji **lokální linii meteorické vody (local MWL, LMWL)**, kterou je třeba určit na základě vzorkování místních srážek včetně sněhu. Podzemní voda v dané oblasti má obvykle hodnoty δD a $\delta^{18}\text{O}$ odpovídající váženému průměru srážek.

Hlavní procesy způsobující odchylku od LMWL jsou (obr. 10.1.) výpar (jde o nabohacení oběma izotopy), kdy se body shlukují okolo **evaporační linie (EL)** se směrnici nižší než LMWL (obvykle 5-6 a při nízké vlhkosti vzduchu i méně), methanogeneze (nabohaceno je jen D), výměna se silikátovými minerály (nabohacen je prakticky jen ^{18}O , protože v silikátech a dalších horninotvorných minerálech je jen málo vodíku k dispozici) a izotopová výměna s H_2S (málo významná při obvyklých H_2S koncentracích). Daleko nejvýznamnější je výpar, protože výměna se silikáty je relativně rychlá až při teplotách nad 100°C (tedy v geotermálních systémech).



Obr.10.1. WMWL a procesy ovlivňující koncentrací δD a $\delta^{18}\text{O}$ (Domenico a Schwartz, 1990).

Typické aplikace těchto izotopů v hydrogeologii jsou:

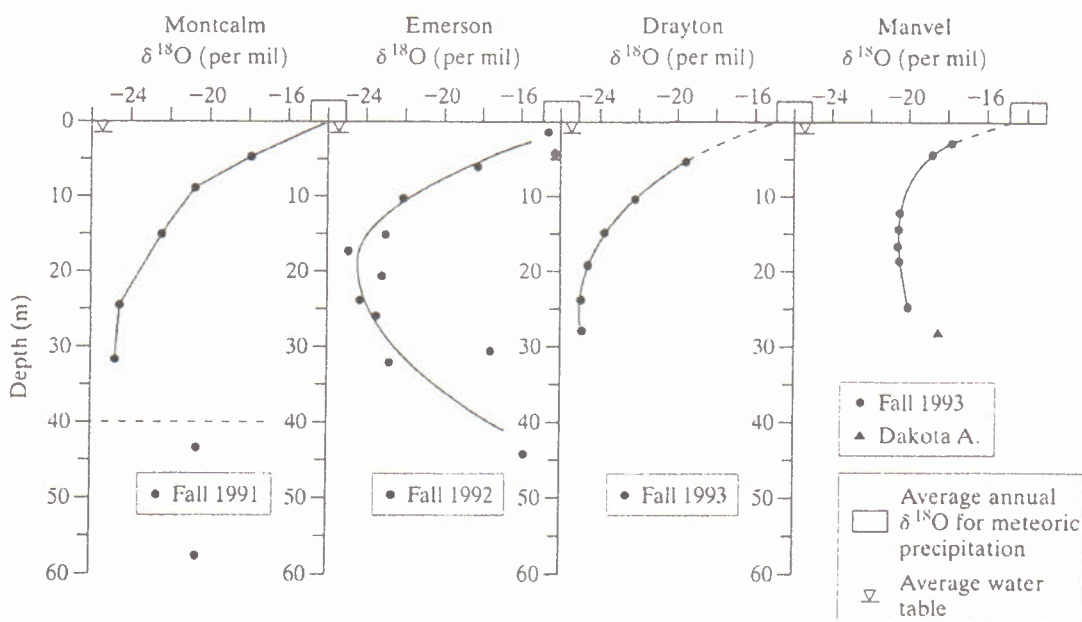
1. Určení poměru míchání: v případě, že hodnoty δD a $\delta^{18}\text{O}$ v povrchové vodě jsou díky výparu jiné než v podzemní vodě, můžeme použít směšovací rovnici k určení poměru míchání

$$\frac{Q_{\text{povrch.voda}}}{Q_{\text{celk}}} = \frac{C_{\text{celk}} - C_{\text{pod.voda}}}{C_{\text{povrch.voda}} - C_{\text{pod.voda}}} \quad (10.9.)$$

kde $Q_{\text{povrch.voda}}$ označuje dotaci povrchovou vodou (např. v m^3/s), Q_{celk} průtok podzemní vody po míchání, $C_{\text{pod.voda}}$ a C_{celk} koncentrace např. $\delta^{18}\text{O}$ nad a pod zdrojem povrchové

vody a $C_{pov.voda}$ hodnotu $\delta^{18}O$ v povrchové vodě. Stejný princip lze aplikovat i při mísení vody z dvou odlišných kolektorů.

2. Variantou této metody je separace hydrogramu vodního toku: před bouřkou je vodní tok napájen hlavně podzemní vodou, ale během bouřky jeho průtok vzrůstá, protože dochází k jeho dotaci i ze srážek a z povrchového odtoku. Za použití směšovací rovnice lze odlišit $Q_{pod.voda}$ od $Q_{pov.odtok}$. Aplikace této metody vedla k překvapujícím závěrům o zvyšující se roli podzemní vody během bouřky. Poslední aplikace (např. Hinton et al. 1994) byly založeny na separaci hydrogramu do tří složek: podzemní vody, půdní vody a povrchového odtoku.
3. Určení oblasti doplňování v horském terénu: je třeba určit změny izotopového složení srážek s nadmořskou výškou, které pak porovnáme se složením podzemní vody odvodňované prameny.
4. Vymezení kontaminačního mraku ze skládky na základě zvýšených hodnot δD .
5. Testování nepropustnosti izolátorů. Voda s velmi zápornými hodnotami δD a $\delta^{18}O$ v ledovcovém tillu může pocházet z glaciálu a to indikuje nepropustnost izolátoru (obr. 10.2.).



Obr. 10.2. Profily $\delta^{18}O$ v pórové vodě jílového izolátoru v západní Kanadě (Remenda et al., 1994). Zápornější hodnoty v hloubce indikují doplňování za chladnějšího klimatu.

10.2.2. Uhlík ^{13}C

Standardem pro ^{13}C je PDB, což je kalcitové rostrum fosilie *Belemnitella americana* z křídové formace Pee Dee v Jižní Karolíně, USA.

Typické hodnoty $\delta^{13}C$ v atmosférickém CO_2 jsou okolo -6,4 promile a v mořských karbonátech okolo 0 promile. Hydrotermální karbonáty jsou oproti sedimentárním karbonátům obvykle izotopově ochuzeny a mají hodnoty $\delta^{13}C$ od -3 do -6 promile.

Při fotosyntéze dochází ke značné frakcionaci, protože rostliny přijímají při fotosyntéze přednostně ^{12}C . Existují tři základní typy rostlin:

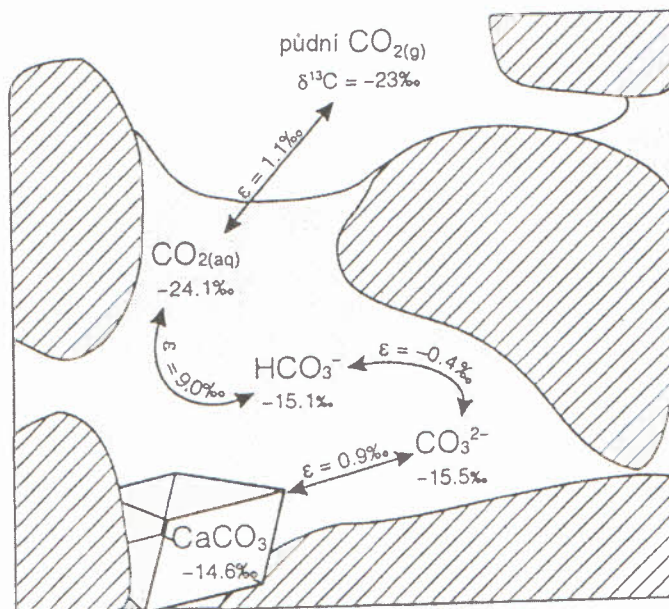
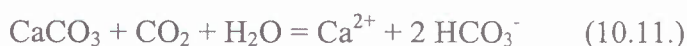
- Rostliny C_3 , které zahrnují 85 % suchozemských rostlin a které používají Rubisco enzym k fixaci atmosferického CO_2 (pšenice, žito, oves apod.). Jejich výsledná hodnota $\delta^{13}\text{C}$ v tkáních je okolo -27 promile.
- Rostliny C_4 , které využívají CO_2 hospodárněji a převažují v tropických ekosystémech (cukrová třtina, sorgo, kukuřice apod.). Mají hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ okolo -13 promile.
- Rostliny s fotosyntézou typu CAM s hodnotami $\delta^{13}\text{C}$ mezi rostlinami C_3 a C_4 (kaktusy a jiné sukulenty).

V půdě dochází k oxidaci organické hmoty, při reakci



a výsledný CO_2 se rozpouští ve vodě a dochází k jeho transformaci v pořadí $\text{CO}_2(\text{aq}) \rightarrow \text{HCO}_3^- \rightarrow \text{CO}_3^{2-}$. K největší frakcionaci dochází při tvorbě hydrogenuhlíčitanu (obr. 10.3.), kdy výsledný HCO_3^- je ochuzen o zhruba -9 promile v porovnání s půdním CO_2 .

V případě, že voda nenasycená vzhledem ke kalcitu ($\text{SI}_{\text{kalcit}} < 0$) přijde do styku při infiltraci s kalcitem, začne ho rozpouštět



Obr.10.3. Frakcionace ^{13}C (Clark a Fritz 1997).

Mohou nastat dvě základní situace (viz také kapitola 8.6.): a) Systém je otevřený vůči CO_2 , který je stále doplňován oxidací organické hmoty. To je typické pro nenasycenou zonu, kde rozpuštěný uhlík má hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ okolo -15 promile, což odpovídá půdnímu vzduchu s faktorem nabohacení 9 promile. b) V uzavřeném systému je výsledná hodnota $\delta^{13}\text{C}$ v rozpuštěném uhlíku ovlivněna hodnotou $\delta^{13}\text{C}(\text{CaCO}_3)$, která je okolo 0 promile. Tím má výsledný rozpuštěný uhlík hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ ~~nižší~~ než v otevřeném systému, kde rozpouštění

kalcitu probíhá také, ale vliv $^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ dokáže přehlušit vliv $^{13}\text{C}(\text{CaCO}_3)$. Na obr. 10.3. je frakcionace ^{13}C jako funkce pH. Je vidět, že k hlavní frakcionaci dochází při formování bikarbonátu.

Při redoxních reakcích (až na methanogenezi) dochází k ochuzení rozpuštěného uhlíku o ^{13}C , protože část rozpuštěného anorganického uhlíku pochází z organické hmoty ochuzené o ^{13}C už při fotosyntéze. Příkladem je redukce síranů,

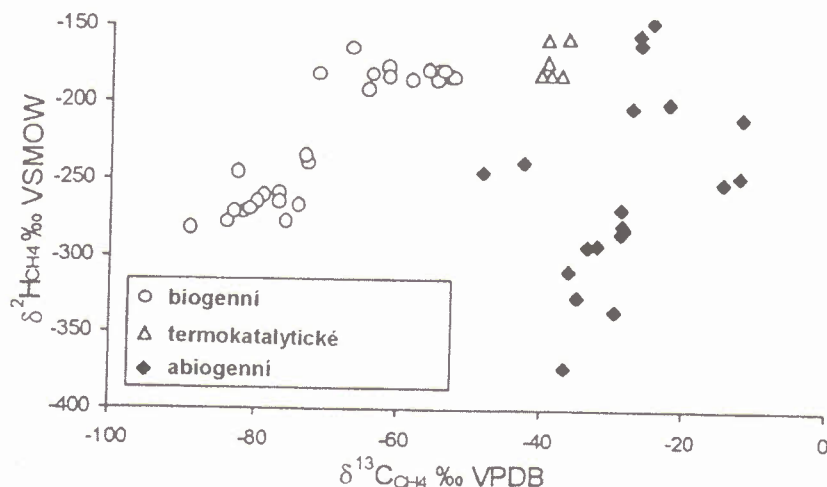


kdy vznikající HCO_3^- přebírá část uhlíku z izotopicky lehkého CH_2O .

Při methanogenezi, která probíhá pouze v extrémně redukčním prostředí, naopak dochází k nabohacení rozpuštěného uhlíku o ^{13}C (hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ mohou být vyšší než 0 promile), protože lehký ^{12}C přechází do methanu:



a výsledný biogenní CH_4 má velmi záporné hodnoty $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$, dosahující až -60 promile. V porovnání s ním má abiogenní methan (vzniklý např. alterací mafických minerálů) vyšší hodnoty (okolo -40 promile), (obr. 10.4.)



Obr. 10.4. Isotopové složení metanu v závislosti na jeho původu (Clark a Fritz, 1997).

Typické aplikace ^{13}C v hydrogeologii jsou: - opravy datování ^{14}C (viz dále),

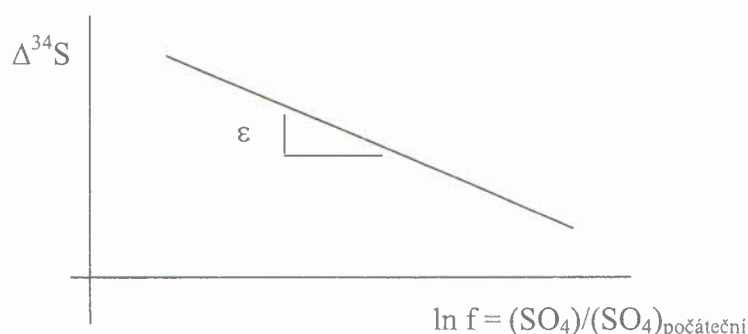
- posouzení možnosti redukce síranů (spolu s $\delta^{34}\text{S}(\text{SO}_4)$), - určení původu organické hmoty,
- určení původu methanu (biogenní versus abiogenní).

V poslední době se ^{13}C začíná používat k posouzení přirozené atenuace organických kontaminantů (Hunkeler et al., 1999). Pokud dochází např. k biodegradaci benzenu, je zbytkový benzen nabohacen o ^{13}C a naopak rozpuštěný anorganický uhlík (DIC) je o ^{13}C ochuzen, protože při bakteriální biodegradaci přechází lehčí izotop do produktů. Tento proces může být popsán jako Rayleighova destilace a pokud je znám koeficient nabohacení, je možné určit množství biodegradovaného organického kontaminantu.

10.2.3. Síra ^{34}S

Standardem je CDT (Canyon Diablo Troilite), obsah se vyjadřuje v promile odchylky od standardu. Hodnota $\delta^{34}\text{S}(\text{SO}_4)$ v mořské vodě je +21 promile a okolo +20 promile jsou tyto hodnoty i v evaporitech mořského původu, jako je např. sádrovec. Naopak sulfidy, jako je pyrit, mají nízké hodnoty okolo 0 promile i nižší. Při bakteriálně katalyzované oxidaci pyritu, což je častý případ, většinou dochází k ochuzení sírou $\delta^{34}\text{S}$ i u síranů, a tak je vhodné porovnat $\delta^{34}\text{S}$ v oxidovaném pyritu a ve výsledných síranech.

Základní aplikací je posouzení možnosti **redukce síranů**, při které dochází ke značnému relativnímu nabohacení zbývajících síranů sírou ^{34}S . To spolu s ochuzením rozpuštěného uhlíku uhlíkem ^{13}C je typickým znakem redukce síranů. Pokud vyneseme hodnoty $\Delta\delta^{34}\text{S}$ jako funkci $\ln f$ (f = výsledná koncentrace SO_4 /počáteční koncentrace SO_4), můžeme pak určit koeficient nabohacení ε jako směrnici tohoto grafu (obr. 10.5.) (Strebel et al. 1990).



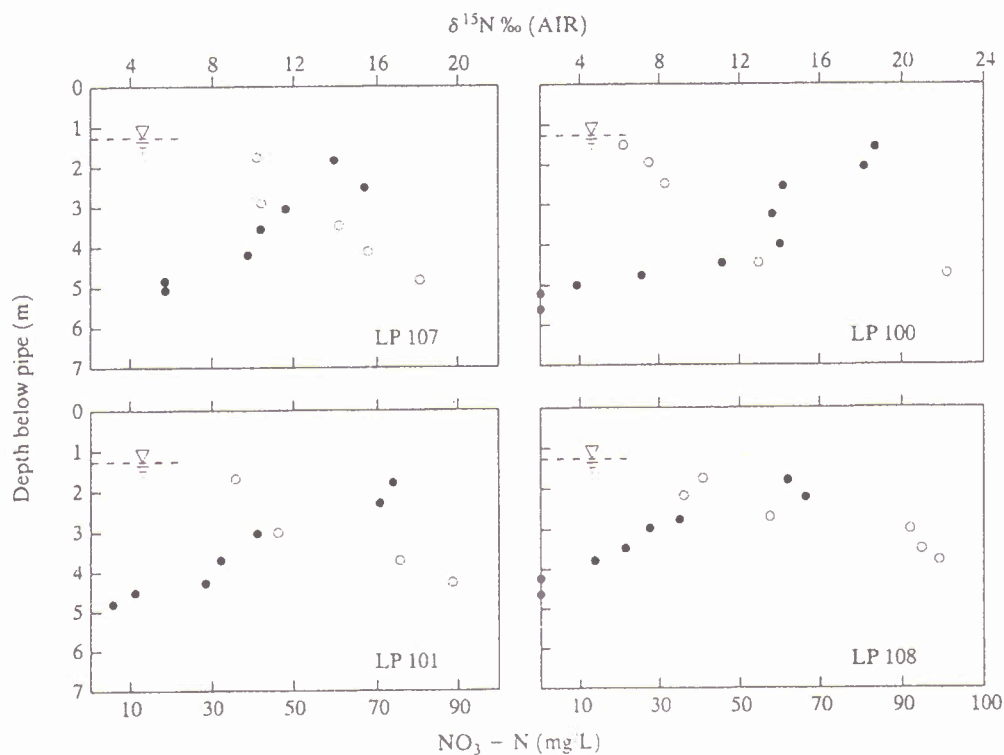
Obr. 10.5. Určení koeficientu nabohacení ε pro redukci síranů na základě $^{34}\text{S}(\text{SO}_4)$.

Je také možné provést stanovení $\delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4)$ a to použít ke zjištění mechanismu oxidace pyritu kyslíkem nebo trojmocným železem. Při oxidaci pyritu kyslíkem pochází 87,5 % O_2 ze vzduchu a 12,5 % O_2 z vody, kdežto při oxidaci trojmocným železem pochází všechn kyslík z vody. Jelikož hodnota $\delta^{18}\text{O}$ ve vzduchu je +23 promile a ve vodě okolo -10 promile nebo i méně, jsou hodnoty $\delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4)$ v případě oxidace Fe^{3+} nižší (Taylor et al. 1984).

Hlavními aplikacemi ^{34}S v hydrogeologii jsou tedy určení původu síranů (to je důležité při výzkumu acidifikace povodí), Novák et al. (2003) a posouzení možnosti redukce síranů (spolu s ^{13}C). Kromě toho lze použít $\delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4)$ k posouzení mechanismu oxidace pyritu.

10.2.4. Dusík ^{15}N

Při **redukci dusičnanů (denitrifikaci)** dochází k nabohacení zbývajících dusičnanů o ^{15}N . Pro posouzení existence denitrifikačních procesů je však třeba znát $\delta^{15}\text{N}$ dusičnanů před redukcí. Existují značné rozdíly mezi dusičnany v syntetických hnojivech vyráběnými ze vzduchu a živočišnými hnojivy a dusičnany ze septických systémů (Aravena et al. 1996, Aravena a Robertson 1998). Základními aplikacemi v kontaminační hydrogeologii jsou tedy určení původu dusičnanů a posouzení možnosti denitrifikace (Obr. 10.6.).



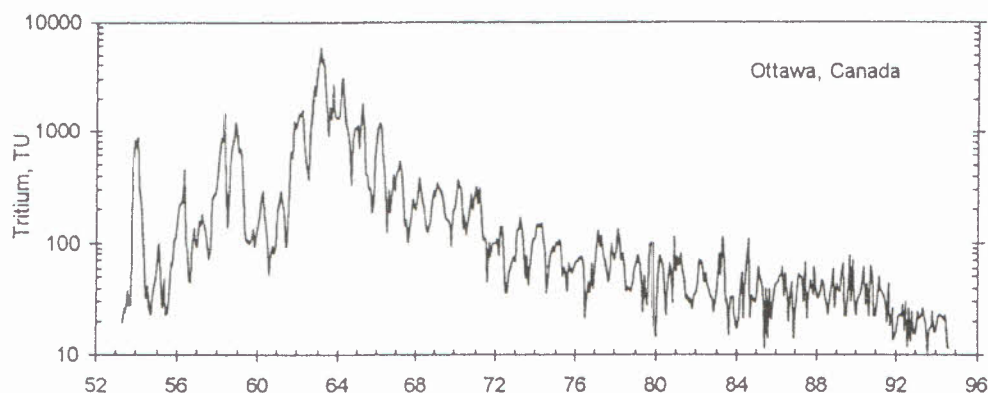
Obr. 10.6. Hloubkové profily $\delta^{15}\text{O}$ (prázdné kroužky) a koncentrace dusičnanů (plné kroužky) pod septickým systémem v jižním Ontariu (Aravena a Robertson, 1998). Je vidět, že hodnoty $\delta^{15}\text{O}$ s hloubkou rostou a koncentrace dusičnanů s hloubkou klesají, což indikuje denitrifikaci.

10.3. Radioaktivní izotopy

Obecně lze říci, že radioaktivní izotopy jako je tritium se používají: (a) k přímému určení stáří vody (např. při studiu poloizolátorů platí, že čím je voda v nich starší, tím lépe, neboť z důvodu nízké propustnosti potenciální infiltrace kontaminované vody bude minimální, Desaulniers et al. 1981), (b) k posouzení hydrogeologických parametrů, jako jsou velikost infiltrace a disperze, a (c) k posouzení procesů v puklinovém prostředí a v prostředí s dvojí porositou.

10.3.1. Tritium ^3H (T)

Tritium neboli ^3H vzniká v atmosféře při reakci ^{14}N s neutrony a rozpadá se za vzniku ^3He . Jeho poločas rozpadu je 12,43 let, takže jej lze použít jen k datování mladých vod (infiltrovaných cca od 50. let). Koncentrace tritia se vyjadřuje v tritiových jednotkách (tritium units, TU), kdy 1TU odpovídá 1 atomu ^3H na 10^{18} atomů ^1H . Maximální koncentrace tritia ve srážkách byly v roce 1963 v souvislosti s nadzemními jadernými pokusy (až 1000 TU na severní polokouli), viz obr.10.7.



Obr. 10.7. Tritium ve srážkách (Ottawa, Kanada), (Clark a Fritz 1997).

Tritium je součástí molekuly vody a tak není ovlivněno geochemickými procesy jako je srážení. Může však u něho v prostředí s dvojitou porozitou dojít k difuzi z puklin do bloků a tak ke zdánlivému snížení jeho koncentrace nesouvisejícímu s věkem vody.

Odběr vzorku je jednoduchý, spočívá jen v naplnění lahvi a existují 2 druhy analýz: a) normální s detekčním limitem 6-8 TU a b) nabohacené elektrolýzou s detekčním limitem 0,6-0,8 TU (ty jsou pochopitelně dražší).

Koncentrace tritia v čase t je

$$a_t {}^3\text{H} = a_0 {}^3\text{H} \cdot e^{-kt} \quad (10.14.)$$

a po dosazení je stáří vody

$$t = -17,93 \cdot \ln \frac{\alpha_t {}^3\text{H}}{\alpha_0 {}^3\text{H}} \quad (10.15.)$$

Interpretace výsledků může být kvalitativní nebo kvantitativní. Při kvalitativní interpretaci můžeme použít následující údaje (platí pro severní polokouli a kontinentální oblasti), (Clark a Fritz 1997):

< 0,8 TU infiltrace před 1950

0,8 - 4,0 TU směs infiltrace před 1950 a moderní infiltrace

5,0 - 15,0 TU moderní voda (5 až 10 let stará)

15 - 30 TU část tritia původem z jaderných zkoušek v ovzduší v 60. letech

> 30 TU významná složka infiltrace z 60. a 70. Let

> 50 TU infiltrace z 60. let převažuje

Při kvantitativní interpretaci se snažíme určit intenzitu doplňování. Nejjednodušší metoda je založena na určení koncentrace tritia v různé hloubce a na identifikaci maxima z roku 1963. Voda nad tímto maximem je považována za vodu infiltrovanou po 1963. Hodnotu infiltrace I pak vypočteme jako

$$I = (n \cdot H) / t \quad (10.16.)$$

kde n je pórovitost, H je hloubka průniku píku koncentrace tritia z roku 1963 a t je čas, který uplynul od vstupu tritia.

Tato metoda se však dá použít jen v oblasti převažujícího vertikálního proudění s pístovým typem transportu tritia. Také platí, že pokud je proudění příliš rychlé, pak mohlo být maximum z roku 1963 už transportováno mimo oblast našeho vzorkování.

Přesnější metodou je určení **vstupní tritiové funkce (tritium input function, TIF)** spočívající ve vzorkování srážek pro danou oblast, opravě koncentrace tritia na rozpad a průměrování hodnot pro zdržení infiltrované vody v nesaturované zóně. K tomu mohou být použity i stabilní izotopy D a ^{18}O (Daniels et al. 1991).

Novou metodou je současné vzorkování tritia a ^3He . Tato metoda odstraňuje nutnost znalosti počáteční koncentrace tritia $^3\text{H}_0$ a je přesnější než použití samotného tritia. Je však nutné opravit koncentrace helia o ^3He rozpuštěné z atmosféry v době infiltrace a o ^3He radiogenního původu. Stáří vody se vypočte podle vztahu

$$t = \frac{12,43}{\ln 2} \cdot \ln \left(1 + \frac{^3\text{He}_t}{^3\text{H}_t} \right) \quad (10.17.)$$

Příklad použití této metody je v práci Schlosser et al. (1988).

Datování relativně mladých vod může být také provedeno pomocí chlorofluorokarbonů (CFC, freony). Jedná se o inertní plyny, které způsobují "ozónovou díru". Dostávají se do ovzduší a tím i do podzemní vody ve stále větším množství od 40. let. Při interpretaci je nutné znát teplotu v zóně doplňování, protože rozpustnost CFC závisí na teplotě (Ekwurzel et al. 1994). Při migraci CFC může docházet k jejich adsorpci a degradaci jako u jiných organických látek. Nejkonzervativnější chování má CFC-12.

10.3.2. Uhlík ^{14}C

Radioaktivní ^{14}C vzniká v atmosféře při interakci ^{14}N s neutrony (obr. 10.8.). Počáteční aktivita ^{14}C je 100 PMC (percent of modern carbon) a poločas rozpadu je 5730 let. To umožňuje v ideálních případech prodloužit dobu datování na zhruba 50000 let.

Vzorek se odebírá poměrně komplikovaně, protože potřebná velikost vzorku je okolo 3 g C a je třeba zabránit kontaminaci současným C z atmosféry. Obvykle se při vzorkování zvýší pH přidávkem NaOH (aby C byl ve formě CO_3^{2-}) a pak se provede vysrážení za použití BaCl_2 . Aktivita ^{14}C v čase t je

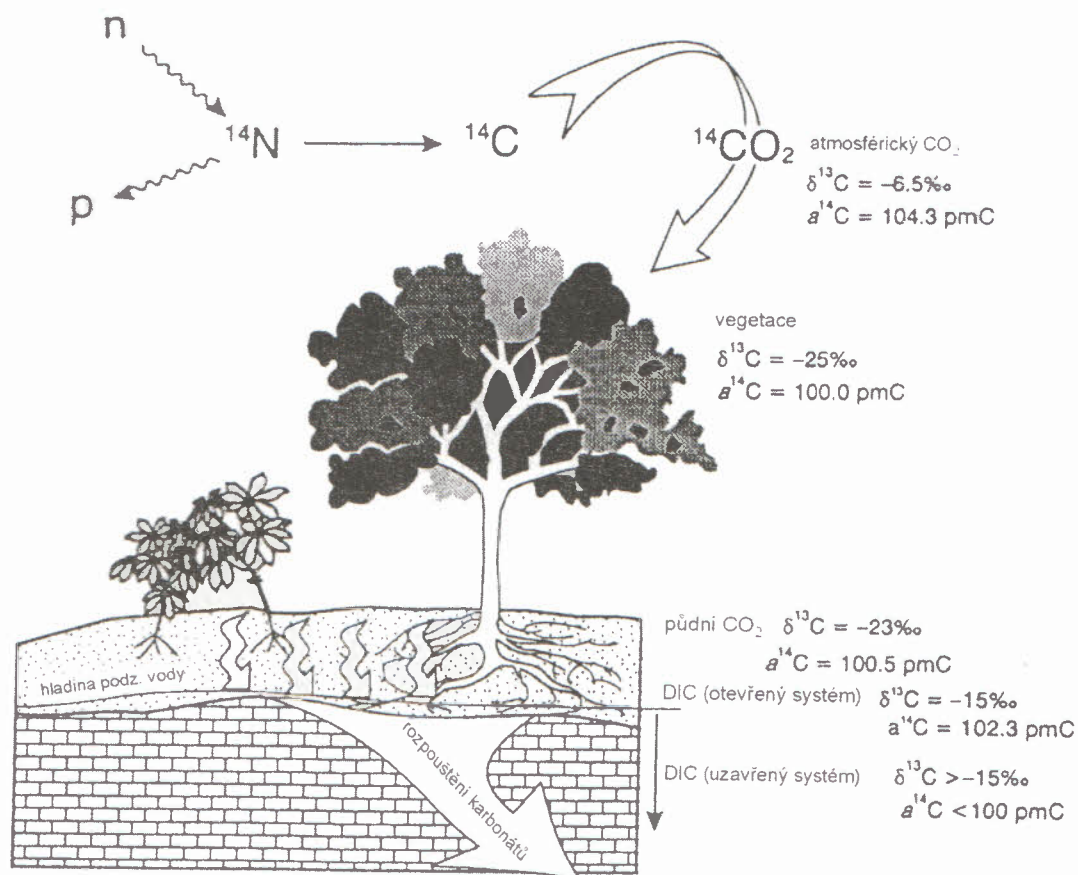
$$a_t^{14}\text{C} = q \cdot a_0^{14}\text{C} \cdot e^{-kt} \quad (10.17.)$$

kde **q je korekční faktor** vyjadřující vliv faktorů, které aktivitu ^{14}C snižují a při jejichž zanedbání bychom dostali stáří vody vyšší, než skutečně je. Stáří vody se vypočte jako

$$t = -8267 \cdot \ln \frac{\alpha_t^{14}\text{C}}{q \cdot \alpha_0^{14}\text{C}} \quad (10.18.)$$

Základním procesem (kromě rozpadu), který snižuje aktivitu ^{14}C , je rozpouštění karbonátů jako jsou CaCO_3 a $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, které přidává do vody tzv. **mrtvý uhlík (dead carbon)** s aktivitou ^{14}C okolo 0 PMC. V otevřeném systému (viz ^{13}C) dochází k rovnováze s půdním vzduchem a až 100 % C je z půdního CO_2 . V uzavřeném systému je 50 % C z půdního CO_2 a 50 % z CaCO_3 . Reálně se však hodnoty pohybují mezi těmito dvěma extrémy. Další procesy, které snižují aktivitu ^{14}C jsou redukce síranů a methanogeneze.

Existuje řada důmyslných metod na určení korekčního faktoru q (Kalin 2000; Clark a Fritz 1997), ale jejich úplný výčet je mimo rámec tohoto textu a tak se omezíme jen na některé nejzákladnější metody.



Obr.10.8. Chování uhlíku ^{14}C (Clark a Fritz 1997).

1. Statistická metoda (STAT model): je založena na charakteristických hodnotách q pro různá prostředí:

0,65 - 0,75 pro kras

0,75 - 0,90 pro sedimenty s karbonáty (např. spraš)

0,90 - 1,0 pro krystalické horniny

2. Metoda založená na alkalitě (ALK model): aplikuje se Tamersova rovnice

$$q_{ALK} = \frac{mH_2CO_3 + 0,5mHCO_3^-}{mH_2CO_3 + mHCO_3^-} \quad (10.19.)$$

Tato metoda předpokládá systém uzavřený vůči CO_2 a ve většině případů vede ke $q = 0,5$.

3. Metoda založená na ^{13}C (model $\delta^{13}\text{C}$): při rozpouštění kalcitu a dalších karbonátů dochází ke změně koncentrace ^{13}C rozpuštěného ve vodě (viz ^{13}C) a na tom je pak založena oprava datování ^{14}C . Korekční faktor q je

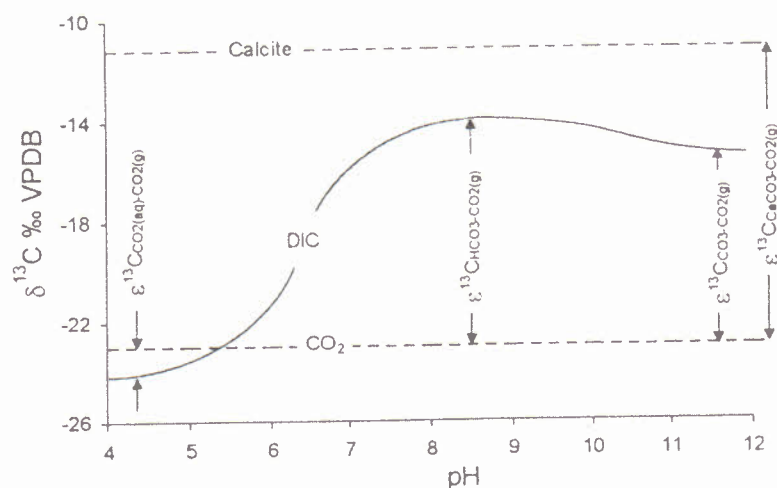
$$q_{\delta^{13}\text{C}} = \frac{\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{karb}}}{\delta^{13}\text{C}_{\text{dopl}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{karb}}} \quad (10.20.)$$

kde $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ je ^{13}C v rozpuštěném uhlíku ve vodě, $\delta^{13}\text{C}_{\text{dopl}}$ je ^{13}C v uhlíku ve vodě v zóně doplňování a $\delta^{13}\text{C}_{\text{karb}}$ je ^{13}C v rozpouštěných karbonátech. Hlavní problém je v určení $\delta^{13}\text{C}_{\text{dopl}}$, protože to závisí na pH a P_{CO_2} . Ty sice můžeme určit vzorkováním, pokud víme, kde k doplňování dochází, ale geochemické podmínky při doplňování v minulosti mohly být jiné než dnes.

Hodnota $\delta^{13}\text{C}_{\text{dopl}}$ se vypočítá jako

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{dopl}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{soil}} + \epsilon^{13}\text{C}_{\text{DIC-CO}_2(\text{soil})} \quad (10.21.)$$

kde $\delta^{13}\text{C}_{\text{soil}}$ je hodnota ^{13}C v půdním CO_2 a $\epsilon^{13}\text{C}_{\text{DIC-CO}_2(\text{soil})}$ je faktor nabohacení mezi půdním vzduchem a rozpuštěným uhlíkem, který je funkcí pH (obr. 10.9.). Při rozdílu mezi hodnotami pH 6,0 a 7,0 se může opravená hodnota věku vody lišit až o 50 % (Clark a Fritz 1997).



Obr. 10.9. Faktor nabohacení mezi půdním CO_2 a rozpuštěným uhlíkem jako funkce pH (Clark a Fritz 1997).

4. Metoda Fontes-Garnier (Fontes-Garnier model): bere v úvahu jak změny chemismu vody, tak i hodnoty ^{13}C (Clark a Fritz 1997).

Při současném působení více procesů je výsledný korekční faktor součinem dílčích korekčních faktorů. Např. při rozpouštění kalcitu, redukci síranů a methanogenezi je

$$q_{\text{celk}} = q_{\text{kalcit}} \cdot q_{\text{redukce}} \cdot q_{\text{methanogeneze}} \quad (10.22.)$$

Ve většině případů hovoříme ne o stáří vody, ale jen o střední době zdržení (mean residence time, MRT). Výjimkou jsou uzavřené artéské systémy s dobře definovanou oblastí doplňování.

Metodu určení stáří na základě ^{14}C lze použít nejen pro rozpuštěný anorganický uhlík, ale i pro datování rozpuštěného organického uhlíku (Wassenaar et al. 1991). Vzhledem k obvykle nízké koncentraci rozpuštěného organického uhlíku jsou však velikosti vzorků často značné (i přes 100 l).

10.3.3. Chlor ^{36}Cl

Používá se pro datování velmi starých vod, protože má poločas rozpadu 300 000 let. Hlavním problémem je určení počáteční koncentrace ^{36}Cl a opravy na ^{36}Cl vzniklý v podzemí reakcí s neutrony. Tato metoda se běžně nepoužívá, je pouze ve fázi výzkumu. Základní metodika je např. v práci Bentley et al. (1986).

10.4. Radiogenní izotopy

Patří sem zejména ^{87}Sr , které je produktem rozpadu ^{87}Rb s poločasem rozpadu $4,88 \times 10^{10}$ let. Poměr ^{87}Sr k neradiogennímu ^{86}Sr je možno použít k určení původu stroncia ve vodě. Stroncium má v některých ohledech podobné chování jako vápník, je ho proto možné použít jako stopovač vápníku. Poměr $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ je nízký v relativně mladých horninách (karbonáty, bazalty) s hodnotami od 0,702 do 0,706 a podstatně vyšší je ve starých granitoidech s hodnotami nad 0,80. Současná mořská voda má hodnotu tohoto poměru 0,709. Kromě určení původu vápníku se $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ poměr používá také k určení rychlosti zvětrávání v povodích (Aberg et al. 1989) i k určení rychlosti zvětrávání jednotlivých minerálů.

Literatura ke kapitole 10:

- Aberg G., Jacks G., Hamilton P.J., 1989: Weathering rates and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios: An isotopic approach, *J. Hydrol.* 109, pp. 65-78.
- Aravena R., Evans M.L., Cherry J.A., 1996: Stable isotopes of oxygen and nitrogen in source identification of nitrate from septic systems, *Groundwater*, 31, pp. 180-186.
- Aravena R., Robertson W.D., 1998: Use of multiple isotope tracers to evaluate denitrification in ground water: Study of nitrate from a large-flux septic system plume, *Groundwater*, 36, pp. 975-982.
- Bentley H.W., Phillips F.M., Davies S.N., 1986: Chlorine-36 in the terrestrial environment, Chapter 10, In: P. Fritz, J.C. Fontes (Editors): *Handbook on environmental isotope geochemistry*, Vol. 2, The terrestrial environment, Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, pp. 427-480.
- Clark I.D., Fritz P., 1997: *Environmental Isotopes in Hydrogeology*, Lewis Publishers, Boca Raton, New York.
- Craig H., 1961: Isotopic variations in meteoric waters, *Science* 133, pp. 1702-1703.
- Daniels D.P., Fritz S.J., Leap D.L., 1991: Estimating Recharge Rates through Unsaturated Glacial Till by Tritium Tracing, *Groundwater* 29, pp. 26-34.
- Desaulniers D.E., Cherry J.A., Fritz P., 1981: Origin, age, and movement of porewater in argillaceous Quaternary deposits at four sites in southwestern Ontario, *J. Hydrology* 50, pp. 231-257.
- Domenico P.A., Schwartz F.W., 1990: *Physical and Chemical Hydrogeology*, John Wiley and Sons, New York.
- Ekwurzel B., Schlosser P., Smethie Jr. W.M., Plummer N., Busenberg E., Michel R.I., Weppernig R., Stute M., 1994: Dating of Shallow Groundwater: Comparison of Transient Tracer $^3\text{H}/^3\text{He}$, Chlorofluorocarbons, and ^{85}Kr , *Water Res. Research* 30, pp. 1693-1708.
- Hinton M.J., Schiff S.L., English M.C., 1994: Examining the Contribution of Glacial Till Water to Storm Runoff Using Two and Three-component Hydrograph Separations, *Water Res. Research*, 30, pp. 983-993.
- Hunkeler D., Hohener P., Bernasconi S., Zeyer J., 1999: Engineered in situ bioremediation of a petroleum hydrocarbon-contaminated aquifer: assessment of mineralization based on alkalinity, inorganic carbon and stable isotope balances, *J. Contam. Hydrology*, 37, pp. 201-223.
- Kalin R.M., 2000: Radiocarbon Dating of Groundwater Systems, In: Cook P.G., Herczeg A.L. (Editors): *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*, Kluwers Academics Publishers.

Novák M., Buzek F., Harrison A.F., Přechová E., Jačková I., Fottová D., 2003: Similarity between C, A and S stable isotope profiles in European spruce forest soils: implications for the use of $\delta^{34}\text{S}$ as a tracer, *Appl. Geochemistry*, in press.

Remenda V.H., Cherry J.A., Edwards T.W.D., 1994: Isotopic composition of old groundwater from Lake Agassiz: Implications for late Pleistocene climate, *Science* 266, pp. 1975-1978

Schlosser P., Stute M., Sonntag G., Munnich K.O., 1989: Triogenic ^3He in Shallow Groundwater, *Earth and Planetary Science Letter*, 94, pp. 245-254.

Strebel O., Bottcher J., Fritz P., 1990: Use of Isotope Fractionation of Sulphate Sulfur and Sulphate Oxygen to Assess Bacterial Desulphication in a Sandy Aquifer, *J. Hydrology*, 121, pp. 155-172.

Šilar J., Pačes T., Dovolil M., Sarga K., 1983: *Všeobecná hydrogeologie*, SPN Praha, 177 str.

Taylor B.E., Wheeler M.C., Nordstrom D.K., 1984: Stable Isotope Geochemistry of Acid Mine Drainage: Experimental Oxidation of Pyrite, *Geoch. Cosm. Acta*, 48, pp. 2669-2678.

Wassenaar L., Aravena R., Hendry J., Fritz P., 1991: Radiocarbon in Dissolved Organic Carbon, A Possible Groundwater Dating Method: Case Studies from Western Canada, *Water Res. Research*, 27, pp. 1975-1986.

11. Úvod do regionální hydrogeologie České republiky

11.1. Vymezení pojmů

Tato kapitola uvádí jen stručný přehled regionální hydrogeologie České republiky. Podrobné údaje je možné najít ve specializovaných pracích, jako je např. Herčík et al. (1999).

Předmětem studia regionální hydrogeologie jsou komplexní hydrogeologické poměry oblastí, vymezených podle určitých kritérií. Nejen na území České republiky je hlavním cílem regionálně hydrogeologických prací nejčastěji kvantitativní i kvalitativní charakteristika podzemních vod v těchto oblastech a to především s ohledem na jejich vodárenské využití.

K rozvoji regionální hydrogeologie dochází od konce 40. let 20. století, kdy byla největší pozornost věnována hydrogeologicky nejvýznamnějším oblastem, které vykazovaly evidentní přebytky podzemních vod a zpravidla již byly exploatovány. Se systematickým regionálně hydrogeologickým průzkumem celého území ČR se začíná po roce 1965, kdy je zpracována první **hydrogeologická rajonizace**. Cílem rajonizace bylo rozdělení území do dílčích oblastí – rajónů – ve kterých se bilancují zásoby podzemních vod. Koncem 70. let se zavádí používání srovnávacích hydraulických parametrů hornin, které umožňují uplatnění statistických metod v regionální hydrogeologii. Upravená hydrogeologická rajonizace je platná od roku 1986 a rozděluje území ČR na celkem 105 hydrogeologických rajónů. Na rozdíl od první rajonizace se více uplatňovalo hydrologické a hydrogeologické hledisko tak, aby bylo možné bilancovat podzemní i povrchové vody v témž rajónu bez striktní kategorizace podle geologických hledisek.

Nejprve si uvedeme některé základní pojmy, které se v regionální hydrogeologii ČR běžně používají. Navazujeme na kapitolu 5.4., kde jsou diskutovány principy regionálního proudění.

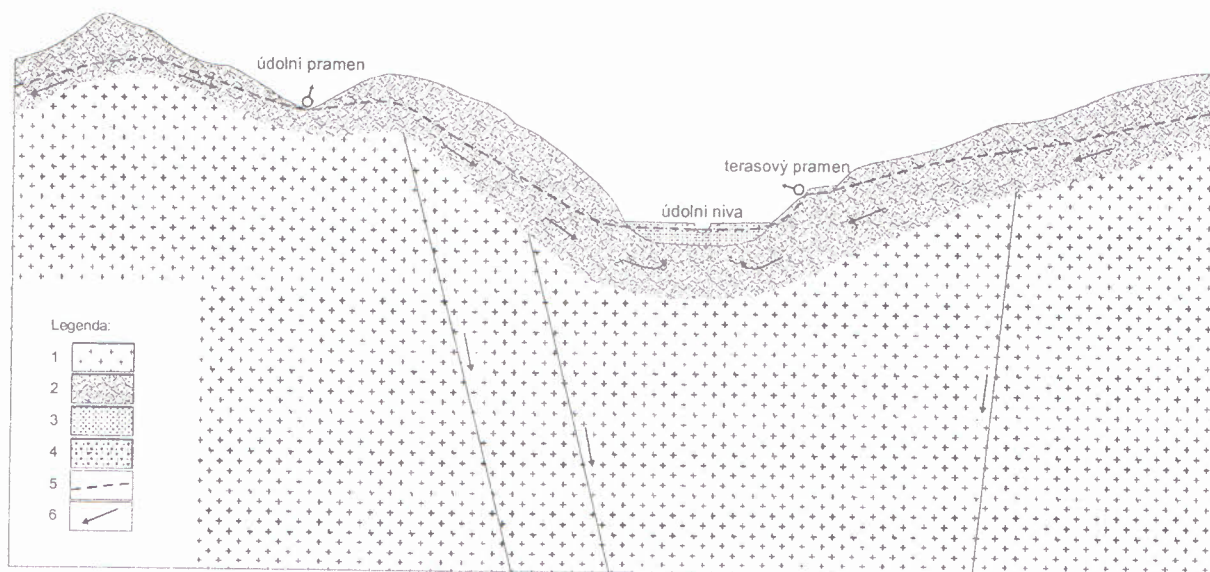
Hydrogeologický rajón je základní územní jednotkou, v níž se bilancují a evidují zásoby podzemních vod. V jednom rajónu přitom mohou být přítomny horniny různého stáří i litologického a faciálního vývoje. Každý rajón má definovanou infiltrační oblast a vlastní nádrž podzemní vody. Jelikož je rajón základní plošnou bilanční jednotkou, předpokládá se, že napájení, transport podzemní vody i odvodnění probíhá v každém rajónu samostatně. Každý rajón je tedy bilančně uzavřený. Většina rajónů je klasifikována především podle charakteristik první mělké zvodně. Problematické je vymezení hydrogeologických rajónů zejména v sedimentárních komplexech pánevních struktur, kde je přítomno více zvodní, které se odvodňují v různých místech. Speciálním případem jsou zvodněné fluvialní sedimenty údolních akumulací, ležící v nadloží jiných zvodněných hornin. V těchto případech se zpravidla vyčleňují rajóny dva – pro zvodně ve fluvialních sedimentech a podložních horninách odděleně. V každém rajónu jsou kategorizovány zásoby podzemních vod podle stupně znalosti o jejich množství a kvalitě. Nejnižší stupeň prozkoumanosti je C₂, následují stupně C₁ a B, nejvyšší je A. Jelikož se zásoby podzemních vod v kategorii C₂ stanovují obecnými metodami hydrogeologického průzkumu, jsou pro daný region vždy největší. Kategorie C₁ již charakterizuje využitelné zásoby podzemních vod, které jsou vždy nižší než C₂, ale vyšší než B. Množství zásob v kategorii A potom udává stávající odběry v rajónu.

V regionální hydrogeologii se rovněž setkáváme s dalšími termíny vymezujícími určité oblasti. Jako **hydrogeologickou strukturu** chápeme geologické prostředí uceleného oběhu podzemních vod s vlastní geologickou stavbou a s určitými individuálními zákonitostmi oběhu. Jako hydrologické regiony podzemních vod, které jsou vyčleňovány při hydrologické rajonizaci, označujeme území vyznačující se stejnými či podobnými znaky režimu podzemních vod.

Regionální hydrogeologie synteticky aplikuje poznatky o komplexních vlastnostech zvodněného horninového prostředí se znalostí geologické stavby území, která spolu s geomorfologickými, hydrologickými a klimatickými poměry předurčuje hydrogeologické

poměry území. Z hlediska zákonitostí oběhu podzemních vod vyčleňujeme tři základní typy regionálně hydrogeologických prostředí – hydrogeologický masív, pánevní struktury a nepevněné sedimenty kvartérního a případně i neogenního stáří.

Hydrogeologický masív je prostředí, pro které je charakteristická přítomnost pouze jednoho regionálního kolektoru, který se vyvíjí v **přípovrchové zóně rozpukání a rozvolnění hornin**. Zóna vzniká působením exogenních procesů při zvětrávání hornin a nejčastěji sahá do hloubky několika metrů až prvních desítek metrů. Její celková mocnost a vlastnosti závisí nejen na litologii, ale i na morfologii terénu a také na klimatických poměrech. Vzhledem k tomu, že v nadloží přípovrchové zóny rozpukání a rozvolnění hornin jsou často přítomny i kvartérní sedimenty, které zpravidla tvoří s vlastní zónou jeden kolektor, mění se ve vertikálním profilu výrazně i vlastnosti zóny. Směrem k povrchu se zvětšuje zastoupení průlinové propustnosti, naopak s rostoucí hloubkou průlinové propustnosti ubývá a roste význam oběhu podzemní vody v puklinách. K hydrogeologickému masívu řadíme oblasti výskytu magmatických a metamorfovaných hornin, které budují značnou část území Českého masívu. Jedná se zejména o oblasti moldanubika, kutnohorsko-svrateckou oblast, krystalinikum středočeské oblasti, krušnohorské, lužické a moravskoslezské oblasti, stejně jako tělesa granitoidů i bazických těles.



Obr. 11.1.: Modelový řez hydrogeologickým masívem s výskytem fluválních kvartérních sedimentů. 1 – kompaktní horniny krystalinika, 2 – zóna přípovrchového rozvolnění a rozpukání hornin, 3 – vyšší terasa kvartérních fluválních sedimentů, 4 – údolní akumulace kvartérních fluválních sedimentů, 5 – hladina podzemní vody, 6 – směry proudění podzemní vody

Hydrogeologický masív je charakterizován značnou variabilitou hydraulických parametrů. Ty jsou ovlivněny především morfologií terénu a existencí tří oblastí: infiltrační, transmisní a odvodňovací. **Infiltrační** oblast se vyskytuje především ve vrcholových partiích, odkud podzemní voda sestupuje přípovrchovou zónou svahových oblastí (**transmisní** oblast) směrem do údolí k místní erozní bázi, kde se vyskytuje **odvodňovací** oblast. Změny mocnosti zvodněné vrstvy ve třech vyčleněných oblastech způsobují často až řádové rozdíly transmisivity a ovlivňují mimo jiné i vydatnosti hydrogeologických vrtů nebo studní.

Zvodeň v přípovrchové zóně rozvolnění a rozpukání hornin hydrogeologických masívů je charakteristická mělkým oběhem podzemní vody a je nejčastěji odvodňována prameny nebo

skrytými přírony do fluviálních sedimentů. Charakteristická je přítomnost velkého množství pramenů a mokřin, takže se tyto oblasti jeví jako bohaté na podzemní vodu. Je ale pro ně charakteristický relativně nízký specifický odtok a velký počet pramenů vyplývá z často vyššího množství atmosférických srážek a členité morfologie terénu. Prameny se běžně vyskytují jen periodicky a jsou nejčastěji údolní, suťové a puklinové, zpravidla mají nízké vydatnosti (v setinách až desetínách l/s).

Velký význam pro oběh podzemních vod mají tektonické poruchy a horniny litologicky odlišné od převažujícího typu hornin. Systémy otevřených puklin může podzemní vody sestupovat do větších hloubek pod úroveň místní erozní báze, kde může probíhat hluboký oběh podzemní vody. O existenci hlubokého oběhu podzemních vod v těchto typech hornin svědčí např. výskyty minerálních či termálních vod a také informace o přítocích podzemních vod do důlních děl. Rovněž v okolí litologicky odlišných hornin se předpokládá možná existence hlubšího oběhu podzemní vody. Tyto horniny mají navíc v prostředí hydrogeologického masivu často drenážní funkci vzhledem k okolním horninám a s jejich výskytem jsou prostorově spjata místa vydatnějších skrytých i zjevných vývěrů podzemních vod.

Pánevnické struktury jsou charakteristické střídáním litologicky odlišných typů hornin, které můžeme označit jako kolektory a izolátory. Hydraulické parametry jednotlivých souvrství mohou být v rámci celé pánve relativně blízké. Kolektory mají **regionální rozsah** a celá pánevnická struktura je hydraulicky víceméně samostatným celkem. V pánevnických strukturách se často vytváří několik zvodní ležících nad sebou. Střídání kolektorů s izolátory způsobuje přítomnost podzemních vod s **napjatou hladinou**. Zvodně s napjatou hladinou se vytváří právě v kolektorech překrytých izolátory a **volná hladina** je pro ně charakteristická pouze v oblastech výchozů kolektorských hornin, které jsou současně hlavními infiltračními oblastmi. Naopak zvodně pouze s volnou hladinou se vyvíjí zpravidla v centrálních částech pánevnických struktur, kde jsou kolektory odkryty a v jejich nadloží již nejsou průběžně vyvinuty horniny s vlastnostmi izolátorů.

Pánevnické struktury jsou často charakteristické velkým plošným rozsahem, který se pohybuje ve stovkách, tisících až desetitisících kilometrů čtverečních. Pánve mají zřetelně oddělené infiltrační oblasti od oblastí transmisních a drenážních. Celkový charakter pánevnické struktury i její potenciální **hydrogeologický význam** je určen nejen litologií původních sedimentárních komplexů, ale také dalším vývojem území po skončení sedimentace, zejména stupněm metamorfózy hornin a jejich tektonickým postižením. Obecně mají uloženiny psamitického a psamitického charakteru (písky, pískovce, písčité šterky, apod.) funkci kolektorů, zatímco sedimenty aleuro-pelitické (např. jíly, prachovce, jílovce) tvoří izolátory. Horniny v pánevnických strukturách mohou být zpevněné i nezpevněné, v závislosti na geologických procesech probíhajících po skončení sedimentace. Pro pánevnické struktury tedy může být charakteristická převládající průlinová i puklinová propustnost nebo jejich kombinace. V případech intenzivního rozpouštění tmelu zrn podzemní vodou může dokonce lokálně docházet ke vzniku kaveren a při proudění podzemní vody se uplatňuje i propustnost puklinovo – krasová.

Mezi nejvýznamnější pánevnické struktury na území České republiky patří uloženiny mesozoického stáří – česká křídová pánev a jihočeské pánve, a také tercierní sedimenty karpatské předhlubně, vídeňské pánve a pánví v podhůří Krušných hor. S rostoucím vlivem diagenese či metamorfózy se stírá rozdíl mezi potenciálními kolektory a izolátory, což se projevuje úbytkem průlinové propustnosti a nárůstem významu propustnosti puklinové. Tyto horniny se tak z hlediska oběhu podzemních vod svým charakterem blíží hydrogeologickému masivu. Proto některé oblasti, které bychom ze striktně geologického hlediska definovali spíše jako pánevnické struktury, pak řadíme k hydrogeologickému masivu. Jedná se například o kulmské sedimenty, většinu permokarbonských pánví, části flyše Západních Karpat, apod.

Pánevní struktury jsou odvodňovány v blízkosti místních erozních bází prameny, nebo skrytými vývěry do povrchových toků. Prameny mívají často vysoké vydatnosti, dosahující až několika desítek litrů za sekundu. Běžnými typy pramenů jsou vrstevní, artéské, puklinové a údolní. **Tektonické prvky** mohou zásadně ovlivňovat hydrogeologické poměry pánevní struktury. Vertikální poklesy způsobují rozlámání původně celistvé struktury do dílčích ker, jejichž zvodně spolu nemusí komunikovat. Některé zlomové linie naopak mohou mít drenážní funkci. Díky tektonickému porušení nebo neúplnému vyvinutí izolátorů může docházet v pánevních strukturách k mezivrstevnímu přetékání mezi přilehlými zvodněmi. Významným fenoménem je existence **mladších pokryvných útvarů** v nadloží pánevních struktur, které mohou výrazně limitovat otevřenost systému vůči infiltrujícím atmosférickým srážkám nebo cirkulujícím podzemním vodám. Většina pánevních struktur je geneticky spjatá s marinní sedimentací. Pokud nejsou pánevní struktury otevřené cirkulaci podzemní vody, která zpravidla závisí na infiltraci atmosférických srážek v oblastech výchozů kolektorů, udržuje se ve zvodních vysoce mineralizovaná podzemní voda. Naopak otevřené systémy umožňují oběh podzemní vody a postupné vytlačení geneticky primárních vod až do stavu, kdy podzemní vody mají charakter vod prostých.

Specifické zákonitosti oběhu podzemních vod platí rovněž pro **nezpevněné sedimenty**. Na území České republiky se jedná zejména o sedimenty **fluviální, fluviolakustrinní, glacienní, glacifluviální a glacialakustrinní**, které jsou zpravidla kvartérního a místy i neogenního stáří. Pro všechny typy hornin je charakteristická průlinová propustnost, která je však značně variabilní. Jejich hydrogeologický význam je předurčen nejen propustností a plošným rozsahem, ale rovněž morfologickou pozicí vůči lokální erozní bázi a charakterem hornin v jejich okolí, zejména v podloží.

Nejvýznamnější skupinou jsou bezesporu fluviální sedimenty tzv. **údolních akumulací**, které se nachází v údolích většiny vodních toků. Zvodně mají často volnou hladinu a jejich režim je do značné míry určován hydrologickými charakteristikami vodního toku, s nímž je podzemní voda v hydraulické spojitosti. K odvodnění zvodní údolních akumulací dochází do vodních toků. Lokálně či krátkodobě může vlivem přírodních i antropogenních faktorů docházet i k dotaci zvodně z povrchového toku (např. při zvýšení hladiny ve vodoteči vlivem intenzivních srážek, vliv jezů, apod.). Sedimenty jsou většinou dobře propustné, v nadloží hruběji klastických psefiticko-psamitických uloženin se často vyskytují hlinitopísčité až jílovité sedimenty rovněž fluviálního původu, které se někdy označují jako povodňové hlíny. Pokud hladina podzemní vody zasahuje až do těchto sedimentů, mohou způsobovat její mírnou napjatost. Existence těchto souvrství má nezanedbatelný význam v otázkách ochrany podzemních vod, protože snižuje zranitelnost podložních kolektorů. Velký vodohospodářský význam těchto struktur je předurčen jejich polohou v blízkosti drenážních bází. Pokud sedimenty zasahují alespoň několik metrů pod úroveň hladiny v povrchovém toku, je možné v exploatovaných objektech využívat i tzv. přítok z indukovaných zdrojů. Na území České republiky patří hydrogeologické rajóny v údolních akumulacích fluviálních sedimentů k vodohospodářsky nejvýznamnějším.

Podstatně menší význam mají vyšší terasové stupně či denudační reliktu sedimentů nacházející se nad úrovní místní erozní báze. Jejich menší hydrogeologický význam je i při často srovnatelné propustnosti s fluviálními sedimenty údolních akumulací určen morfologickou pozicí a často poměrně malou rozlohou. Tyto struktury slouží především jako transmisní domény při sestupu podzemní vody z výše položených částí povodí k drenážním bázím. Zvodně mají rovněž volnou hladinu, ale často se vyskytují pouze periodicky. K odvodnění dochází podzemním odtokem, případně prameny, které někdy označujeme jako terasové.

Sedimenty glacienního původu jsou často charakteristické špatnou vytríděností a tedy i variabilitou propustnosti, která způsobuje laterální i vertikální střídání kolektorů a izolátorů.

Vzhledem ke zpravidla většímu plošnému rozsahu hraje velký význam jejich pozice vzhledem k erozní bázi. Vodohospodářsky významné jsou zejména uloženiny pod úrovní lokálních erozních bází, např. v podloží mladších fluvialních sedimentů.

11.2. Krystalinikum Českého masivu

Horniny **moldanubika** představují typický příklad hydrogeologického masivu. Transmisivita parafu **jednotvárné skupiny** je všeobecně nízká, a je ovlivněna litologií zvětralínového pokryvu a morfologickou pozicí vůči lokální erozní bázi. Zvětraliny mají zpravidla jílovitopísčité až písčitojílovitý charakter. Charakteristický je mělký oběh podzemní vody vázaný na zónu přívrchového rozpukání a rozvolnění hornin, které zasahují do hloubky několika metrů až prvních desítek metrů. Prameny mají vydatnosti zpravidla jen v desetinách litrů za sekundu. Vyšší transmisivita je charakteristická pro oblasti s výskytem poloh krystalických vápenců. Na oblasti jejich výchozů jsou často vázány výskyty vydatnějších pramenů a menší rozkolísanost vydatnosti pramenů je dána drenážní funkcí vápenců vůči okolním horninám a hlubším oběhem podzemní vody. Příkladem jsou polohy krystalických vápenců u Chlumce severně od Hluboké v jižních Čechách, nebo v Herolticích u Třebíče. Oblast moldanubika je charakteristická jen minimálním vodohospodářským využitím podzemních vod převážně k místnímu zásobování obyvatel. Významnější přírodní vývěry podzemních vod jsou často zachyceny pramenními jámkami nebo vrty a jsou využívány k zásobování menších obcí.

V **pestré skupině** moldanubika lze obecně předpokládat lepší podmínky pro oběh podzemních vod. V jižních Čechách jsou horniny pestré skupiny moldanubika charakteristické až střední transmisivitou. Nejvýznamnějšími horninami pro hlubší oběh podzemních vod i drenáž okolních hornin jsou opět **krystalické vápence**, vyskytující se často v blízkosti těles amfibolitů. Prameny dosahují vydatností až několika litrů za sekundu – u Horažďovic, v pruhu Pacova, v polohách zkrasovělých krystalických vápenců u Ledče nad Sázavou, apod. Podobný drenážní vliv na okolní horniny byl prokázán i v okolí krystalických břidlic s vápencí a kvarcity. Zvýšená propustnost v důsledku intenzivnějšího rozpukání hornin je pro moldanubikum charakteristická také v okolí intruzivních těles magmatických hornin. Podobný význam pro sestup podzemních vod a formování hlubokého oběhu mají žilné horniny, které jsou hojně přítomné např. ve strážeckém a moravském moldanubiku. Při ložiskovém průzkumu na lokalitách Dolní Rožínka a Polná byl prokázán oběh podzemních vod i v hloubkách převyšujících 500 metrů. Na povrchu jsou na poruchová pásma vyplněná žilnými horninami vázány vydatnější prameny, které občas slouží k lokálnímu zásobování obyvatel pitnou vodou.

Pro **středočeský a západočeský pluton** je rovněž charakteristická v průměru nízká transmisivita. Eluvium granodioritů a křemenných dioritů středočeského plutonu má písčité charakter a je proměnlivě zahliněné. Lokálně je zóna přívrchového rozpukání a rozvolnění hornin charakteristická i střední transmisivitou. Při styku plutonu s okolními horninami, např. s barrandienem, a na významnějších zlomových liniích byl prokázán pozitivní vliv dislokací při formování hlubokého oběhu podzemní vody. V západočeském plutonu a bazických masivech jsou ve srovnání se středočeským plutonem podmínky pro oběh podzemních vod ještě nepříznivější. Zhruba rovnoměrné překrytí eluviem a svahovými sedimenty stírá rozdíly mezi transmisivitou v infiltračních a drenážních oblastech. I zde dochází k lokálnímu sestupu podzemních vod žilami či puklinami – existenci hlubšího oběhu dokumentuje např. výskyt lounské kyselky v žule tiského typu. Rovněž pro další intruzivní tělesa ve středočeské a moldanubické oblasti je charakteristická převažující nízká transmisivita.

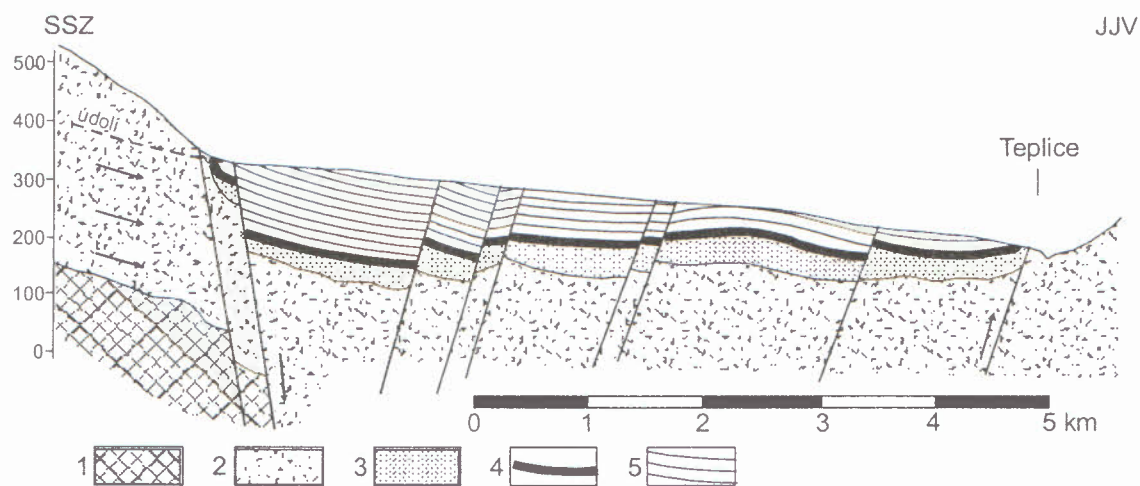
Hydraulické parametry zóny přípovrchového rozpukání a rozvolnění hornin srovnatelné se středočeským plutonem jsou typické pro **rozvadovský** a **stodský masiv**, naopak v **kladrubském masivu** jsou podmínky pro mělký oběh podzemních vod nepříznivější. Nejlepší propustnost lze obecně očekávat v intruzivních tělesech budovaných granity, které zpravidla zvětrávají v písčité eluvia a rovněž jejich pukliny mají písčité výplně.

V **karlovarském plutonu** je lokálně výrazně snížena propustnost přípovrchové zóny vzhledem k přítomnosti až několika desítek metrů mocných kaolinických zvětralin. Významný je hlubší oběh podzemních vod, který souvisí především s žilnými horninami – greiseny a kontakty granitoidních těles s metamorfity. Velkou propustnost mají i příčné zlomy, kterými často vystupují minerální vody (přítoky až 30 l/s do kaolínových lomů v Sedlci). Významná je oblast křížení karlovarské zřídelní linie soháreckou zónou s výskytem minerálních vod sycených CO_2 juvenilního původu.

Vyšší propustnost i transmisivitu ve srovnání s ostatními granitoidními tělesy vykazuje zóna přípovrchového rozpukání a rozvolnění hornin **krkonošsko-jizerského plutonu**, mocná průměrně 25 – 30 metrů. Okolní krystalinikum má výrazně nižší potenciál pro mělký oběh podzemních vod, přičemž nejlepší vlastnosti vykazují fylity a tzv. fylitové sutě.

Horniny **slavkovského krystalinika** formují plošinu s malými rozdíly mezi drenážními a ostatními oblastmi, což se při celkově nízké průměrné transmisivitě přípovrchové zóny projevuje četnou přítomností pramenů s malými vydatnostmi. V rámci **domažlického krystalinika** má pásmo svorů přibližně o jeden řád vyšší hodnoty koeficientu filtrace ve srovnání s fylity téže jednotky.

Regionálně významným fenoménem pro oběh podzemních vod v **krystaliniku Krušných hor** je vliv tektonických prvků – zlomů tří regionálních směrů. Ty při vhodné litologii způsobují vznik otevřených puklinových systému umožňujících sestup podzemních vod, a současně způsobují značnou variabilitu propustnosti hornin. Typickým příkladem je **teplický křemenný porfyr**. Některé jeho zóny jsou prakticky kompaktní, ale v jiných dochází k proudění podzemní vody otevřenými trhlinami a dutinami.



Obr. 11.2.: Hydrogeologický řez jihovýchodními svahy Krušných hor a severočeskou pánví přes Teplice. 1 - nepropustné krystalinikum, 2 - rozpukaný teplický křemenný porfyr, 3 - bazální neogenní souvrství a relikty svrchnokřídových sedimentů, 4 - uhelná sloj, 5 - převážně nepropustné neogenní sedimenty. Upraveno podle Hynie (1961).

Rovněž v krystaliniku v podloží křídly byly v okolí krušnohorského zlomu a v tektonicky predisponovaném údolí Labe lokálně zjištěny extrémně vysoké hodnoty transmisivity, srovnatelné s hodnotami nadložních sedimentárních hornin. Existenci hlubokého oběhu

potvrzuje řada výskytů termálních a minerálních vod (např. Teplice – vazba na teplický křemenný porfyr, Bílina, apod.). Přesto je krystalinikum Krušných hor typickým představitelem hydrogeologického masivu a z hlediska celkové hydrologické bilance je nejvýznamnější pohyb podzemních vod v zóně přípovrchového rozpukání a rozvolnění hornin. Převažuje proudění k místním erozním bázím. Na jižních svazích v přípovrchové zóně konformní s povrchem terénu proudí podzemní voda směrem ke krušnohorskému zlomu. V místech kontaktu s kolektory sedimentárních hornin křídového a terciárního stáří, které mají vyšší propustnost, dochází k drenáži zvodně do zvodní v pánevních strukturách.

Tektonické poměry spolu s geomorfologií ovlivňují regionálně hydrogeologické rysy **krystalinika Hrubého Jeseníku**. Celou oblast charakterizují příznivé klimatické poměry z hlediska tvorby podzemních vod a proto ji můžeme označit za významné infiltrační území struktur ležících v podhůří Hrubého Jeseníku – mohelnické brázdy, vidnavské pánve, křídý Kralického prolomu, uničovské kotliny, atd. Zóna přípovrchového rozpukání a rozvolnění hornin je charakteristická přítomností písčitých zvětralin pozitivně ovlivňujících infiltraci srážek (žulovský a šumperský masiv, keprnická skupina, apod.). Nižší propustnosti vykazují jednotky ve východní části (desenská a vrbenská skupina). Drenáž oblasti je do značné míry predisponována tektonickým porušením, zejména zlomy sudetského a krušnohorského směru, a přítomností litologicky anomálních typů hornin (krystalické vápence, kvarcity). Příkladem je údolí Vidnávy, kde na křížení ramzovského nasunutí s bušínským zlomem dochází k drenáži podzemních vod do zkrasovělých krystalických vápenců skupiny Branné. Podobný význam mají krystalické vápence a kvarcity pláště žulovského masivu v oblasti Supíkovice a Velkých Kunětic, které drénují část zóny přípovrchového rozpukání a rozvolnění hornin. Krystalické vápence mohou být odvodňovány i skrytými přírony – příkladem je okolí Rudy a Olšan nad Moravou, kde v místech křížení bušínského zlomu s nýznerovským nasunutím dochází k velkému zvýšení vydatností jímacích objektů ve fluvialních sedimentech. Podobně je tomu na kontaktu heřmanovických vápenců s andělskohorským souvrstvím kulmu ve fluvialních sedimentech Opavy. Nevýhodou krystalických vápenců s puklinovo-krasovou propustností ležících v infiltračních oblastech je jejich snadná zranitelnost, což se již lokálně projevuje nárůstem koncentrací chloridů a dusičnanů. Intenzivní vývěry podzemních vod jsou vázány na výskyt drakovských kvarcitů v místech křížení bělského zlomu s jesenickým amfibolitovým masivem. Tektonické poruchy, jejichž příkladem je zejména bělské zlomové pásmo, podmiňují i výstup juvenilního CO₂ a výskyt uhličitých minerálních vod (Karlova Studánka, Vidly, Jeseník nad Odrou, apod.). Výškový rozdíl několika set metrů mezi infiltrační a drenážní oblastí puklinového systému v podhůří Hrubého Jeseníku se projevuje vznikem artéských struktur (Velké Losiny, Bludov). Hluboký oběh podzemních vod zde potvrzuje zvýšená teplota podzemních vod jímaných v lázeňských objektech.

Pro oblast **dyjské a svratecké klenby** platí obecné zákonitosti oběhu podzemních vod v hydrogeologickém masivu. Zóna přípovrchového rozpukání a rozvolnění hornin často obsahuje ve zvětralinovém pokryvu písčitohlinité sedimenty. Morfologie terénu spolu s klimatickými poměry potom způsobují, že podzemní voda mělkého oběhu je odvodňována převážně skrytými přírony do kvartérních sedimentů, prameny (nejčastěji suťové) jsou méně časté. Významná je i zde přítomnost anomálních litologických typů hornin. Příkladem je pruh herolticko-lažáneckých vápenců, kde v oblastech jejich při erozní bázi vyvěrají prameny s vysokou vydatností (až 20 l/s), které jsou vodárensky využívány.

Podzemní vody mělkého oběhu v zóně přípovrchového rozpukání a rozvolnění hornin **brněnského masivu** jsou odvodňovány především skrytými přírony do fluvialních sedimentů lokálních erozních bází (Svitava, Svratka, Bobrava). Část podzemních vod pravděpodobně sestupuje puklinovým systémem a podílí se na dotaci zvodní v neogenních sedimentech vyplňujících tektonicky predisponovaná údolí. Omezené podmínky pro oběh podzemních vod jsou charakteristické pro **dyjský masiv**, který byl postižen kaolinickým zvětráváním.

Rovněž **tepelské krystalinikum** a **barrandienské proterozoikum**, se svými původně sedimentárními a vulkanosedimentárními horninami postiženými regionální metamorfózou nízkého stupně, představuje další oblast se zákonitostmi oběhu podzemních vod charakteristickými pro hydrogeologický masiv. Pro fylity je typická nízká transmisivita, která jen lokálně (např. v okolí Kralovic a Všesulova) dosahuje středních hodnot. Variabilní propustnost zóny přípovrchové rozpukání a rozvolnění hornin charakterizují ostrovní zónu. Zatímco metabazity mirovického ostrova mají transmisivitu střední, v metamorfovaných flyšoidních horninách netvořicko-neveklovského ostrova je velmi nízká. Značně rozkolísané hodnoty transmisivity, které se pohybují v rozmezí až 4 řádů, charakterizují metabazity jílovského pásma. Obecně je pro tuto oblast rovněž typická nízká transmisivita. Svrchnoproterozoické horniny mají srovnatelné hydraulické parametry, k lokálnímu zvýšení transmisivity dochází především v místech příronu podzemních vod z kvartérních sedimentů.

11.3. Paleozoikum

Kambrické sedimenty mají i při své litologii reprezentované převážně molasovými sedimenty obecně nízkou transmisivitu. Nejlepší podmínky pro mělký oběh podzemních vod se vytváří v příbramsko-jineckém kambriu v třemošenských a březohorských slepencích, zejména na severozápadních svazích Brd. Vegetační pokryv a vyšší atmosférické srážky spolu s pozitivním vlivem tektoniky a velké puklinové propustnosti hornin vedou ke vzniku pramenů s vydatnostmi dosahujícími až několika litrů za sekundu. Nejčastější jsou to prameny vrstevní vyvěrající v místech výchozů hranic kolektorů a izolátorů. Běžně se vykytují prameny puklinové vázané na tektonicky porušené zóny a nejvydatnější prameny jsou vázány na místa křížení zlomových linií. Podobné vlastnosti vykazují další výskyty slepenců a drob (např. brdské, ohrazenické a pavlovské kambrium u Dobřívu). Kambrické konglomeráty (žitecké a hlubošské), stejně jako ostatní brdské kambrium v příbramské synklinále, jsou charakterizovány nízkou transmisivitou.

Komplex sedimentů **ordoviku** budovaný především zvrásněnými břidlicemi proloženými vrstvami a lavicemi pískovců a křemenců a lokálně vulkanickými horninami je vzhledem k proměnlivé litologii typický velkou variabilitou transmisivity. Pro oběh podzemních vod mají břidlice nepříznivé podmínky a potenciálními kolektory jsou pískovce a křemence. Vzhledem k provrásnění sedimentů však mají výchozové části těchto hornin poměrně malou plochu, což neumožňuje vznik regionálně významnějších zvodní. Výjimkou jsou některé oblasti výskytu drabovských a skaleckých křemenců (např. mezi Mýtem a Radnicemi, či Rokycany a Plzní). Charakteristickou vlastností podzemních vod vázaných na ordovické horniny jsou často zvýšené koncentrace síranů a železa, které geneticky souvisí s přítomností sulfidických minerálů a které vylučují využití podzemních vod. Nárůst koncentrací problematických složek se neprojevuje jen v místech zrychlené cirkulace vod, jak je tomu např. ve zmíněných oblastech výskytu drabovských křemenců (oblasti s dobrou propustností hornin a příznivou geomorfologickou situací).

Horniny **siluru a devonu** barrandienské oblasti je možné rozdělit do tří horninových typů: břidlice s produkty vulkanizmu, vápence a flyšové sedimenty. Pro zónu přípovrchového rozpukání a rozvolnění hornin v silurských břidlicích i devonských pískovcích a břidlicích je typická nízká transmisivita.

Jako prostředí s jednoznačně nejlepšími kolektorskými vlastnostmi se jeví **karbonátové sedimenty**. K jejich typickým vlastnostem patří časté proložení vložkami břidlic a proměnlivé zastoupení jílovité složky a $MgCO_3$, což spolu s intenzivním zvrásněním komplexu hornin silurského a devonského stáří limituje sestup podzemních vod do větších hloubek a vznik regionálně významných zvodní. Vzhledem k těmto skutečnostem i k poměrně malé mocnosti

čistých vápenců je pro karbonátové sedimenty charakteristická převažující puklinová a jen lokálně krasová propustnost. Přesto se vydatnosti pramenů pohybují až v jednotkách litrů za sekundu. Kromě mělkého oběhu podzemních vod v lokálních regionálně nespojitých zvodních je existence hlubšího oběhu podzemní vody indikována zvýšenou teplotou některých vzestupných puklinových pramenů a také přítoky do povrchových těžebních děl.

Pro **paleovulkanity** je v zóně připovrchového rozpukání a rozvolnění hornin typická v průměru nízká až střední transmisivita. Nejnížší hodnoty jsou charakteristické pro andezity a porfyryty, nejvyšší naopak pro ryolity, dacity a keratofyry.

Oběh podzemních vod v paleozoických horninách **vápenopodolské synklinály** je značně predisponován tektonickou. Karbonátové sedimenty mají podobně jako v barrandienu převahu puklinové propustnosti a jejich drenáž je vázána na příčné zlomy, i když hlavní zlomy jsou kolmatovány jílovitým materiálem. Vydatnosti přítoků do povrchových těžebních děl se pohybují v jednotkách litrů za sekundu.

Horniny s intenzivním zkrasovněním a dominující krasovou propustností představují vápence oblasti **Moravského krasu**. Díky jejich značným mocnostem a hloubce zkrasovnění se vytváří tři vertikální hydrodynamické zóny, z nichž nejhlubší se vyskytuje pod úrovní erozní báze a jsou na ni vázány značné zásoby podzemních vod. Podzemní vody jsou vzhledem k mocnosti zkrasovělých hornin přirozeně odvodňovány v relativně vysokých pozicích několika soustředěnými vývěry, pro které je charakteristická vysoká vydatnost i vyrovnanost. Vodohospodářsky jsou však využívány především průlinové kolektory v údolních nivách vodních toků. Sklon vápencových těles k JV až JJV a jejich překrytí izolátory kulmu v nejnižnější části oblasti vede ke vzniku artéské struktury se vzestupným prouděním podzemní vody (oblast Mokré a Horákova). Nízké teploty podzemních vod svědčí o poměrně rychlém oběhu podzemních vod. Pro celou oblast Moravského krasu je typická vysoká zranitelnost podzemních vod a konflikt zájmů představující rizika ohrožení hydrogeologické struktury (těžba vápenců, deponování odpadů do vytěžených prostor, negativní vliv osídlených oblastí, turistický ruch, atd.).

Drenážní funkci vzhledem k okolním horninám mají i další výskyty paleozoických vápenců. Příkladem je **sovinecký devon**, usměrňující proudění podzemní vody z kulmských sedimentů do uničovské kotliny, nebo výskyty vápencových těles v okolí Šternberka a na Přerovsku. Izolovaný výskyt zkrasovělých vápenců **hranického devonu** umožňuje výstup juvenilního CO₂ a termálních vod. Existence termy syčené CO₂ v Teplicích nad Bečvou je ohrožena těžbou vápenců a projektem přehradní nádrže. Významnou drenážní oblastí jsou vápence **Mladečského krasu**, které jsou intenzivně zkrasovělé a ovlivněné tektonikou krušnohorského směru. Vápence jsou odvodňovány v severní části oblasti do fluviálních sedimentů Moravy a také mohutnými prameny (Řimické vyvěračky). Jedná se o vodohospodářsky významnou strukturu negativně ovlivňovanou těžbou nerostných surovin a stavební činností (pokles vydatnosti využívaných objektů v důsledku destrukce krasových kaveren).

Oběh podzemních vod v **kulmských horninách** se značně proměnlivou litologií (droby, slepence, břidlice) vykazuje obecné zákonitosti oběhu v hydrogeologickém masívu. Litologie přitom výrazně neovlivňuje hydraulické parametry zóny připovrchového rozpukání a rozvolnění hornin.

Pro odvodnění hornin **slezského kulmu** hraje významnou roli řeka Opava představující důležitou drenážní bázi. Část podzemních vod sestupuje do opolské pánve, významná je z regionálního měřítka dotace zvodní v karpatské předhlubni, částech Oderské a Moravské brány a v Hornomoravském úvalu. Lokálně ovlivňují hydrogeologické poměry výskyty anomálních typů hornin. V západní části slezského kulmu na styku andělskohorského souvrství s krystalinikem Hrubého Jeseníku jsou vyvinuty heřmanovické vápence, které mají na okolní horniny výrazný drenážní účinek. V území mezi Krnovem a Sosnovou mají drenážní funkci na okolní horniny břidlice ponikevského souvrství s otevřenými puklinami.

V oblasti severně od Moravského Berouna jsou v zóně přípovrchového rozpukání a rozvolnění hornin moravskoberounského souvrství přítomny písčité zvětraliny. Jejich mocnost dosahuje až 100 metrů a vytváří kolektor s vysokou průlinovo-puklinovou propustností umožňující intenzivní oběh podzemní vody. Na kontaktech těchto sedimentů s polohami slepenců jsou v této oblasti vodárensky využity pramenní jímky s vydatností v jednotkách litrů za sekundu. Výskyt polymetalického zrudnění mezi Šternberkem a Horním Benešovem v kombinaci s antropogenními zásahy lokálně způsobují výrazné zhoršení kvality podzemních vod odtékajících z rudního revíru (snížení pH, vzrůst koncentrací stopových prvků). Velký význam ve slezském kulmu mají tektonické poruchy, a to zejména poruchy sudetského směru, po kterých dochází k výstupu juvenilního CO_2 a k formování minerálních vod. Významná je oblast širšího okolí Moravského Berouna a Domašova (lokality Petrovický mlýn, Ondrášov, Jánské Koupele), a také Krnov, Těšíkov, Velká Štáhle, apod.

Kulm Dražanské vrchoviny je z hlediska charakteru zóny přípovrchového rozpukání a rozvolnění hornin poměrně homogenní, jen s malými odlišnostmi v důsledku litologických změn. Oblast je charakterizovaná jen malou akumulací schopností. Náhorní plošina Dražanské vrchoviny s vysokými úhrny atmosférických srážek je rozbrázděna řadou údolí a drénována množstvím vodních toků. Oblast je z regionálně hydrogeologického hlediska obklopena výskyty hornin, které mají spíše drenážní a akumulární funkci: Moravský a Mladečský kras, Hornomoravský úval, apod. Je proto spíše oblastí významnou z hlediska infiltrace srážek, následné odtoku a dotace kolektorů mladších platformních sedimentů.

Horniny **permokarbonských pánví** představují z hlediska oběhu podzemních vod převážně prostředí hydrogeologického masivu. Jen lokálně jsou zákonitosti oběhu podzemních vod charakteristické pro pánevní struktury. Typickým jevem je pokles propustnosti s rostoucí hloubkou v důsledku vyššího stupně diagenese a také častá výrazná vertikální hydrochemická zonálnost podzemních vod. Hydrogeologické poměry jednotlivých pánví významně ovlivňuje jejich odkrytost.

Nejméně vhodné podmínky pro oběh podzemních vod existují v **dolnoslezské pánvi**. Vysoký stupeň diagenese stírá rozdíly v propustnosti psefiticko-psamitických a aleuro-pelitických souvrství. Kolektory jsou rozpukané partie všech souvrství, a to zejména v zóně přípovrchového rozpukání a rozvolnění hornin, která dosahuje do hloubek až 100 metrů. Zatímco tu charakterizují průměrné hodnoty koeficientu filtrace v řádu 10^{-5} m/s, v hloubce 1000 metrů již dosahují pouze řádu 10^{-11} m/s. Podzemní voda do hloubky kolem 400 metrů je charakteristická nízkou mineralizací a to indikuje relativně intenzivní oběh podzemní vody v morfologicky členitém terénu. S rostoucí hloubkou se mineralizace zvyšuje až na 3 g/l a přibývá zastoupení iontů sodíku.

Podkrkonošská pánev je naopak charakteristická značně proměnlivou transmisivitou v zóně přípovrchového rozpukání a rozvolnění hornin v závislosti na litologickém vývoji jednotlivých částí souvrství. Zatímco v severní části pánve dominují ve vrchlabském souvrství jílovité sedimenty, v jižní části pánve jsou vyvinuty psamitické facie, které mají spolu s trutnovským souvrstvím nejvyšší propustnost z celé pánve. V širším okolí Lomnice nad Popelkou je možné z jednotlivých objektů jímat podzemní vodu s vydatností až několika l/s, což činí z této oblasti jednu z vodohospodářsky nejvýznamnějších částí permokarbonského masivu. S hloubkou znovu dochází k poklesu propustnosti, přičemž výjimkou jsou štikovské arkózy ve svrchní části kumburského souvrství, které mají ještě v hloubkách 600 – 700 metrů průměrnou transmisivitu 5×10^{-5} m²/s.

Kladenská a rakovnická pánev mají vytvořenou zónu intenzivnějšího oběhu podzemní vody v dosahu přípovrchového rozpukání a rozvolnění hornin. Obě pánve jsou postiženy kernou tektonikou, takže v různých částech vystupují k povrchu různě stará souvrství. V rakovnické pánvi je přípovrchová zóna vyvinuta do hloubky kolem 40 metrů a je pro ni typická střední transmisivita bez zřetelného vlivu litologie. Horniny s kolektorskými vlastnostmi se střední

transmisivitou lze sledovat ještě v hloubkách 100 – 150 metrů, což naznačuje dobré podmínky pro proudění podzemních vod. Také v kladenské pánvi je možné pozorovat živější oběh podzemních vod do hloubky kolem 100 metrů. V pánvi je vyvinutý regionální kolektor tvořený ledeckými arkózami mocnými 50 – 60 metrů, který je izolovaný na bázi mšeckými a v nadloží kounovskými vrstvami. Pro obě pánve je typická poměrně nízká mineralizace zóny intenzivního oběhu podzemních vod zasahující do hloubek až 150 metrů.

Pro **plzeňskou pánev** je typický intenzivní oběh podzemní vody do hloubek kolem 120 metrů díky zvýšené puklinové propustnosti. Celkově je pro přípovrchovou zónu charakteristická střední transmisivita. Největší význam pro filtraci podzemních vod mají souvrství s převahou psamitů (kladenské a týnecké), které jsou v přípovrchové zóně slabě diageneticky zpevněné a uplatňuje se v nich i průlinová propustnost. Z hlediska oběhu podzemních vod jde o samostatnou pánev, drénovanou především tokem Mže a na východě i vydatnějšími prameny (prameniště západně od Hromnic).

Podobnou charakteristiku má **pánev manětínská**. V **radnické pánvi** jsou horniny tektonicky porušené a rozčleněné do řady ker, kde sestupné proudění podzemní vody komplikují polohy izolátorů. Transmisivita hornin v blízkosti erozní báze v místech drenáže podzemních vod permokarbonu je v důsledku dobré propustnosti sedimentů karbonu vysoká. Přítomnost jílovitých sedimentů při povrchu vytváří v **žihelské pánvi** nepříznivé podmínky pro oběh podzemních vod v přípovrchové zóně.

Rovněž v **boskovické a poorlické brázdě** je intenzivnější oběh podzemních vod vázán pouze na zónu přípovrchového rozpukání a rozvolnění hornin a na místa ovlivněná antropogenními zásahy (Rosicko-Oslavanský důlní revír). K nárůstu průlinové propustnosti dochází pouze v místech s přítomností hrubozrnných klastických sedimentů. Využitelnost podzemních vod mělkého oběhu limituje i jejich zhoršená kvalita, protože se často vyskytují vody sulfátového typu s vyššími obsahy K, Na, Fe a chloridů a s nižšími hodnotami pH. Negativně se projevuje i intenzivní zemědělské obdělávání depresních částí terénu, které brázdy často formují. Nejvýznamnější hydrogeologický efekt jílovitých sedimentů permu tak často spočívá v izolační funkci od nadložních zvodní formovaných v křídových a zejména v neogenních a kvartérních sedimentech.

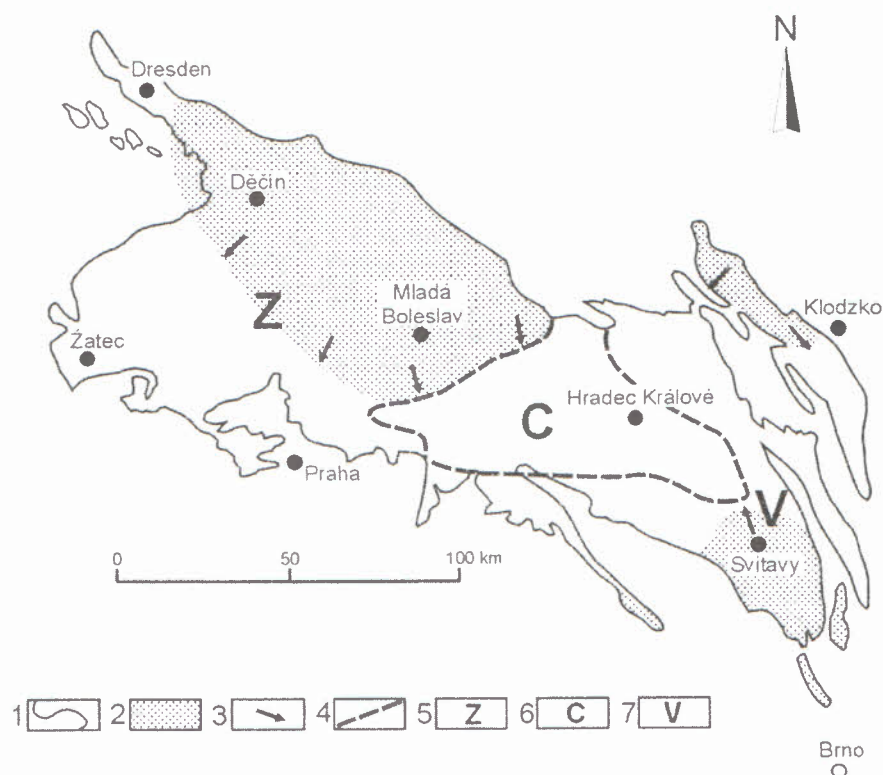
Původní přírodní oběh podzemních vod ve svrchnopaleozoických sedimentech na **Ostravsku** byl svým charakterem velmi blízký kulmským sedimentům. Intenzivní důlní činnost, často nerespektující specifické hydrogeologické poměry oblasti, vedla k výraznému zrychlení oběhu podzemních vod a celkové změně hydrogeologických poměrů v těžbou postižených oblastech. Klíčovou úlohu zde představují bazální klastika neogenních sedimentů (lokální název "detrit"), která formují regionálně významný zvodněný kolektor v nadloží svrchnopaleozoických sedimentů. Při rozfárání dochází k intenzivní deformaci hornin a ke vzniku systémů zálomových puklin, které otevírají ostravské a karvinské souvrství přítokům z nadložních intenzivně zvodněných detritů.

11.4. Mesozoikum

Relikty pískovců **triasu** v okolí Červeného Kostelce jsou charakteristické dobrou propustností. Pískovce jsou odvodňovány linií přelivných pramenů na výchozech na styku s méně propustným podložím. V místech překrytí triasových pískovců sedimenty křídý dochází k jejich dotaci ze zvodně v cenomanu a vytváří se tak společné zvodnění stratigraficky odlišných souvrství. Souvrství je využíváno k lokálnímu zásobování soustředěnými odběry nejčastěji v jednotkách l/s a podzemní voda je charakterizována dobrou kvalitou.

Relikty **jurských sedimentů** v okolí Krásné Lípy jsou dotovány drenáží z krystalinika ze severovýchodní strany lužického zlomu. Jurské sedimenty v okolí Brna ležící v nadloží paleozoických hornin a krystalinika mají vzhledem ke svému rozsahu a morfologické pozici jen omezený význam a jsou jen průtočnou zónou při sestupu infiltrujících atmosférických srážek.

Mezi hydrogeologicky nejvýznamnější regionálně vyvinuté jednotky patří sedimenty svrchnokřídového stáří. Především **česká křídová pánev** je územím s největšími zásobami podzemních vod v Českém masivu. Její velký hydrogeologický význam vyplývá nejen z její rozlohy, ale především z příznivého litologického vývoje sedimentů a existence rozsáhlých prostorů pro oběh a akumulaci podzemních vod.

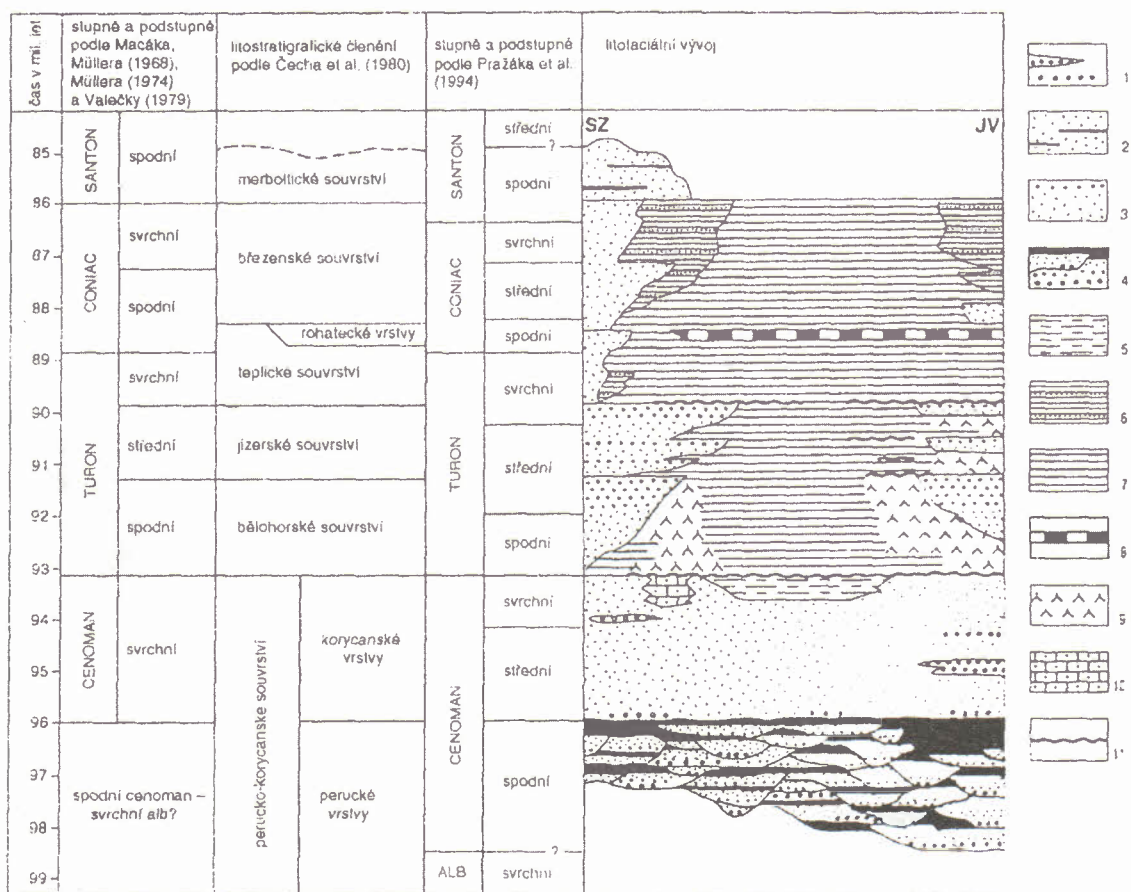


Obr. 11.3.: Plošný rozsah západní, východní a centrální části české křídové pánve. 1 – současný rozsah pánve, 2 – progradační areály, 3 - směry progradace pískovcových těles, 4 – hranice západní, centrální a východní části pánve, 5 – západní část pánve, 6 - centrální část pánve, 7 - východní část pánve. Upraveno podle Herčík et al. (1999).

Podle stylu zvodnění lze pánev rozdělit do tří zásadně odlišných oblastí – západní, centrální a východní. Odlišnosti jsou dány geologickým vývojem oblastí v době sedimentace. Západní a východní část se do značné míry kryjí s tzv. progradačními areály, které se nacházely v blízkosti zdrojů hrubozrného klastického materiálu. V progradačních areálech se střídají přízdrojové facie s pánevními, takže zde nacházíme plošně i vertikálně rozsáhlá tělesa kolektorů střídajících se s izolátory. Naopak centrální část pánve je převážně charakteristická přítomností pánevních facií, které mají z hydrogeologického hlediska funkci izolátorů. Centrální část pánve má tedy z širšího pohledu funkci nepropustného bloku, rozdělujícího západní a východní část pánve.

Zvodněné kolektory lze v křídové pánvi rozdělit do čtyř základních skupin. **Bazální kolektor A** je vázaný převážně na perucko-korycanské souvrství a místy je propojený s nadložním souvrstvím bělohorským (kolektor AB). Výše ležící **kolektor B** je vázán na bělohorské

souvrství, **kolektor C** na jizerské a **kolektor D** na teplické, březenské a merboltické souvrství. Vodohospodářsky nejvýznamnější je kolektor C, neboť se jedná o plošně nejrozsáhlejší a nejmocnější tělesa pískovců v celé pánvi. Funkci izolátorů, označovaných A/B, B/C, C/D, plní jemnozrnné sedimenty geneticky související s prohloubením sedimentačního prostoru (slínovce, jílovce). Základní stratigrafické členění české křídové pánve je uvedeno v tabulce 11.1. Zvrásnění křídové pánve a zlomy zejména sudetského a krušnohorského směru rozdělují křídovou pánve do řady rozsáhlých synklinál a antiklinál. Výsledná strukturně-tektonická stavba pánve způsobuje vznik hydrogeologických struktur, které se z hlediska oběhu podzemních vod chovají samostatně. V dynamice podzemních vod se výrazně promítá i morfologie povrchu jednotlivých struktur.



Tabulka 11.1.: Litostratigrafické členění české křídové pánve. 1 - slepence, 2 – pískovce s vložkami jílovců, 3 - pískovce, 4 – cyklické střídání slepenců, pískovců a jílovců, 5 - prachovce, 6 – vápnité jílovce až slínovce s vložkami pískovců, 7 – vápnité jílovce, slínovce, 8 – vápnité jílovce a slínovce, zčásti silicifikované, 9 – spikulitové slínovce, méně spongility, 10 – biosparitické vápence, 11 – glaukonitové horizonty na hiátové ploše. Upraveno podle Herčík et al. (1999).

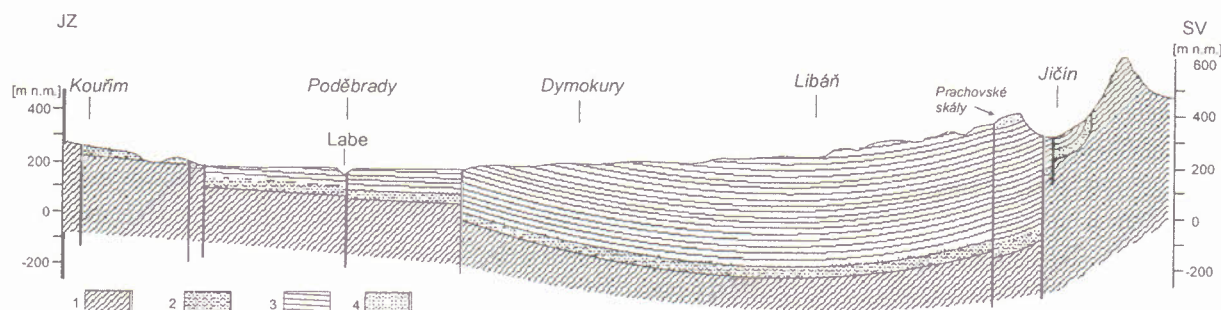
Západní část pánve charakterizují rozsáhlá pískovcová tělesa, které vytvářejí mocné kolektory souvisle zvodněné na celém území. Celková mocnost pánve převyšuje 1000 metrů. Bazální **kolektor A** je s výjimkou několika denudovaných ploch a elevací podloží vyvinut v celé západní části pánve. Jeho průměrná mocnost je 50 metrů a s výjimkou oblastí výchozů má zvodnění **artéský charakter**. Generelní směry proudění jsou určovány polohou hlavní drenážní báze, tokem Labe. Zvodeň je využívána ve Vrutici (40 l/s) a v blízkosti pišťanského

meandru (70 l/s), Louny (34 l/s), povodí Čepele (71 l/s) a podobně. Významnějšímu vodohospodářskému využívání brání často zhoršená kvalita podzemní vody a nižší filtrační parametry ve srovnání s ostatními kolektory. Tlakové poměry v kolektoru A byly ve strážském bloku výrazně změněny při těžbě uranu. Při odvodňování důlních děl bylo v letech 1967 - 1996 čerpáno kolem 400 l/s, což se projevovalo poklesem piezometrických úrovní ve vrtech vzdálených až desítky kilometrů. V důsledku odvodňování kolektoru A bylo v oblasti dokumentováno přetékání podzemních vod technicky nedokonalými vrty i puklinovými systémy z kolektoru BC do A. Významným jevem ovlivňujícím v prostoru ohárecké zóny složení podzemních vod v křídových sedimentech jsou přírony juvenilního CO₂. Ty způsobují nárůst mineralizace až na několik g/l (Liběšice, Louny, Břvany). Současné rozpouštění pyritu a sádrovce vede lokálně k poklesu pH a ke zvýšení obsahu síranů, hydrogenuhlíčanů, sodíku, vápníku a hořčíku. Ovlivnění vod juvenilním CO₂ nevykazuje závislost na stratigrafii, projevuje se ve vodách v kolektoru A i B a je plošně proměnlivé.

Kolektor B je samostatně vyvinutý jen lokálně a nejčastěji je přítomno společné zvodnění BC. Nejvýznamnějším je v celé oblasti **kolektor C**, který váže **největší zásoby podzemních vod české křídové pánve**. Zvodeň má **volnou hladinu**, jen v místech výskytu stropního izolátoru C/D (především středohorská křída a levý břeh Jizery) je napjatá. Systém proudění podzemní vody v kolektoru C je určován místy drenáže do povrchových toků (Labe, Jizera a její přítoky, Liběchovka, Kamenice, apod.). Rozsáhlou exploatací zvodně z kolektoru C zajišťují jímací území Řepínský důl (400 l/s), povodí Obrtky v úseku Velký Hubenov-Vrutice (420 l/s), povodí Klokočky a Bělé (225 l/s), Dolánky (200 l/s), Česká Lípa jih (138 l/s), Hřensko (120 l/s), apod. Řada nových jímacích území s projektovanou soubornou vydatností několika set l/s se připravuje. Kvalita jímaných podzemních je výborná, lokálně se však absence krycích vrstev a otevřenost systému projevuje zvýšením koncentrací složek indikujících negativní vliv zemědělské činnosti (např. jímací území Libíč, Řepínský důl).

Kolektor D má největší rozšíření v zakleslé středohorské křídě a v Lužických horách. Vytváří řadu zvodní charakteristických rychlým oběhem podzemních vod a oddělených výchozy podloží izolátorů nebo vodními toky. V kolektoru D byl prokázán pravidelný nárůst mineralizace od vrcholových k drenážním částem struktur. Vodárenské využívání v současnosti zajišťuje několik menších jímacích území se soubornou vydatností v desítkách l/s, některé perspektivní oblasti se k čerpání připravují (např. Kytlice).

Centrální část pánve se odlišuje zcela zanedbatelnou velikostí infiltračních ploch, malou mocností **jediného regionálně vyvinutého kolektoru A** a tím i malou intenzitou oběhu podzemních vod. Souvrství formující v západní a východní části pánve kolektory jsou v centrální části pánve vyvinuty jako vápnité jílovce a slínovce. Hladina podzemní vody v kolektoru A je **převážně napjatá**. Z hlediska oběhu podzemních vod není kolektor A centrální částí pánve uzavřený. Jen malá část podzemních vod je doplňována na povrchových výchozech. K dotaci dále dochází podzemním přítokem z okolních křídových jednotek - ze SZ hranice a procečováním přes jílovický zlom na S okraji oblasti a dále z krystalinika Železných hor. Významná je i komunikace s podložími uloženinami permokarbonu. Směr proudění je generelně k toku Labe, který je hlavní drenážní bází. Žádné povrchové toky nemají přímou hydraulickou spojitost s podzemní vodou v kolektoru A. Podzemní voda je charakteristická svým chemizmem, u kterého se kromě doby zdržení uplatňuje také přínos juvenilního CO₂. Mineralizace stoupá ze 2 na 6 g/l v místech odvodnění při Labi a v zónách stagnace dosahuje až 12 g/l. V oblasti západně od sobčického zlomu se projevuje obohacení chloridy, které souvisí s přítokem vody typu Na-Cl z podloží permokarbonských sedimentů. Jímání těchto **minerálních vod** na Poděbradsku a v Bohdanči jsou současně jedinými místy soustředěné exploatace podzemních vod v centrální části pánve.



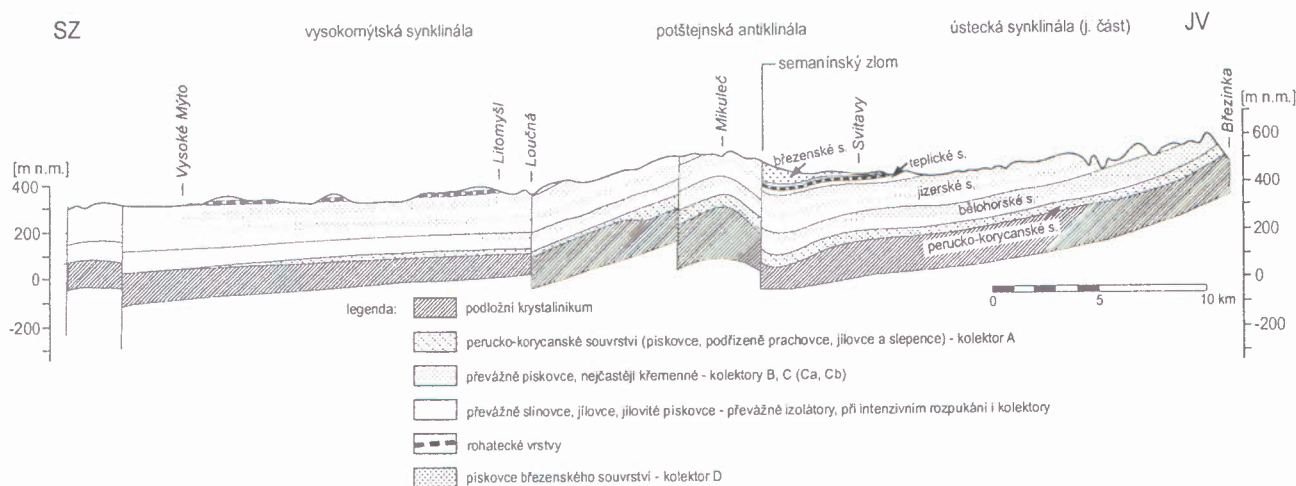
Obr. 11.4.: Hydrogeologický řez centrální částí české křídové pánve ve směru SZ - JV. 1 – podložní horniny, 2 – bazální kolektor A v peruckokorycanském souvrství, 3 – ostatní souvrství vyvinutá převážně ve slínovcových a jílovcových faciích, 4 – pískovce březenského souvrství. Upraveno podle Hynie (1961).

Ve východní části pánve je rozhodujícím fenoménem zvodnění křídových sedimentů jejich **strukturně-tektonická stavba**. Křídové sedimenty jsou modelovány do systému plochých asymetrických vrás převážně sudetského směru. Vrásové struktury jsou doprovázené zlomy, které rozčleňují pánve do dílčích hydrogeologických struktur se samostatným oběhem podzemních vod. Hlavní nádrže podzemních vod jsou v synklinálách královedvorské, miletínské, jaroměřské, ústecké, vysokomýtské, kyšperské, Dlouhé Meze a v nejjihnějších křídle hradecké synklinály. Synklinály jsou odděleny antiklinálami představujícími oblasti stoku podzemních vod – zvičinskou, hořickou, libřickou, opočenskou, potštejskou, litickou, orlickou a vracavskou. V osních částech antiklinál místy vystupují podložní horniny krystalinika nebo permu. Rozmístění drenážníchází a oblastí stoku předurčuje směry proudění podzemních vod v každé synklinále. Proto ve východní části křídové pánve **neexistuje jednotný regionální směr proudění**, tak jako je tomu v západní části pánve. Bazální kolektor A je průlinovo-puklinově propustný a má proměnlivou mocnost a i filtrační parametry. Kolektory B a C nejsou vázány jen na pískovce, ale i na některé části souvrství slínovců až spongilitů. Oba kolektory jsou tvořeny křehkými horninami, které se při deformaci tříští a otevírají se v nich puklinové systémy. Kolektor D má jen velmi omezený rozsah.

V **chrudimské křídě, křídě Dlouhé Meze a čáslavské křídě** je vyvinutý pouze kolektor A, a to ještě nesouvisle. Značná část podzemních vod nepochází jen z infiltrace atmosférických srážek, ale i z dotace z tektonických pásem krystalinika a pozorována byla i přímá dotace z povrchových vod (např. z toku Žejbra). Struktury jsou drénovány směrem k toku Labe, přírodními artéskými vývěry a odběry podzemních vod. Významné soustředěné odběry jsou v Podlažicích (125 l/s), Studenci (57 l/s), Malči (38 l/s), atd. Poměrně vysoký stupeň exploatace oblasti vyplývá z její pozice ve vodohospodářsky deficitním prostoru.

Ve **vysokomýtské synklinále** lze vymezit kolektory A, B, Ca a Cb, oddělené izolátory. Bazální kolektor A má omezená plošná rozšíření a nedostatečné infiltrační zázemí, což se odráží ve zhoršené kvalitě podzemní vody. Zvodeň v kolektoru B má pozitivní artéskou úroveň a je odvodňována směrem k severu třemi sestupnými proudy podzemní vody, které jsou drénovány pramenem Nadymač, toky Loučné, Novohradky, Tichou Orlicí a částečně vrty ve Vysokém Mýtě. Zvodeň v kolektoru Ca má menší plošný rozsah a v místech topograficky níže položených má pozitivní artéské napětí. K odvodnění dochází přelivnými prameny a také po tektonické linii do nadložního kolektoru Cb. Zvodeň v kolektoru Cb je plošně nejmenší a má volnou hladinu. Hlavní oblastí odvodnění je prameniště Pekla, část podzemních vod vyvěrá v Loučné u Zámrsku a v pramenech Na vinici u Vysokého Mýta. Jílovický zlom převádí značnou část podzemních vod dále k severu, kde u Běstovic přetékají do fluviálních sedimentů Tiché Orlice.

V **ústecké synklinále** se vytváří všechny čtyři základní kolektory křídové pánve oddělené mezilehlými polohami izolátorů. Význam kolektoru A je podobně jako ve vysokomýtské synklinále minimální. Kolektory B a C jsou tvořeny křehkými horninami, nejčastěji vápnitými pískovci a prachovito-písčitymi slínovci, přičemž puklinové systémy podélného směru (SSZ-JJV) jsou propustnější než systémy příčné. Zvodeň v kolektoru B má převážně napjatou hladinu a formuje se východně od semanínského zlomu. Hladina má nejvyšší úroveň u Opatova. Odtud směřuje jeden proud podzemní vody na S k odvodnění na křížení údolí Tiché Orlice a semanínského zlomu a druhý na J ke Svitavě, která v jižním uzávěru synklinály hluboce prořezává protiklonně uložené křídové sedimenty. Zde se nachází významné přelivné prameny Sulkovy a Nádražní. Jílovcová výplň pohřbeného údolí probíhajícího mezi Třebovicemi a Českou Třebovou rozděluje kolektor C do dvou částí. Zvodeň v kolektoru C vytvářející se jižně od této hranice má kromě osově části synklinály volnou hladinu. Méně významný proud podzemní vody sestupuje od rozvodí u Opatova k severu a vyvěrá v přelivných pramenech Javorka a Vrbovka v České Třebové. Hlavní směr proudění je k jihu, kdy byla v minulosti zvodeň vedle skrytých vývěřů do Svitavy odvodňována mohutným Petrovými, Banínskými a Tunelovým pramenem. V současnosti jsou prameny zachyceny pro brněnský vodovod. V jižním uzávěru synklinály se periodicky objevují i Hladové prameny u Radiměře. Zvodeň v kolektoru D s volnou hladinou dotuje řeku Svitavu, naopak úsek toku Svitavy nad kolektorem C se projevuje ztrátou její vodnosti. Ústecká synklinála je intenzivně exploatována, z kolektoru C se odebírá v Ústí nad Orlicí 55 l/s, v České Třebové 126 l/s a ve Svitavách 25 l/s. Brněnský vodovod jímá v oblasti Březové nad Svitavou z kolektoru C celkem 290 a 600 l/s a z kolektoru B potom 300 l/s. V podzemní vodě z kolektoru C se projevují zvýšené obsahy dusičnanů v rozmezí 20 – 35 mg/l, zatímco jejich koncentrace ve zvodni v kolektoru B jsou naopak nízké.



Obr. 11.5.: Hydrogeologický řez jižní částí ústecké a vysokomýtskou synklinálou. Upraveno podle Herčíka et al. (1999).

V **kyšperské synklinále** je významný oběh podzemních vod vázán na kolektor B. K dotaci dochází z oblastí stoku a částečně i přímou influkcí z vodotečí. Převážná část zvodně má napjatou hladinu. Oblast nádrže podzemních vod je rozdělena příčnými poruchami do čtyř úseků se samostatným oběhem podzemní vody, drénovanými významnými vodními toky (Divoká a Tichá Orlice, Moravská Sázava, Zdobnice, Třebůvka). Kyšperská synklinála patří k vodohospodářsky významným oblastem, s dosud nízkou mírou exploatace. Jednotlivé soustředěné odběry podzemních vod se pohybují v řádu prvních desítek l/s (Žamberk, Letohrad, Lanškroun, Moravská Třebová).

Regionálně významným kolektorem **podorlické křídy** je kolektor B. Nejvýznamnější oblasti stoku jsou při vyzdvíženém severním a východním okraji a v oblasti strukturní elevace libřické a opočenské antiklinály. Odvodnění je vázáno na tok Divoké Orlice, soutokovou oblast Labe, Úpy a Metuje a křížení toku Dědiny s libřickou antiklinálou. Významným umělým odvodněním je jímání podzemních vod pro vodovod Hradce Králové podél Dědiny (vodovod "Litá" – 270 l/s).

Královedvorskou synklinálu lze charakterizovat jako uzavřenou artéskou pánev s regionálně významným kolektorem A. Zvodeň je doplňována infiltrací srážek v severním a západním křídle a na zvičinské antiklinále. Přírodní drenáž je soustředěna v místě křížení toku Labe s vlčkovickým zlomem, intenzivní je však exploatace podzemní vody v centrální části struktury ve Dvoře Králové.

Hořicko-miletínská křída je strukturně složitá a má přítomný pouze regionálně vyvinutý kolektor A. K jeho dotaci dochází ve výchozové části. Zvodeň v miletínské synklinále nemá soustředěné odvodnění, dílčí odvodnění jsou do menších povrchových toků a konečné v Labi. Nádrž v jižním křídle hořické antiklinály vytváří sestupný proud podzemní vody směřující k východu, který se spojuje s jižním proudem miletínské synklinály. V západním ukončení hořické antiklinály se vytváří zvodeň s převážně volnou hladinou a u Ostroměře se vytváří další samostatná struktura s artéskou zvodní v kolektoru A.

Izolovaný relikt **křídy Kralického příkopu** má značnou celkovou mocnost sedimentů (až 700 metrů) a ideální podmínky pro dotaci podzemní vody z okolních hornin krystalinika. Struktura je částečně exploatovaná pro zásobování Králík a okolí z kolektorů B a C v severní části východního bloku. Puklinový kolektor Da tvořený inoceramovými opukami a kolektor Db v písčitých polohách flyšoidních facií březenského souvrství jsou v jižní části struktury odvodňovány do Tiché Orlice a Březné. Kolektory B a C jsou zde uloženy velmi hluboko pod úrovněmi erozních bází a jsou prakticky izolované.

Izolovaným denudačním reliktem východní části české křídové pánve je **velkoopatovická křída**, která má charakter uzavřené hydrogeologické struktury odkázané pouze na dotaci z atmosférických srážek. Anomálií je nepřítomnost regionálního izolátoru, takže vzniká významné spojitě zvodnění v kolektoru AB. Těleso je částečně drénováno po obvodu na hranici kolektoru A a permu přelivnými prameny, dále skrytými přírony do Malonínského potoka (40 – 60 l/s) a v jímacím území Zámecká zahrada ve Velkých Opatovicích (80 l/s).

Hydrogeologicky významné jsou **jihočeské pánve** budějovická a třeboňská, reprezentující svrchnokřídové sedimenty uložené v tektonicky predisponované ploché kontinentální pánvi. Sedimenty klikovského souvrství obou pánví jsou charakteristické střídáním řady kolektorů (pískovce a slepence) s izolátory (jílovce a prachovce). K infiltraci do kolektorů dochází v oblastech výchozů a významný je i přítok ze sousedního a snad i podložního krystalinika. Vzhledem k předpokládaným neúplným těsnícím vlastnostem jílovců je častým jevem mezivrstevní přetékání. Směry proudění podzemní vody jsou k drenážním bázím. K odvodnění v morfologicky členitějším terénu dochází svahovými a vrstevními prameny. Významným a častým jevem je napájení kvartérních sedimentů nebo rašelinišť. Oběh podzemní vody jednotných rysů je typický pro severní část třeboňské pánve, kde je zřetelná vazba drenážních oblastí na výskyty rašelinišť. Mydlovarské souvrství, zastoupené především v budějovické pánvi, má významné zvodnění zejména v údolí Blanice. Nápadné zvýšení transmisivity souvisí se společným zvodněním s nadložními denudačními relikty tercierních sedimentů.

Významné výskyty mesozoických hornin jsou ve **flyšovém pásmu Západních Karpat**, kde jsou tektonicky včleněny do mladších tercierních sedimentů. Hydrogeologicky významnými horninami jsou vulkanity a karbonátové horniny. Kolektor přípovrchové zóny rozpukaných hornin těšínitové asociace spolu s těšínsko-hradišťskými vrstvami je na území Libotínských

pasek (mezi Novým Jičínem a Veřovicemi) odvodňován více než třiceti prameny s vydatnostmi až v jednotkách l/s. Drenážní funkce krasovo-puklinově porózních štramberských vápenců na okolní horniny se projevuje vznikem pramenů o vydatnostech až 2 - 3 l/s. Podobnou funkci mají i rozpukané a zkrasovělé vápence v bradlovém pásmu, kdežto obalové série vápenců tvořené slínovci a jílovci mají naopak funkci izolátorů.

11.4. Terciérní sedimenty

Flyšové pásmo Západních Karpat je tvořeno stratigraficky (jura až neogén) i litologicky odlišnými typy hornin, které ovlivňují variabilitu propustnosti i celkový charakter oběhu podzemních vod. Celkově lze prostředí karpatského flyše považovat spíše za prostředí s oběhem podzemních vod typickým pro hydrogeologický masiv. Přípovrchová zóna dosahuje zpravidla do hloubek kolem 30 – 40 metrů, pásmo otevřených puklin s výrazně nižší propustností umožňující ještě souvislý oběh podzemní vody může zasahovat až do hloubek 80 – 100 metrů. Některé stavební jednotky s výskyty prostorově souvislých kolektorů vrstevného typu vykazují obecné zákonitosti pohybu podzemních vod v pánevních strukturách. Celkově tedy dominuje oběh podzemních vod v zóně přípovrchového rozpukání a rozvolnění hornin, pouze některá puklinová pásma puklinových a puklinovo-průlinových kolektorů mohou formovat hlubší oběh podzemní vody. Platnost tradiční interpretace psamitů a psefitů jako kolektorů a pelitů jako izolátorů není v prostředí karpatského flyše zcela jednoznačná, zejména při vyšším stupni zpevnění. Nejméně propustnými partiemi bývají kromě plastických pelitů i úseky tvořené hrubě lavicovitými pískovci. Nejvyšší přítoky ve vrtech a báňských dílech bývají naproti tomu pozorovány v úsecích tektonicky porušených jílovců.

V rámci magurské jednotky jsou příkladem významnějších kolektorů lukovské pískovce soláňského souvrství, luhačovické vrstvy a javorinské souvrství. V godulském vývoji slezské jednotky jsou to ostravické pískovce, střední godulské vrstvy, hradištské vrstvy, lokálně těšínské, těšínsko-hradištské souvrství a istebňanské vrstvy. Horniny podslezské a pouzdřanské jednotky mají převážně funkci izolátorů, stejně jako vrstvy ždánické jednotky s výjimkou puklinově propustných ždánických pískovců a jejich zvětralých částí.

Nejvýznamnější zvodnění je v prostředí karpatského flyše jednoznačně vázáno na fluviální, lakustrinní a glacialakustrinní sedimenty kvartéru, které jsou dotovány sestupnými proudy podzemní vody z okolních hornin flyše. Z těchto sedimentů může být jímáno značné množství podzemní vody, příkladem je jímací území Vsetín-Ohrada v údolní nivě Vsetínské Bečvy (vydatnost 80 – 110 l/s).

Významné průlinovo-puklinové kolektory v oblasti karpatského flyše představují bašské a palkovické vrstvy bašského vývoje slezské jednotky. Ty tvoří v pozicích nad erozní bází morfologicky významné vrchy (Palkovické hůrky, Kozlovická hora, Ondřejník). Díky kombinaci dobré propustnosti hornin s morfologií terénu a s vysokými atmosférickými srážkami zde vzniká velké množství pramenů s vydatnostmi až několika l/s. Velké množství drobných pramenů se nachází na úpatí Moravskoslezských Beskyd, Hostýnských vrchů, Ždánického lesa a Chřibů. V území karpatského flyše se lokálně formují minerální vody. Vznik uhličitých vod je geneticky spjatý s přínosem juvenilního CO₂ v širším okolí nezdenického zlomu. Na lokalitách (Luhačovice, Suchá Loz, apod.) dochází k ředění s prostými podzemními vodami kvartéru, což přináší problémy v ochraně zřídelních struktur a způsobu jímání minerálních vod. V hlubších částech souvrství jsou běžně přítomny chloridové jodido-bromové vody charakteru fosilních synsedimentárních vod. Existence sirovodíkových vod je geneticky spjatá s přítomností metanu, jehož zdrojem jsou hlubinná ložiska uhlovodíků. Na podmenilitové vrstvy ždánicko-podslezské jednotky je vázán výskyt síranové minerální vody (širší okolí Šaratice).

Rozsáhlý výskyt terciérních sedimentů je vázán na **karpatskou předhlubeň**. Jedná se o typickou pánevní strukturu, jejíž otevřenost v oblastech výchozů nebo ve strukturně-tektonicky podmíněných dílčích oblastech umožňuje vznik významných zásob podzemních vod vyhovující kvality. Směrem do osní části pánve se postupně objevují podzemní vody blížící se svým složením primárním sysnsedimentárním vodám marinního původu.

Severní část karpatské předhlubně je výrazně asymetrická struktura s výchozy kolektorů na SZ, podmiňujícími výraznou hydrochemickou zonálnost ve směru SZ – JV. K dotaci kolektorů dochází především ze svahů kulmských sedimentů a ve východní části z hornin flyšového pásma. Na Ostravsku je nejvýznamnější zvodnění neogenních sedimentů vázáno na bazální části souvrství na tzv. **detrity**, reprezentující bazální hrubě klastické uloženiny. Jedná se až o několik set metrů mocnou polohu zvodněných sutí, šterku až slepenců krytou jílovitými sedimenty, což způsobuje artéské napjetí zvodně. Podzemní voda má charakter solanek s vysokými obsahy chloridových, jodidových a bromidových aniontů s celkovou mineralizací až v desítkách g/l. Koncentrace jodidového aniontu jsou až v jednotkách mg/l.

Podzemní vody jsou využívány na třech lokalitách, z nichž pouze v Dětmarovické vymýtině se využívá podzemní vody z detritu v přímém nadloží produktivního karbonu. Lázně Darkov využívají podzemní vodu s nižší mineralizací z regionálně průběžně vyvinutého písčitého darkovského obzoru v nadloží pelitických sedimentů spodního badenu. Zvodeň v darkovském obzoru na styku s východním svahem slezského kulmu je využívána i v Klimkovicích.

Vodohospodářsky významné jsou oblasti povrchových výchozů bazálních (okrajových) klastik spodního badenu, např. v širším okolí Suchdola nad Odrou a Stachovic. Další oblastí je oderská kotlina, kde klastika vyplňují přes 200 metrů hluboké kaňonovité údolí a jsou kryta pelity. K infiltraci do kolektoru dochází z okolních hornin krystalinika. V bečevské části karpatské předhlubně jsou významnými lokalitami Loučky u Hranic na Moravě a širší okolí Lipníka nad Bečvou.

Ve **střední části** karpatské předhlubně jsou známy výskyty bazálních a okrajových klastik spodního badenu v nadloží kulmských sedimentů Dražanské vrchoviny. Vodohospodářsky významné kolektory jsou využívány v oblasti Ondratice, Brodku u Prostějova a mezi Vranovicemi a Kelčicemi a z jednotlivých struktur se jímá až 20 l/s. Významné zásoby podzemních vod jsou vázány na kolektory vyplňující údolí Rakovce západně od Vyškova (Drnovice, Račice), které drénují okolní kulm. Existence artéské struktury v brněnské kotlině je dána přítomností kolektoru bazálních klastik krytého souvrstvím pelitických sedimentů. Struktura je v současnosti jen omezeně využívána. K dotaci dochází z hornin krystalinika a paleozoika Moravského krasu, významný je zřejmě i přítok z neogenních sedimentů vyplňujících kaňonovitá údolí směřující do centrální části kotliny ze severu. Pro lokální zásobování jsou využívány i další struktury neogénu na Brněnsku.

Pro **jižní část** karpatské předhlubně je typická přítomnost střídajících se sedimentů s potenciálními vlastnostmi kolektorů i izolátorů, jejich prostorová pozice však neumožňuje vznik regionálně významného kolektoru. Infiltrační oblasti leží při západním okraji pánve a oblasti drenáže jsou v údolí řeky Dyje a dolním toku Jihlavy. V sedimentech eggenburgu a ottnangu lze rozlišit infiltrační oblast s volnou hladinou podzemní vody a artéskou oblast krytou pelity karpátu, jejíž zvodeň má směrem do centra pánve nejprve negativní a dále k JV i pozitivní výtlačnou úroveň. Podzemní voda je vzhledem k lepší kvalitě jímána pouze při západním okraji pánve, na lokalitách Miroslav, Kašenec a Damnice, Vrbovec a Šatov (díleč pánve). Lokálně se projevuje negativní vliv zemědělské činnosti nárůstem obsahu dusičnanů. V sedimentech karpátu je vzhledem k jejich litologickému vývoji pozorován jen pomalý oběh podzemní vody. Chemismus podzemních vod je ovlivněný kontaktem s jílovitými faciemi a neumožňuje intenzivnější soustředěné jímání vod z karpátu. Výchozy písčitého souvrství (Jiřice, Damlín, Hevlín) jsou izolované.

Nejvýznamnějšími jsou sedimentu spodního badenu vystupující mezi hevlínským a dyjským zlomem v tzv. drnholeckém příkopu. Formuje se zde zvodeň v kolektoru s proměnlivou mocností 5 – 150 metrů s nadložní krycí vrstvou pelitů. Oběh podzemní vody byl výrazně zrychlen intenzivními vodárenským využíváním struktury (Brod nad Dyjí, Novosedly, Drnholec, apod.) a lokalizace odběrů určuje směry proudění v celé struktuře. V podloží komplexu neogenních hornin jsou na platformní pokryv Českého masivu (autochtonní mesozoické horniny) vázány výskyty termálních vod (teplota až 50° C), které však mají i vysokou mineralizaci. Tyto podzemní vody byly prokázány při vyhledávacích průzkumech ložisek uhlovodíků a některé vrty jsou charakteristické i samovolným přetokem těchto vod. Neogenní sedimenty **vídeňské pánve** jsou rozčleněny do dílčích ker. Charakteristickou vlastností je výrazný nárůst mineralizace s hloubkou, přičemž režim podzemních vod je na Hodonínsku ovlivněn těžbou lignitů.

Neogenní sedimenty formující pánevní struktury jsou přítomny v podhůří Krušných hor. Režim podzemních vod v **chebské pánvi** je jen minimálně ovlivněn antropogenními zásahy. V pánvi je vyvinuta spodní zvodeň vázaná na bazální jílovitopísčité souvrství a na uhelnou sloj. Horniny nevycházejí na povrch, jsou však charakteristické výrazně vyšší propustností ve srovnání s okolními horninami (smrčinské krystalinikum), které drénují. Nadložní cyprisového souvrství a vonšovské jíly vildštejnského souvrství tvoří artéský strop bazální zvodně. Ve spodní zvodni je podzemní voda vysoce mineralizovaná (desítky g/l), má zvýšené obsahy alkalických iontů a síranů a je lokálně sycena juvenilním CO₂. Svrchní zvodeň se vytváří v propojených kolektorech neogénu a kvartéru.

V **sokolovské pánvi** se na bázi vytváří nejpropustnější kolektor ve starosedelském souvrství komunikující s rozpukaným krystalinickým podložím. Do bazální zvodně je místy zapojeno i pásmo sloje Josef. Artéský strop bazální zvodně je formován vulkanodetritickým souvrstvím s jíly a jílovci. Nadložní slojové pásmo je rozfárané. Výše uložené cyprisové souvrství má převážně izolační vlastnosti, lokálně je však značně zvodněné a dochází k přítokům do podložní hlavní sloje. Bazální zvodeň má vysokou mineralizaci a teploty kolem 40° C, projevuje se však ředění s méně mineralizovanými vodami sestupujícími z krystalinika.

V **severočeské pánvi** se litologicky projevuje zvýšený přínos hrubě klastického materiálu ze severozápadu. Bazální starosedelské souvrství je zachováno v morfologických depresích a nadložní souvrství je tvořeno převážně pelity. Při krušnohorském zlomu jsou zastoupeny psamity, jejichž polohy směrem k V do centra pánve vyklíňují. Souvrství hnědouhelných slojí není litologicky jednotné, má však spíše vlastnosti kolektoru. Významnými fenomény jsou proluviálními sedimenty žatecké a bílinské delty, které se při SZ a JV okraji pánve projevují zvýšeným podílem psamitických sedimentů na úkor pelitů. Mezi Mostem, Bílinou a Duchcovem jsou přítomny tzv. kuřavkové písky, jejichž zvodnění komplikuje důlní činnost. Sycení neogenních sedimentů je zprostředkováno z výchozových částí na jihu pánve, ale také soustředěným proudem podzemní vody sestupujícím ze svahů krystalinika Krušných hor a z proluviálních sedimentů. Původní oběh podzemních vod byl vázán pouze na část pánve nad erozní bází. V důsledku těžby a odvodňování důlních děl došlo k výraznému zrychlení oběhu podzemních vod a ztrátě artéského napjetí v hnědouhelném souvrství. Známým je konflikt zájmů mezi zřidelní strukturou teplické termy a těžbou hnědého uhlí, které prokazatelně negativně ovlivnilo režim i vlastnosti termálních vod.

Drobné denudační reliktu neogenních sedimentů mohou pozitivně ovlivňovat hydrogeologické poměry podložních hornin, zejména v blízkostech erozních bází, a mohou být lokálně vodohospodářsky významné.

11.5. Kvartérní sedimenty

Mezi horniny s obrovským hydrogeologickým významem patří na území České republiky **kvartérní fluvialní sedimenty** a to zejména v **údolních akumulacích**, případně na nižších terasových stupních. Jejich význam je předurčen už jejich petrografií a pozicí v rámci hydrogeologických struktur. Tyto sedimenty charakteru převážně písčitých štěrků nejčastěji sledují v různě širokých pruzích vodní toky. Vyskytují se v okolí větších vodních toků – např. Labe, Moravy, Bečvy, Dyje, Svatky, Odry, Opavy, Ohře, Berounky, ale i celé řady menších vodních toků.

Z regionálního pohledu jsou sedimenty lokalizovány v jednotlivých hydrogeologických strukturách v jejich depresních částech. Na ně jsou obecně vázány zóny vývěru podzemních vod, ať již lokálních, přechodných, nebo regionálních systémů proudění (viz kap. 5.4.1). Význam kvartérních fluvialních sedimentů je navíc umocněn i jejich zpravidla výrazně vyšší propustností ve srovnání s okolními horninami, což ještě zvyšuje jejich drenážní funkci. Je pro ně charakteristická poměrně nízká variabilita hydraulické vodivosti. V údolích vodních toků formují tyto sedimenty morfologicky nápadné ploché reliéfy - tzv. údolní nivy.

Hydrogeologický význam fluvialních sedimentů údolních akumulací jednotlivých vodních toků se však vzájemně značně liší. To je ovlivněno proměnlivým plošným rozsahem údolních niv, petrografickým charakterem sedimentů odrážejícím se v propustnosti sedimentů a jejich mocnostmi předurčující potenciální vodohospodářský význam. Obecně jsou méně významné fluvialní sedimenty menších vodních toků v geomorfologicky členitých terénech, pro které je charakteristická zpravidla menší mocnost zvodněných hornin pohybující se nejčastěji v jednotkách metrů. Naopak nejvýznamnější jsou rozsáhlé akumulací oblasti sedimentů ležící především v **soutokových oblastech** větších vodních toků (např. Labe a Jizery, Labe a Vltavy, Moravy a Bečvy, apod.). Pro ně je charakteristický nejenom výrazně větší plošný rozsah sedimentů, ale také jejich zvýšená mocnost, která může dosahovat až prvních desítek metrů. Nejvýznamnějšími jsou potom lokality, kde je mocnost ještě vyšší v důsledku přítomnosti depresí v předkvartérním podloží – tzv. **přehloubená koryta**. Charakteristickým a významným rysem je společné zvodnění sedimentů vyplňujících deprese s nadložími kvartérními fluvialními sedimenty vodních toků, nejčastěji údolních akumulací nebo nízkých teras. V těchto komplexech se tak vytváří mohutné vodárensky využitelné akumulace podzemních vod.

Vysoké hodnoty transmisivity i storativity kvartérních fluvialních sedimentů údolních akumulací či nízkých teras z nich činí výborné prostředí pro vodárenskou exploataci. Přímá hydraulická spojitost s povrchovými toky navíc umožňuje zvýšit využitelné množství podzemní vody o tzv. indukované zásoby. I pouze několik málo metrů mocné zvodněné sedimenty mají zpravidla výrazně lepší hydraulické parametry ve srovnání s okolními horninami a jsou proto vhodnější k potenciální exploataci.

Na území České republiky jsou proto kvartérní fluvialní sedimenty údolních akumulací využívány k zásobování pitnou i užitkovou vodou. Jedná se nejen o odběry malých množství (desetiny až jednotky l/s) k lokálnímu zásobování jednotlivých domácností či menších obcí, ale i o soustředěné odběry značných množství podzemních vod (až stovky l/s) pro skupinové vodovody rozsáhlých městských aglomerací. Parametrem naznačujícím potenciální význam těchto zvodněných sedimentů pro vodárenskou exploataci je specifická vydatnost (viz kap. 7.2.2). Charakteristické hodnoty specifické vydatnosti při ustáleném snížení hladiny o jeden metr se u kvartérních fluvialních písčitých štěrků pohybují od řádu 10^{-2} až do vyšších jednotek l/s m.

Přírodní, lidskou činností neovlivněná, kvalita podzemních vod je výborná. V některých oblastech je zhoršená přirozeně zvýšenými obsahy některých složek (zejména Fe a Mn) a při případné exploataci pro vodárenské účely proto vyžaduje podzemní voda jednoduchou

úpravu. Soustředění průmyslové i zemědělské činnosti i sídel právě do údolních niv větších vodních toků však v řadě oblastí vede k postupnému lokálnímu i plošnému **zhoršování kvality** podzemních vod. Většina problematiky kontaminační hydrogeologie, související s šířením kontaminantů zvodněným horninovým prostředím a případnými sanačními zásahy, je řešena právě v tomto typu prostředí. Pozitivní význam při ochraně zvodní v kvartérních fluvialních sedimentech údolních akumulací představují svrchní části souvrství – holocénní sedimenty hlinitopísčitého až jílovitého charakteru, označované jako povodňové hlíny. Ty mají ve srovnání s podložními písčity nižší hydraulické vodivosti (až o 4 řády). Představují ochrannou vrstvu mělkých zvodní proti vstupu případné kontaminace z povrchu, takže snižují jejich tzv. zranitelnost.

Typickou oblastí s významným výskytem kvartérních fluvialních sedimentů údolních akumulací a nízkých teras proměnlivého významu je **Polabí** v úseku mezi Jaroměří a Brandýsem nad Labem. Tyto sedimenty sledují v úseku horního Labe tok Labe jen v úzkém pruhu, mocném jen do 5 m. Mocnosti písčitých sedimentů se výrazně zvětšují jen v oblastech soutoku s Úpou a Metují (obvykle 10 m, místy až 20 m). Severně od Jaroměře se výskyt sedimentů Labe výrazně plošně rozšiřuje. Jihozápadně od Hradce Králové se vyskytují 3 významné přehloubená koryta související s postupným překládáním toku Labe k jihovýchodu. Celková mocnost souvrství zde dosahuje až 30 m. Pod Kolínem probíhá další přehloubené koryto až k soutoku Labe s Cidlinou s mocností až 20 m. Naopak sz. od Poděbrad sleduje tok Labe jen úzký pruh sedimentů mocný jen několik metrů. Významnější mocnosti dosahují sedimenty v prostoru soutoku Labe a Jizery a dále sz. od Staré Boleslavi a Brandýsa nad Labem (až 20 m). Kvartérní fluvialní písčité uloženiny údolních akumulací a nízkých teras Labe mají v této oblasti velký vodohospodářský význam. Podzemní vody jsou hojně využívány velkým množstvím domovních studní a rovněž řadou koncentrovaných odběrů k zásobování městských i průmyslových vodovodů. Největší odběry jsou přitom soustředěny do okolí velkých měst – Jaroměře, Hradce Králové, Pardubic (až 100 l/s), Kolína (prameniště Tři Dvory – až 100 l/s), Poděbrady, Nymburk, atd. Přestože se v celé oblasti jímá několik set l/s podzemní vody, průzkumy ukazují, že jsou zde stále značné rezervy ve využití podzemních vod z fluvialních sedimentů.

Plošné rozsahy a mocnosti písčitých fluvialních sedimentů údolních akumulací v okolí přítoků Labe jsou výrazně menší – Jizera (mocnost obvykle 4 – 6 m), Cidlina (v průměru 2 m), Chrudimka (v dolním úseku toku 6 – 7 m), Orlice (v poměrně širokém pruhu až 10 m). Vodohospodářský význam proto nedosahuje významu uloženin Labe. Výjimkou je úsek podél Dolní Bystřice s mocnými uloženinami bývalého toku Labe, kde lze v území u Kratonoh při využití umělé infiltrace získávat až 150 l/s a mezi Třesicemi a Pískem až 350 l/s podzemní vody. Z kvartérních písčitých štěrků podél dolního toku Jizery se jímá až 1000 l/s pro pražský vodovod. Podzemní voda zde z části pochází ze střednoturonské zvodně, částečně z břehové infiltrace z Jizery. Současně se u Sojovic získává umělou infiltrací kolem 1000 l/s. Ostatní výskyty fluvialních sedimentů menších vodních toků mají již jen lokální význam.

Příkladem struktur s obrovským hydrogeologickým významem jsou na severní Moravě tzv. **přehloubená subglaciální koryta**. Bohumínské subglaciální koryto je vyplněno až 80 metrů mocným souvrstvím písků, ale vzhledem k přítomnosti tekoucích písků (kuřavek) zde není podzemní voda využívána. Odběry v jímacím území Ostrava – Nová Ves (přes 100 l/s) jsou soustředěny na zábřežské subglaciální koryto vyplněné hrubozrnným materiálem mocným 50 - 60 metrů. Mezi Krnovem a Opavou jsou využívány i glaciální sedimenty ležící nad úrovní erozní báze, které jsou plošně málo mocné, ale drénují podzemní vodu sestupující z okolních kulmských sedimentů. Další oblasti výskytu přehloubených koryt jsou v povodí Moravy. Nejvýznamnější oblast leží v okolí Olomouce. V jednom z těchto přehloubených koryt u Černovíru je situováno jímací území pro vodovod města Olomouce (celková vydatnost 150 l/s), které je však potenciálně ohroženo jak možnostmi kontaminace

z povrchových vodotečí, tak i z intenzivní zemědělské činnosti. Podobně významnou je soutoková oblast Moravy a Bečvy – např. jímací území Troubky nad Bečvou. Na obou lokalitách jsou vysoké specifické vydatnosti vrtů, které při jednometrovém snížení dosahují až několika l/s. V oblasti středního toku Moravy jsou dobré podmínky i pro využití indukovaných zdrojů, které jsou v úseku Tovačova a Kojetína již využívány. K vodárenské exploataci jsou v této oblasti mimo jiné využívány i důlní prostory po těžbě štěrkopísků (štěrkoviště), které jsou zaplněny podzemní vodou. Jejich nevýhodou je extrémně vysoká zranitelnost podzemní vody.

Pánevní strukturou s velkým významem je **mohelnická brázda**. Je vyplněná až 300 metrů mocným plio-pleistocenním souvrstvím s převahou průlinově porózních kolektorů tvořených štěrky, písky a polohami izolátorů (jíly) a je zvodněná v celé své mocnosti. Hlubší partie lokálně vykazují artéské napětí. Ve struktuře je situována řada významných jímacích území (Mohelnice, Zábřeh, Šumperk) se specifickými vydatnostmi vrtů až 10 l/s na 1 metr snížení. Z regionálního pohledu se jedná o strukturu odvodňující okolní krystalinikum a paleozoické horniny. Struktura je na jihu uzavřena římským prahem, přes který jsou přebytky podzemní vody odváděny do fluviálních sedimentů Moravy.

Značný význam mají kvartérní fluviální sedimenty údolních akumulací také v oblastech, kde jejich zvodnění představují jedinou možnou alternativu pro vodárenskou exploataci. Příkladem jsou oblasti v krystaliniku Českého masivu, flyšové pásmo Západních Karpat, nebo většina permokarbonských pánví – např. boskovická brázda. Největší význam má v boskovické brázdě údolní akumulace Svitavy, jejíž zvodněná část má nejčastěji mocnost v rozmezí od 2 – 6 metrů. Specifická vydatnost při jednom metru snížení zde dosahuje až 3,6 l/s m, průměrná hodnota hydraulické vodivosti se pohybuje v řádu 10^{-4} m/s. Pro obec Svitávku zajišťují požadovanou vydatnost 15 l/s dvě vrtané studny. Podobný význam mají fluviální sedimenty Rokytne a Jihlavy u Ivančic v jižní části boskovické brázdy, kde byla ověřena vydatnost 13 l/s. Rovněž fluviální sedimenty údolní akumulace Svratky v okolí Tišnova představují vzhledem ke svým příznivým hydraulickým parametrům vhodné prostředí pro exploataci podzemní vody.

Literatura ke kapitole 11:

- Čurda, J. (2002): Podklady k přednášce Regionální hydrogeologie pro studenty magisterského studia geologie PřF MU v Brně. MS ČGS Praha.
- Hazdrová, M. – Daňková, H. – Kněžek, M. – Kulháněk, V. – Štefek, J. – Trefná, E. (1984): Vysvětlivky k základní hydrogeologické mapě ČSSR 1:200000 list 12 Praha. ÚUG Praha.
- Hazdrová, M. – Jetel, J. – Daňková, H. – Kněžek, M. – Kulháněk, V. – Trefná, E. (1980): Vysvětlivky k základní hydrogeologické mapě ČSSR 1:200000 list 02 Ústí nad Labem. ÚUG Praha.
- Hazdrová, M. – Krásný, J. – Daňková, H. – Kněžek, M. – Kulháněk, V. – Trefná, E. (1984): Vysvětlivky k základní hydrogeologické mapě ČSSR 1:200000 list 22 Strakonice. ÚUG Praha.
- Herčík, F. – Herrmann, Z. – Valečka, J. (1999): Hydrogeologie České křídové pánve. ČGÚ Praha.
- Homola, V. – Grmela, A. (1991): Geologie kapalin a plynů - 2. část: Hydrogeologie 2. díl. Vysokoškolská skripta VŠB Ostrava.
- Homola, V. – Klír, S. (1975): Hydrogeologie ČSSR III Hydrogeologie ložisek nerostných surovin. Academia Praha.
- Hynie, O. (1961): Hydrogeologie ČSSR I Prosté vody. Nakladatelství ČSAV Praha.
- Jetel, J. (1985): Metody regionálního hodnocení hydraulických vlastností hornin. Metodická příručka 1. ÚUG Praha.
- Jetel, J. – Krásný, J. – Daňková, H. – Kněžek, M. – Kulháněk, V. – Rybářová, L. – Trefná, E. (1986): Vysvětlivky k základní hydrogeologické mapě ČSSR 1:200000 list 03 Liberec list 04 Náchod (část). ÚUG Praha.
- Kolářová, M. – Hrkal, Z. – Daňková, H. – Kněžek, M. – Kulháněk, V. – Trefná, E. (1986): Vysvětlivky k základní hydrogeologické mapě ČSSR 1:200000 list 11 Karlovy Vary a list 01 Vejprty. ÚUG Praha.
- Krásný, J. – Daňková, H. – Kněžek, M. – Krásná, R. – Kulháněk, V. – Skořepa, J. – Trefná, E. (1982): Vysvětlivky k základní hydrogeologické mapě ČSSR 1:200000 list 13 Hradec Králové. ÚUG Praha.
- Kryštofová, E. (2002): Podklady k přednášce Regionální hydrogeologie pro studenty magisterského studia geologie PřF MU v Brně – část karpatská předhlubeň – úsek jih. MS ČGS Brno.
- Michlíček, E. a kol. (1986): Hydrogeologické rajóny podzemních vod v povodí Moravy a Odry. MS Geotest n.p. Brno.

Myslil, V. – Daňková, H. – Kačura, G. – Kněžek, M. – Krásný, J. – Kulhánek, V. – Šebesta, J. – Štych, J. – Trefná, E. (1986): Vysvětlivky k základní hydrogeologické mapě ČSSR 1:200000 list 23 Jihlava. ÚUG Praha.

Myslil, V. – Dvořák, J. – Holánek, J. – Kněžek, M. – Michlíček, E. – Sukovitá, D. – Šebesta, J. – Štefek, J. – Taraba, I. – Trefná, E. (1985): Vysvětlivky k základní hydrogeologické mapě ČSSR 1:200000 list 24 Brno. ÚUG Praha.

Nováková, D. (2002): Podklady k přednášce Regionální hydrogeologie pro studenty magisterského studia geologie PřF MU v Brně – část flyšové pásmo Západních Karpat. MS ČGS Brno.

Příloha A:

Anglicko - český hydrogeologický slovníček

Acid mine drainage (AMD)	kyselé důlní vody
Activity	aktivita (u iontů)
Activity coefficient	aktivitní koeficient
Adsorption isotherms	adsorpční izotermy
Advection	advekce
Advection dispersion equation (ADE)	advekčně-disperzní rovnice (ADR)
Analytical methods	analytické metody
Aquiclude	izolátor
Aquifer	kolektor
Aquitard	poloizolátor
Artesian well	artéský vrt
Aspect ratio	poměr délka/hloubka (u pánve)
Base flow recession curve	recesní křivka základního odtoku
Baseflow	základní odtok
Boulton's S curve	Boultonova S-křivka
Boundary conditions	okrajové podmínky
Capillary curve	kapilární křivka
Capillary fringe	kapilární tráseň
Catchment area	povodí
Cation exchange capacity (CEC)	výměnná kapacita kationtů
Compressibility of water	stlačitelnost vody
Conduit flow	proudění v kanálech (v krasu)
Confined aquifer	napjatá ustálené proudění
Contaminant plume	kontaminační mrak
Continuous source	trvalý zdroj (kontaminace)
Darcy's Law	Darcyho zákon
Dead carbon	mrtvý uhlík (u datování ^{14}C)
Decay	rozpad
Decay constant of 1 st order	rozpadová konstanta 1.řádu
Deterministic methods	deterministické metody
Diffuse double layer (DDL)	elektrická dvojvrstva (u adsorpce)
Diffuse flow	difusní proudění (v krasu)
Diffusion	difuze
Discharge	vývěr
Discharge zone	zóna vývěru
Dispersion	disperse
Dispersivity	dispersivita

Dissolved contamination	rozpuštěná kontaminace
Distribution coefficient octanol-water K_{ow}	distribuční koeficient oktanol-voda
Drainage porosity	drenážní pórovitost
Drawdown	snížení (hladiny při čerpání)
Effective porosity	efektivní pórovitost
Effective strain	efektivní napětí
Elevation head	geodetická výška
Enriched tritium analysis	nabohacená analýza (u tritia)
Enrichment factor	koeficient nabohacení (u izotopů)
Equilibrium constant	rovnovážná konstanta
Equipotential line	ekvipotenciální linie
Evapotranspiration	evapotranspirace
Field parameters	parametry měřené v terénu
Filtration and acidification	filtrace a okyselení (vzorku)
Finite differences method (FDM)	metoda konečných rozdílů
Finite elements method (FEM)	metoda konečných prvků
Flow-through cell	průtočná buňka (u vzorkování)
Flow net	proudová síť
Fraction of organic carbon f_{oc}	podíl organického uhlíku (v pevné fázi)
Fractionation factor	frakcionační faktor (u izotopů)
Fractured media	puklinové prostředí
Free (Gibbs) energy	Gibbsova volná energie
Free phase	volná fáze (u organických kontaminantů)
Geochemical modeling	geochemické modelování
Henry's Law Constant H	konstanta Henryho zákona
Homogeneity/heterogeneity	homogenita/heterogenita
Hydraulic conductivity	hydraulická vodivost
Hydraulic head	hydraulická výška
Hydrogeological modeling	hydrogeologické modelování
In-line filter	liniový filtr (u vzorkování)
Infiltration	infiltrace
Initial conditions	počáteční podmínky
Instantaneous source	jenorázový zdroj (kontaminace)
Intrinsic permeability	propustnost
Ion activity product IAP	součin iontových aktivit
Ionic strength	iontová síla
Isotopic standard	isotopový standard
Isotropy/anisotropy	isotropie/anisotropie
Jacob's approximation	Jacobova aproximace
Karst	kras
Krieging	krigování (při interpolaci dat)

Landfill	skládka
Laplace's equation	Laplaceova rovnice
Leakage	přetékání
Leakage factor	faktor těsnosti
Leaky aquifer	zvodeň s přetékáním
LNAPL/DNAPL	lehký/těžký (vzhledem k vodě) organický kontaminant nemísitelný s vodou
Mass balance	hmotnostní bilance
Method of characteristics (MOC)	metoda charakteristik (u modelování transportu)
Mine tailings	úpravnické důlní odpady
Mining waste	skrývka
Natural attenuation	přirozená atenuace
Non-equilibrium (Theis) equation	Theisova rovnice pro neustálené proudění
Numerical methods	numerické metody
Observation well	pozorovací vrt
Order of reaction	řád reakce (u kinetiky)
Partial differential equations (PDE)	parciální diferenciální rovnice (PDR)
Percents of modern carbon (PMC)	procento moderního uhlíku (u ^{14}C)
Perched aquifer	zavěšená zvodeň
Piezometer	piezometr
Porous media	pórové prostředí
Potentiometric surface	potenciometrický povrch
Precipitation	srážky
Precipitation/dissolution	vysrážení/rozpouštění (minerálu)
Preservation of sample	konzervace vzorku
Pressure gauge	tlakoměr
Pressure head	tlaková výška
Primary porosity	primární pórovitost
Pump	čerpadlo
Pumping rate	čerpané množství
Pumping well	čerpací vrt
Radial flow	radiální proudění
Radioactive isotopes	radioaktivní isotopy
Radiogenic isotopes	radiogenní isotopy
Random walk method (RWM)	metoda náhodné procházky (u modelování transportu)
Rayleigh's distillation	Rayleighova destilace (u isotopů)
Reactive minerals	reaktivní minerály
Recession constant	recesní konstanta
Redox couple	redoxní pár
Redox reactions	redoxní (oxidačně-redukční reakce)
Recharge	doplňování

Recharge zone	zóna doplňování
Representative elementary volume (REV)	reprezentativní elementární objem
Retardation factor	retardační faktor
Sampling	vzorkování
Sampling bottle	vzorkovací láhev
Saturation index SI	saturační index (v hydrogeochemii)
Secondary porosity	sekundární pórovitost
Selectivity coefficient	výměnný koeficient (u výměny kationtů)
Semivariogram	semivariogram (v geostatistice)
Separation of hydrogram	separace hydrogramu
Solid phase composition	složení pevné fáze
Solubility product	součin rozpustnosti
Solubility S	rozpustnost
Specific capacity	specifická kapacita (u vrtu)
Specific retention	specifická retence
Specific storage S_s	pružná zásobnost S_p
Specific surface	měrný povrch
Specific yield S_y	volná zásobnost S_v
Spring	pramen
Stable isotopes	stabilní isotopy
Steady state flow	ustálené proudění
Steady state plume	ustálený kontaminační mrak
Stochastic methods	stochastické metody
Storativity	storativita
Streamlines	proudové linie
Suction lysimeter	sací lyzimetr
Surface complexation method (SCM)	metoda povrchové komplexace (u adsorpce)
Surface runoff (Hortonian overland flow)	povrchový odtok
Tensiometer	tenziometr
Throughflow	hypodermický odtok
Total porosity	celková pórovitost
Total strain	celkové napětí
Transient flow	neustálené proudění
Transmissivity	transmisivita
Tritium units (TU)	tritiové jednotky
V-notch weir	přepad ve tvaru V
Vapor pressure P	tenze páry
Void ratio	číslo pórovitosti
Water balance	vodní bilance

Water table	hladina vody
Water table (unconfined) aquifer	volná zvědeň
Weir	přepad (na měření průtoku)
Well	vrt
Well function $W(u)$	studňová funkce
Well logging	karotáž
World Meteoric Water Line (LMWL)	světová linie meteorické vody

2. Česko-anglický hydrogeologický slovníček

Adsorpční izotermy	adsorption isotherms
Advekce	advection
Aktivita (u iontů)	activity
Aktivitní koeficient	activity coefficient
Analytické metody	analytical methods
Celková pórovitost	total porosity
Celkové napětí	total stress
Čerpací vrt	pumping well
Čerpadlo	pump
Čerpané množství	pumping rate
Darcyho zákon	Darcy's Law
Deterministické metody	deterministic methods
Difuze	diffusion
Difusní proudění (v krasu)	diffuse flow
Disperse	dispersion
Advekčně-disperzní rovnice (ADR)	advection-dispersion equation (ADE)
Dispersivita	dispersivity
Doplňování	recharge
Drenážní pórovitost	drainage porosity
Důlní úpravnické odpady	mine tailings
Efektivní napětí	effective stress
Efektivní pórovitost	effective porosity
Ekvipotenciální linie	equipotential line
Elektrická dvojvrstva (u adsorpce)	diffuse double layer (DDL)
Evapotranspirace	evapotranspiration
Faktor těsnosti	leakage factor
Filtrace a okyselení (vzorku)	filtration and acidification of sample
Recesní křivka	base-flow recession curve
Geodetická výška	elevation head
Geochemické modelování	geochemical modeling
Gibbsova volná energie	free (Gibbs) energy
Hladina vody	water table
Homogenita/heterogenita	homogeneity/heterogeneity
Hydraulická vodivost	hydraulic conductivity
Hydraulická výška	hydraulic head
Hydrogeologické modelování	hydrogeological modeling
Hypodermický odtok	throughflow
Infiltrace	infiltration
Iontová síla	ionic strength

Isotopový standard	isotopic standard
Isotropie/anisotropie	isotropy/anisotropy
Izolátor	aquiclude
Jacobova aproximace	Jacob's approximation
Jednorázový zdroj (kontaminace)	instantaneous source
Kapilární křivka	capillary curve
Kapilární traseň	capillary fringe
Karotáž	well logging
Koeficient frakcionace (u izotopů)	fractionation factor
Koeficient nabohacení (u izotopů)	enrichment factor
Kolektor	aquifer
Konstanta Henryho zákona	Henry's Law Constant H
Kontaminační mrak	contaminant plume
Konzervace vzorku	preservation of sample
Kras	karst
Krigování (při interpolaci dat)	krieging
Kyselá důlní vody	acid mine drainage (AMD)
Laplaceova rovnice	Laplace's equation
Liniový filtr	in-line filtr
Měrný povrch	specific surface
Metoda charakteristik (u modelování)	method of characteristics (MOC)
Metoda konečných prvků	finite elements method (FEM)
Metoda konečných rozdílů	finite differences method (FDM)
Metoda náhodné procházky (u modelování)	random walk method (RWM)
Metoda povrchové komplexace (u adsorpce)	surface complexation method (SCM)
Mrtvý uhlík (u datování ^{14}C)	dead carbon
Nabohacená analýza (u tritia)	enriched tritium analysis
Napjatá zvědeň	confined aquifer
Neustálené proudění	transient flow
Přepad ve tvaru V	V-notch weir
Numerické metody	numerical methods
Okrajové podmínky	boundary conditions
Organický kontaminant nemísitelný s vodou lehký/těžký (vzhledem k vodě)	LNAPL/DNAPL
Parametry měřené v terénu	field parameters
Parciální diferenciální rovnice (PDR)	partial differential equations (PDE)
Piezometr	piezometer
Počáteční podmínky	initial conditions
Podíl organického uhlíku (v pevné fázi)	fraction of organic carbon f_{oc}

Poloizolátor	aquitard
Poměr délka/hloubka (u pánve)	aspect ratio
Pórové prostředí	porous media
Potenciometrický povrch	potentiometric surface
Povodí	catchment area
Povrchový odtok	surface runoff (Hortonian overland flow)
Pozorovací vrt	observation well
Pramen	spring
Primární pórovitost	primary porosity
Procento moderního uhlíku (u ^{14}C)	percents of modern carbon (PMC)
Koeficient propustnosti	intrinsic permeability
Proudění v kanálech (v krasu)	conduit flow
Proudová síť	flow net
Proudová linie	streamline
Pružná zásobnost S_p	specific storage S_s
Přepad	weir
Přetékání	leakage
Přirozená atenuace	natural attenuation
Puklinové prostředí	fractured media
Radiální proudění	radial flow
Radioaktivní isotopy	radioactive isotopes
Radiogenní isotopy	radiogenic isotopes
Rayleighova destilace (u isotopů)	Rayleigh's distillation
Reaktivní minerály	reactive minerals
Recesní konstanta	recession constant
Redoxní (oxidačně-redukční) reakce	redox reactions
Redoxní pár	redox couple
Reprezentativní elementární objem	representative elementary volume (REV)
Retardační faktor	retardation factor
Rovnovážná konstanta	equilibrium constant
Rozpad	decay
Rozpadová konstanta 1.řádu	decay constant of 1 st order
Rozpustnost	solubility
Rozpuštěná kontaminace	dissolved contamination
Řád reakce	order of reaction
Sací lyzimetr	suction lysimeter
Saturační index	saturation index SI
Sekundární pórovitost	secondary porosity
Semivariogram (v geostatistice)	semivariogram
Separace hydrogramu	separation of hydrogram
Skládka	landfill

Složení pevné fáze	solid phase composition
Snížení (při čerpání)	drawdown
Součin iontových aktivit	ion activity product IAP
Součin rozpustnosti	solubility product
Specifická kapacita (u vrtu)	specific capacity
Specifická retence	specific retention
Srážky	precipitation
Stabilní isotopy	stable isotopes
Ustálené proudění	steady-state flow
Ustálený kontaminační mrak	steady-state plume
Stlačitelnost vody	compressibility of water
Stochastické metody	stochastic methods
Storativita	storativity
Studňová rovnice	well function $W(u)$
Světová linie meteorické vody	World Meteoric Water Line (LMWL)
Tenze páry	vapor pressure
Tenziometr	tensiometer
Theisova rovnice	non-equilibrium (Theis) equation
Tlakoměr	pressure gauge
Tlaková výška	pressure head
Transmisivita	transmissivity
Tritiové jednotky	tritium units (TU)
Trvalý zdroj (kontaminace)	continuous source
Úpravnické důlní odpady	mine tailings
Visutá zvodeň	perched aquifer
Vodní bilance	water balance
Volná fáze	free phase
Volná zásobnost S_v	specific yield S_y
Volná zvodeň	water table (unconfined) aquifer
Vrt	well
Vrt s přetokem	artesian well
Výměnná kapacita kationtů	cation exchange capacity (CEC)
Výměnný koeficient (u výměny kationtů)	selectivity coefficient
Vysrážení/rozpouštění (minerálu)	precipitation/dissolution
Vývěr	discharge
Vzorkovací láhev	sampling bottle
Vzorkování	sampling
Základní odtok	baseflow
Zóna doplňování	recharge zone
Zóna vývěru	discharge zone
Zvodeň s přetékáním	leaky aquifer

ZÁKLADY HYDROGEOLOGIE

MSc. Ondřej Šráček, Ph.D.

Mgr. Tomáš Kuchovský, Ph.D.

Vydala Masarykova univerzita v Brně roku 2003

I. vydání, 2003 náklad 250 výtisků

AA - 13,70 VA - 13,98 186 stran

Tisk Vydavatelství MU, Brno-Krávův Hora

Pořadové číslo 3766-17/34

ISBN 80-210-3146-8

Tato publikace neprošla redakční ani jazykovou úpravou
v redakci vydavatele.

