

Univerzita Palackého v Olomouci

Katedra geografie

ZÁKLADY FYZICKÉ GEOGRAFIE 1 - HYDROLOGIE

(pracovní verze určená k ověření ve výuce)

Renata Pavelková Chmelová

Jindřich Frajer



evropský
sociální
fond v ČR



EVROPSKÁ UNIE



MINISTERSTVO ŠKOLSTVÍ,
MLÁDEŽE A TĚLOVÝCHOVY



OP Vzdělávání
pro konkurenceschopnost

INVESTICE DO ROZVOJE VZDĚLÁVÁNÍ

„Rozšíření akreditace studia učitelské geografie na PŘF UP v Olomouci o kombinovanou formu“

CZ.1.07/2.2.00/18.0014

Vytvořeno jako pracovní verze distanční studijní opory určená k ověření ve výuce.

Obsah

Obsah.....	3
Úvod.....	7
Vysvětlivky k ikonám.....	8
1 Úvod do hydrologie	9
1.1 Hydrologie.....	9
1.2 Dělení hydrologie.....	10
1.3 Dějiny hydrologické vědy.....	12
1.3.1 Vývoj a organizace hydrologie v českých zemích	13
2 Voda na Zemi	15
2.1 Původ vody na Zemi.....	15
2.2 Zásoby vody na Zemi	16
2.3 Fyzikální a chemické vlastnosti vody	17
2.4 Funkce vody	19
3 Hydrografie.....	24
3.1 Co je hydrografie?	24
3.2 Hydrografická síť	24
3.2.1 Uspořádání říční sítě	27
3.2.2 Hustota říční sítě.....	27
3.3 Morfometrické a morfologické charakteristiky vodních toků.....	28
3.3.1 Řád vodního toku.....	28
3.3.2 Délka vodního toku	30
3.3.3 Stupeň vývoje toku	30
3.3.4 Průměrný sklon toku.....	30
3.3.5 Spádová křivka	311
3.4 Geometrické a fyzikálně-geografické vlastnosti povodí	31
3.4.1 Plocha povodí	31
3.4.2 Střední šířka povodí	33
3.4.3 Délka rozvodnice a délka povodí.....	33
3.4.4 Tvar povodí.....	33
3.4.5 Výškopisné poměry povodí	35
3.4.6 Lesnatost povodí	35
3.4.7 Další fyzicko-geografické charakteristiky povodí.....	36
4 Srážko-odtokový proces v povodí	37
4.1 Hydrologický cyklus v povodí	37
4.1.1 Intercepce	38

4.1.2	Retence.....	39
4.1.3	Infiltrace	39
4.1.4	Výpar.....	39
4.2	Základní typy odtoku.....	42
4.3	Hydrologická bilance.....	42
5	Hydrometeorologie	45
5.1	Atmosférické srážky.....	45
5.1.1	Déšť	46
5.1.2	Přívalové deště	47
5.1.3	Měření srážek klasickými pozemními metodami	48
5.1.4	Stanovení srážek pomocí dálkového průzkumu Země.....	49
5.1.5	Sněhová pokrývka	51
5.1.6	Plošné rozložení srážek na povodí.....	51
6	Hydrometrie	54
6.1	Měření hydrologických prvků	54
6.1.1	Měření vodního stavu	55
6.1.2	Měření teploty vody.....	56
6.1.3	Pozorování ledových jevů.....	57
6.1.4	Splaveniny	57
6.1.5	Měření průtoků.....	58
6.2	Vztah mezi vodním stavem a průtokem.....	61
7	Hydraulika vodního toku, fluviální činnost	64
7.1	Hydraulika vodního toku	64
7.2	Vývoj vodního toku.....	66
7.2.1	Eroze a vodní toky	67
7.3	Fluviální tvary.....	69
7.3.1	Zákruty a meandry	70
7.3.2	Strže.....	72
7.3.3	Údolí.....	73
7.3.4	Říční terasy.....	73
7.3.5	Štěrková lavice.....	74
7.3.6	Náplavový kužel.....	74
7.3.7	Říční niva	75
7.4	Říční krajina.....	76
8	Režim vodních toků	80
8.1	Měrné jednotky odtoku	80
8.2	Hodnocení průtoků.....	81
8.3	Hodnocení vodních stavů	83

8.4	Hydrologické modely a další metody používané v hydrologické praxi	83
9	Extrémní jevy v povodí	88
9.1	Povodně	88
9.1.1	Typy povodní dle příčiny	89
9.1.2	Popis povodňové události	90
9.1.3	Opatření proti povodním	91
9.2	Sucho	92
9.2.1	Sucho v ČR	93
10	Limnologie	95
10.1	Definice jezera	95
10.2	Fáze vývoje jezer	96
10.3	Morfometrické charakteristiky jezer	97
10.4	Vodní bilance jezer	99
10.5	Vlastnosti jezerní vody	100
10.5.1	Proudění	100
10.5.2	Vlnění	100
10.5.3	Teplotní vlastnosti jezer	101
10.5.4	Průzračnost a barva vody jezer	103
10.5.5	Ledové jevy	104
10.5.6	Život ve vodě jezera	104
10.6	Klasifikace jezer	105
10.6.1	Klasifikace dle geomorfologických sil, které se podílely na vzniku jezer	105
10.6.2	Klasifikace dle původu jezerní pánve	108
10.6.3	Klasifikace jezer dle chemického složení vody	108
10.6.4	Klasifikace jezer dle vertikální výměny vody	108
10.6.5	Klasifikace jezer dle teplotních poměrů	109
10.6.6	Klasifikace jezer dle převládajících biologických procesů	109
10.6.7	Klasifikace jezer dle odtoku	109
10.7	Bažiny a mokřady	109
11	Hydrologie podzemních vod	111
11.1	Rozdělení podzemních vod	111
11.1.1	Půdní voda	112
11.1.2	Podzemní vody prosté	113
11.1.3	Prameny	115
11.1.4	Minerální vody	115
11.2	Hydrologické charakteristiky podzemních vod	116
12	Voda v oceánech	118
12.1	. Oceánografie	118

12.1.1	Světový oceán	119
12.2	. Vybrané vlastnosti mořské vody	119
12.3	Pohyb mořské vody	121
12.3.1	Eolické vlnění vody	121
12.3.2	Mořské proudy	122
12.3.3	Význam mořských proudů v rozvodu tepla a živin	123
13	Vodní hospodářství	125
13.1	Vodní hospodářství	125
13.1.1	Etapy ve vývoji vodního hospodářství	125
13.1.2	Vývoj legislativy vodního hospodářství v ČR	126
13.1.3	Složky vodního hospodářství v ČR	126
13.1.4	Problémy vodního hospodářství	127
	Závěr	128
	Použité zdroje.....	129
	Profil autorů	131

Úvod

Vážení studenti, do rukou se Vám dostává pracovní verze studijního textu Základy fyzické geografie 1 – Hydrologie. Tento text je vytvořen v souladu se zásadami pro tvorbu distančních studijních opor, proto má možná pro Vás poněkud nezvyklou formu. V budoucnosti by měl sloužit Vaším kolegům z připravované kombinované formy studijního oboru Geografie. Cílem pracovníků katedry geografie je zpracovat pro ně studijní opory tak, aby i ve specifických podmínkách „domácí přípravy“ kombinované se sobotními tutoriály získali stejnou sumu znalostí jako Vy, účastníci prezenčního studia. Na rozdíl od Vás budou tito Vaši kolegové studovat při zaměstnání, a tudíž budou mít jen omezené možnosti konzultovat nejasné nebo obtížně srozumitelné pasáže textu. Budeme Vám proto vděční, když autory této studijní opory na taková místa upozorníte.

Přípravu distanční formy studijního oboru Geografie zajišťuje projektový tým Operačního projektu Vzdělání pro konkurenceschopnost – CZ.1.07/2.2.00/18.0014 „Rozšíření akreditace studia učitelské geografie na PŘF UP v Olomouci o kombinovanou formu“, do kterého je zapojena většina členů katedry geografie, mj. všichni vyučující. Z prostředků projektu je hrazena zejména příprava studijních opor. Ty jsou postupně zpracovávány podle jednotné metodiky tak, aby byly během akademického roku 2012–13 ověřeny ve výuce. Jejich definitivní verze budou recenzovány jak z odborného, tak didaktického hlediska.

Vysvětlivky k ikonám

Průvodce studiem

Prostřednictvím průvodce studiem k vám promlouvá autor textu. V průběhu četby vás upozorňuje na důležité pasáže, nabízí vám metodickou pomoc a nebo předává důležitou vstupní informaci ke studiu kapitoly.



Příklad

Příklad objasňuje probírané učivo, případně propojuje získané znalosti s ukázkou jejich praktické aplikace.



Úkoly

Pod ikonou úkoly najdete dva druhy úkolů. Buď vás autor vybídne k tomu, abyste se pod nějakou otázkou zamysleli a uvedli svůj vlastní názor na položenou otázku, nebo vám zadá úkol, kterým prověřuje získané znalosti. Správné řešení zpravidla najdete přímo v textu.



Pro zájemce

Část pro zájemce je určena těm z vás, kteří máte zájem o hlubší studium dané problematiky. Najdete zde i odkazy na doplňující literaturu. Pasáže i úkoly jsou zcela dobrovolné.



Řešení

V řešení můžete zkontrolovat správnost své odpovědi na konkrétní úkol nebo v něm najdete řešení konkrétního testu. Váží se na konkrétní úkoly, testy! Nenačítejte zde databázi správných odpovědí na všechny úkoly a testy v textu!



Shrnutí

Ve shrnutí si zopakujete klíčové body probírané látky. Zjistíte, co je pokládáno za důležité. Pokud shledáte, že některému úseku nerozumíte, nebo jste učivo špatně pochopili, vraťte se na příslušnou pasáž v textu. Shrnutí vám poskytne rychlou korekci!



Kontrolní otázky a úkoly

Prověřují: do jaké míry jste pochopili text, zapamatovali si podstatné informace a zda je dokážete aplikovat při řešení problémů. Najdete je na konci každé kapitoly. Pečlivě si je promyslete. Odpovědi můžete najít ve více či méně skryté formě přímo v textu. Někdy jsou tyto otázky řešeny na tutoriálech. V případě nejasností se obraťte na svého tutora.



Pojmy k zapamatování

Najdete je na konci kapitoly. Jde o klíčová slova kapitoly, která byste měli být schopni vysvětlit. Po prvním prostudování kapitoly si je zkuste nejprve vyplnit bez nahlédnutí do textu! Teprve pak srovnajte s příslušnými formulacemi autora. Pojmy slouží nejen k vaší kontrole toho, co jste se naučili, ale můžete je velmi efektivně využít při závěrečném opakování před testem!



1 Úvod do hydrologie

Cíl

Po prostudování této kapitoly budete umět:

- Vysvětlit co je hydrologie a předmět jejího studia
- Rozdělit hydrologii na dílčí subdisciplíny
- Určit milníky vývoje hydrologické vědy ve světě a v ČR

Doba potřebná k prostudování kapitoly: **60 minut**.

Průvodce studiem

V úvodní kapitole si vysvětlíme co je hydrologie, jakým způsobem se definuje a čím se zabývá. Uvedeme si dílčí hydrologické obory a poodhalíme roušku historie hydrologické vědy a organizace hydrologie v českých zemích.



1.1 Hydrologie

Hydrologie je v obecném smyslu nauka o vodě. Původ slova hydrologie je v latinském „logos“ (vědění, slovo) a „hydro“ z řeckého základu „hydór“ (voda). Existuje řada definic, které se snaží vymezit obsah hydrologie a objekty jejího studia, následující výběr je toho důkazem:

„Hydrologie je věda, která se zabývá zákonitostmi nepřetržitě probíhajícího oběhu vody a jejího výskytu v přírodě, se zvláštním zřetelem na její množství, kvalitu a účinek v přírodě a společnosti.“ (Netopil, 1972)

Definice hydrologie

„Hydrologie je věda o Zemi popisující a předpovídající výskyt, oběh a rozdělení vody na Zemi a v její atmosféře“ (Eagleson, 1991)

„Hydrologie je vědní obor zabývající se zákonitostmi časového i prostorového rozdělení a oběhu vody na Zemi, jakož i jejími fyzikálními, chemickými a biologickými vlastnostmi“ (Slavík, Neruda 2007)

„Hydrologie je věda zabývající se různými formami vody tak, jak existují v přirozeném prostředí“ (Thomas, Goudie 2010)

„Hydrologie je věda, zabývající se výskytem, rozložením, cirkulací a vlastnostmi vody na Zemi“ (National Research Council, 1991)

Při podrobnějším rozboru výše zmíněných definic, vyplyne, že hydrologie má poměrně široké pole působnosti, ve kterém se setkává s dalšími vědami, zkoumajícími krajinou sféru. Hydrologie je ve své povaze tak multidisciplinární vědní disciplínou, jak je samotná voda důležitá pro fyzikální, chemické a biologické procesy uvnitř všech komponent krajinné sféry - atmosféry, litosféry, pedosféry, biosféry, hydrosféry a noosféry (někdy také zvlášť vyčleňované kryosféry a geomorfosféry), (NRC, 1991). Hydrologie v sobě zahrnuje poznatky základních vědních disciplín (jakými jsou matematika a statistika, fyzika, chemie, biologie), geovědních disciplín (geologie, pedologie, geochemie, klimatologie, meteorologie, krajinná ekologie atd.) a také ostatních vědních disciplín a oborů (hydrotechnika, vodní hospodářství, zdravotní inženýrství, ekonomie, ale také historie - při

V rámci fyzické geografie bývá někdy vymezována jako dílčí vědní disciplína tzv. Hydrogeografie, která se zabývá vztahem mezi vodními útvary pevnin a ostatními krajinnými prvky (Trizna, 2010).

zkoumání historických povodní atd.). Hydrologii nelze tedy chápat jako čistě fyzicko-geografickou disciplínu. Zejména v posledních letech v souvislosti s diskusemi nad globální změnou klimatu, znehodnocováním zemědělské půdy erozí, častějšími výskyty extrémních hydrologických jevů (povodně a sucha), znečišťováním a nedostatkem vodních zdrojů, se dostává hydrologie výrazně do kontaktu se sociálně-geografickou sférou. Stává se tak platformou, na které dochází k propojení obou hlavních směrů geografického výzkumu krajinné sféry. Dle Roddy (1976) jsou „vodní zdroje a jejich znečištění na jedné straně a záplavy a eroze na straně druhé největšími starostmi hydrologů“.

Hydrologie by se potom dala definovat jako **vědní disciplína, která se zabývá zákonitostmi výskytu, vlastnostmi, cirkulací a působením vody v krajinné sféře v celé její šíři, se zvláštním zřetelem na vzájemnou interakci vody a lidské společnosti.**

1.2 Dělení hydrologie

Předmět výzkumu

Předmětem výzkumu hydrologie je **hydrosféra** (tj. souhrn veškeré vody vyskytující se na Zemi ve všech jejích skupenstvích). Hydrologie se člení na dílčí vědní odvětví, které se detailněji zabývají jednotlivými složkami hydrosféry. Základní dělení hydrologie dle předmětu výzkumu je následující:

a, Hydrologie moří a oceánů (zkráceně oceánografie)

b, Hydrologie pevnin

Oceánografie

Oceánografie (věda o mořích) lze rozdělit na dílčí subdisciplíny (dle Jánského, 1992):

- Fyzická oceánografie – zabývá se fyzikálními vlastnostmi mořské vody, její dynamikou i interakci s dalšími sférami
- Chemická oceánografie – zkoumá chemické vlastnosti mořské vody
- Biologická oceánografie – studuje všechny formy života v mořích a oceánech
- Mořská geologie a geofyzika – zabývá se vznikem a složením reliéfu oceánského dna a zkoumá seizmické vlnění v tomto prostředí

V rámci jemnějšího členění lze vymezit také: historickou oceánografii, mořskou zoologii, mořskou ekologii, mořskou botaniku, mořskou paleontologii, mořskou meteorologii, mořskou regionální geografii atd.

Hydrologii pevnin dělíme dle předmětu zkoumání do těchto dílčích disciplín:

- Hydrologie atmosféry (hydrometeorologie)
- Hydrologie tekoucích vod (potamologie)
- Hydrologie stojatých vod (limnologie)
- Hydrologie bažin a mokřadů

- Hydrologie půdy (hydropedologie)
 - Hydrologie podzemních vod (hydrogeologie)
 - Hydrologie ledovců (glaciologie)
 - Hydrologie sněhu a ledu (kryologie)
 - Hydrometrie

Jiné členění hydrologie nabízí Davie (2008), který hydrologii dělí dle způsobu studia na:

a, **geografickou hydrologii** – zaměřená na fyzicko-geografické interakce vody a okolního prostředí, zejména reliéfu. Tento přístup ve studiu hydrologie je více popisný.

b, **inženýrskou hydrologii** – zabývá se praktickou stránkou pohybu vody na Zemi a využívá spíše numerických a fyzikálních metod.

Podrobnější členění dle metod a cílů hydrologického výzkumu nabízí také Dyck a Peschke (1983), kteří uvádějí toto rozdělení:

a, **Teoretická (fyzická) hydrologie** – obecné zákonitosti a vztahy v hydrologii

b, **Aplikovaná hydrologie** – aplikace teoretické hydrologie v praxi

- Operativní hydrologie – hydrologická služba, aktuální informace a predikce hydrologických jevů
- Inženýrská hydrologie – technická hydrologie, praktické řešení úprav vodních toků, výstavby malých vodních nádrží a jezů, protipovodňová řešení
- Regionální hydrologie – hydrologická problematika konkrétního prostoru (regionu)

Dílčí odvětví hydrologie lze však také vymezit na základě jednotlivých kategorií využití půdy v různých typech krajín a jejich hydrologických specifik. Dle Changa (2006), tak můžeme rozlišit:

a, **Agrohydrologii** – zabývá se využitím vody v zemědělství, závlahami, napájením hospodářských zvířat, melioracemi, dostupností podpovrchové vody pro zemědělské plodiny atd.

b, **Lesnickou hydrologii** – zabývá se specifickými hydrologickými poměry lesních ekosystémů, jako zásobáren vody v povodích

c, **Hydrologie travních kultur** (pastvin, luk) – zabývá se hydrologickými poměry na trvalých travních kulturách

d, **Urbánní hydrologii** – studuje hydrologické poměry urbanizovaných ploch, na kterých se výrazně podepisuje vliv městského klimatu a nepropustné plochy, které zrychlují odtok a zabraňují vsaku

e, **Hydrologii mokřadů** – pojednává o hydrologických poměrech zamokřených ploch jako jedinečných přechodných zón mezi aquatickým a terestriálním ekosystémem a zároveň mezi povrchovou a podpovrchovou zásobou vody

f, **Hydrologii pouští** – zabývá se hydrologickými poměry aridních a semiaridních oblastí světa s výrazně negativní roční vodní bilancí



Pro zájemce:

Z hydrologie vychází také celá řada vědních disciplín, které stojí „na pomezí“ mezi hydrologií a ostatními obory. Mezi nejdůležitější patří:

- Geomorfologie - věda zabývající se reliéfem zemského povrchu, jeho formami a tvary. Voda patří mezi výrazné reliefotvorné činitele, vlivem tekoucích vod na okolní reliéf se zabývá fluvialní geomorfologie.
- Historická hydrologie – věda zkoumající hydrologické podmínky minulosti a jejich vliv na lidskou společnost a naopak
- Hydrobiologie – věda zabývající se studiem veškeré vodní složky biosféry (sladkovodní i mořské)
- Medicínská hydrologie (zdravotnická hydrologie) – zkoumá vodu ve spojitosti s lidským organismem a zdravím
- Paleohydrologie – věda zabývající se výskytem, distribucí a pohybem vody na Zemi od vzniku planety do vzniku prvních písemných hydrologických záznamů, zaměřuje se především na kvartérní období (Gregory, 1983)
- Vodní hospodářství – obor, který se zabývá racionálním využitím vodních zdrojů a manipulací s nimi

1.3 Dějiny hydrologické vědy

Voda, jako jedna z nezbytných látek života, přitahovala pozornost všech lidských společností od úsvitu dějin. Vyspělé starověké civilizace se usazovali podél vodních toků a využívali důmyslných zavlažovacích kanálů, kterými přiváděli vodu na pole, která obdělávaly. Vystavěly mohutné aquadukty, které překlenovaly údolí a zásobovaly tak pitnou vodou města a zároveň s pomocí vody odváděly ze starověkých metropolí nečistoty... Není proto divu, že lidé pátrali po původu vody a snažili se vysvětlit příčiny vzniku deště, pramenů, řek, jezer atd. **Řečtí filosofové** věnovali vodě velkou pozornost, označovali ji za prapůvodní látku světa (Tháles Milétský). Zkoumali jednotlivá skupenství vody a snažili se vysvětlit koloběh vody v přírodě (Platón a Aristotelés), často za pomoci nerealistických přírodních mechanismů. **Římané** rozšířili teoretická pojednání řeckých učenců o praktické poznatky z hydrauliky (Vitruvius) a vodního stavitelství. Ve **středověku** příliš nedocházelo k dalšímu rozvoji znalostí z hydrologie (stejně jako dalších přírodních věd) především díky dogmatickému učení katolické církve, která inovátorským počínům a myšlenkám odporující zaběhnutému řádu nepřála. Teprve s příchodem **renesance** a reformního hnutí v církvi v 15. století, došlo v hydrologickém poznání k významným pokrokům (Leonardo da Vinci, Giovan Fontana, Bernard Palissy), nastupuje tak doba odvozování teorií na základě **pozorování a měření** (Trizna, 2010). Renesanční poznatky byly dále rozšiřovány v průběhu **17. století** (Pierre Perrault, Édme Mariotte, Edme Halley), kdy byly popsány a propočteny základní principy srážko-odtokového procesu. V **18. století** bylo dosaženo pokroku na poli hydrometrie a hydrodynamiky (Antoine Chézy, John Dalton), kdy byly zkonstruovány přesněji měřící přístroje (např. Pitotova trubice). V **19. století** došlo

Rok 1674, ve kterém vyšla Perraultova publikace „O původu pramenů“, je považován za celosvětový počátek vědecké hydrologie. (Hladný, 2009)

na základě přesných kontinuálních měření k revizím základních hydrologických vztahů pro výpočet průtoku, rychlosti proudění a odtoku (Wilhelm, R. Kutter, Robert Manning), do popředí se také dostala hydrologie podzemních vod a charakteristiky podzemního proudění vody (Henry Darcy).

Dvacáté století a počátek **21. století** lze z hlediska vývoje hydrologické vědy rozdělit na tři období (Bulu, 2010):

1, empirická éra (1900–1930) – během tohoto období bylo učiněno množství empirických měření a odvozeno mnoho empirických vztahů s koeficienty a proměnnými závislými na konkrétním inženýrském řešení. Mnoho z těchto matematických vztahů a závislostí však nepřineslo uspokojivé výsledky při řešení praktických hydrologických problémů.

2, Racionální éra (1930–1950) – přinesla odvození dodnes platných teorií a vztahů transformace srážek v odtok v povodí (Shermann, Horton, Gumbel).

3, Teoretická, informační éra (1950 – současnost) – počátkem 50. let 20. století jsou do hydrologických aplikací ve větší míře využívány teoretické přístupy. Široké uplatnění v hydrologii zaznamenávají matematické analýzy a lineární a nelineární modely. S rozšířením informačních technologií v 70. letech 20. století potom startuje éra počítačového modelování hydrologických jevů, která trvá dodnes a je vůdčí silou současné hydrologie, do které navíc na počátku 21. století vstupuje možnost využití neuronových sítí v hydrologickém modelování.

Dělení hydrologické vědy

1.3.1 Vývoj a organizace hydrologie v českých zemích

V českých zemích nabývala hydrologie až do roku 1875 výrazně praktických podob. Byla zde tradice budování rybníků, stavby jezů, umělých náhonů, vodovodů a primitivních kanalizací. Pravidelné zápisy o hydrologické situaci se vedly nesystematicky a hydrologické záznamy tak nalezneme náhodně v dílech kronikářů, rybníkářů či regionálních nadšenců. Často se jednalo o zmínky o hydrologických extrémech, především povodních a suchu. Systematické pozorování a instrumentální měření se v Čechách objevilo až v souvislosti s výskytem povodní a katastrofálního sucha v sedmdesátých letech 19. století.

*Hydrologie
v českých zemích*

Tehdy byla založena Hydrografická komise při Království českém (1875), která provozovala síť pozorovacích objektů – vodočetné a srážkoměrné stanice (Hladný, 2009). Na jejím řízení se podílel v hydrometrické sekci Švýcar **Andreas Rudolf Harlacher**, který proslul zavedením pravidelných bilancí srážek a odtokového množství a zároveň se zasloužil o vývoj měření průtoků pomocí hydrometrické vrtule s elektrickou signalizací. Ombrometrickou sekci řídil potom **prof. Studnička**. Hydrografická komise se stala v roce 1895 součástí Ústřední hydrografické kanceláře Rakouska-Uherska.

Po vzniku samostatné ČSR byl v roce 1919 založen Československý státní ústav hydrologický, který byl předchůdcem dnešního Výzkumného ústavu vodohospodářského T. G. M. Jeho ředitelem se stal **prof. Jan Smetana**, vynikající odborník na poli hydrotechniky. Ústav se podílel na shromažďování podkladů pro vodní hospodářství, zkoumal srážkové, povrchové a podzemní vody a vydávání vědeckých prací z oblasti hydrologie (např. Vodopis Československé republiky), zpočátku se podílel také na měření teplot.

*O sloučení
meteorologického a
hydrologického ústavu se
pokoušel již
v devadesátých letech 19.
století prof. František
Augustin, který je
považován za zakladatele
„hraničního“ oboru
hydrometeorologie
v Čechách (Hladný 2009)*

Meteorologická služba byla od té hydrologické oddělena. Ke spojení došlo až v roce 1954, kdy byl dle sovětského vzoru vytvořen společný Hydrometeorologický ústav, který od roku 1980 nese název Český hydrometeorologický ústav (Slovensko mělo tehdy vlastní ústav).



Úkol / Úkol k zamyšlení

V textu bylo uvedeno množství oborů, které z hydrologie vycházejí nebo jsou hydrologii blízké, zkuste se zamyslet, zdali jste neslyšeli o dalších oborech, které se hydrologie bezprostředně týkají nebo z ní vycházejí.



SHRNUTÍ

Hydrologie je věda zabývající se vodou na Zemi ve všech skupenstvích a procesy s vodou souvisejícími. Předmětem jejího zkoumání je hydrosféra. Hydrologie se dělí na dílčí subdisciplíny dle předmětu studia nebo dle cílů a metod studia. S hydrologií souvisí celá řada hraničních oborů. Dějiny hydrologické vědy sahají až do starověku, mytický charakter oběhu vody na Zemi se postupně odbourával od nástupu renesance. V průběhu 17. století začíná hydrologie stát na empirických základech.



Kontrolní otázky a úkoly

1. Čím se zabývá hydrologie a z jakých oborů vychází?
2. Jmenuj hlavní fáze vývoje hydrologie včetně nejvýznamnějších osobností dané éry.
3. Kdy vznikla organizovaná hydrologická služba na našem území?
4. Úkol: Za pomoci stránek Katedry geografie UP v Olomouci najděte současné i bývalé pedagogy, kteří se hydrologií zabývají nebo zabývali a zkuste najít konkrétní předmět jejich hydrologického zájmu.



Pojmy k zapamatování

Hydrologie, hydrogeologie, hydropedologie, hydrometrie, hydrografie, potamologie, kryologie, limnologie, glaciologie, hydrometeorologie, inženýrská hydrologie, geografická hydrologie, O Původu pramenů, Třetinové pravidlo, Výzkumný ústav T. G. M., Český hydrometeorologický ústav.

2 Voda na Zemi

Cíl

Po prostudování této kapitoly budete umět:

- Charakterizovat vlastnosti a funkce vody v přírodě a ve společnosti
- Vysvětlit princip hydrologického cyklu
- Určit hlavní zásobárny sladké a slané vody Zemi

Doba potřebná k prostudování kapitoly: **80 minut**.

Průvodce studiem

„Bez vody není života“ takto hovoří první odstavec Evropské vodní charty přijaté ve Štrasburku v roce 1968, voda je základním pilířem živých organismů a mnoha geosystémů. V následující kapitole se budeme zabývat otázkou, odkud se voda na Zemi vzala, jaké jsou její nejdůležitější vlastnosti a funkce a jak je na naší planetě prostorově distribuována.



2.1 Původ vody na Zemi

Odkud se vzala voda na naší planetě, je doposud nevyjasněnou vědeckou hádankou. Existuje několik teorií, které odkazují na možné původní zdroje vody na planetě Zemi a dalších planetách terestriálního typu. První z nich hovoří o možném přímém čerpání vodíků z hvězdné mlhoviny do magmatických oceánů ihned po vzniku planet pomocí reakce vodíku a oxidu železnatého (Sasaki, 1990). Další počítá s přínosem vody na naší planetu pomocí impaktů vesmírných těles – komet a asteroidů, které obsahovaly vodu ve formě ledu. Teoretické výpočty množství vody, které mohly přinést komety, dokázaly, že toto množství nebylo větší než 10% (Drake, 2005). V případě asteroidů jsou vyhlídky na jejich přínos optimističtější, ale přesnější výpočty nejsou k dispozici. Nejnovější teorie kalkulují s adsorpcí plynů vodíku, helia a kyslíku na povrchu prachových částic před vznikem Sluneční soustavy. Tyto plyny pak mohly na povrchu částic náhodně reagovat a zkombinovat se do podoby vodní páry. Voda v kapalném skupenství se na Zemi může vyskytovat díky příznivé velikosti a vzdálenosti Země od Slunce, kdy průměrná teplota povrchu naší planety je 27°C. Na ostatních planetách terestrického typu je existence vody ve všech třech skupenstvích vyloučena. Povrchová teplota Venuše je téměř 430°C, na Marsu jsou povrchové teploty příliš nízké (až -66°C na pólech) (Chang, 2003), voda v kapalném skupenství se tam vyskytovat nemůže.

Kdy vznikly oceány? Dle výzkumů sedimentů v západním Grónsku je pravděpodobné, že podstatné množství vody existovalo na Zemi již před 3,8 mld. let, již 800 mil. let po vzniku Země.

Pro zájemce

Voda na Marsu - Informace o možném výskytu ledu na Marsu jako první přinesla sonda Mars Global Surveyor která od roku 1997 s pomocí laserového výškoměru mapuje povrch Marsu. Díky tomuto zařízení byly objeveny polární vrcholíky Marsu. V polovině roku 2001 byla vyslána k Marsu sonda Mars Odyssey, která byla schopna detekovat výskyt vodíku na Marsu i několik metrů pod povrchem. Pomocí přesných měření ze sondy, bylo zjištěno, že od 60° j.z.š. se na Marsu vyskytuje voda ve formě ledu či ledových krystalků. Vysoká koncentrace vodíku v této oblasti odpovídá přibližné rozloze Antarktidy (Vesmír, 6/2006). Severní polární vrchlík Marsu obsahuje vody méně. Ještě před dvěma miliardami let měl Mars hustou atmosféru a vodní oceány (Klokočník, Lemoine 2000).

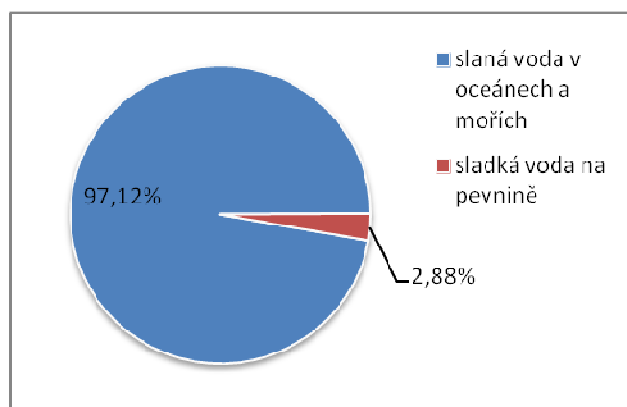


2.2 Zásoby vody na Zemi

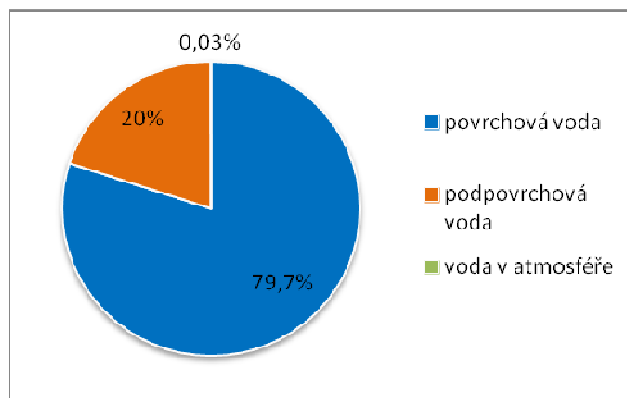
Voda je nejrozšířenější látkou na Zemi. Z celkové rozlohy Země, která je 510 mil. km² zabírají vodní plochy plných 361 mil. km², což je 71%. Pevniny zabírají 149 mil. km², tedy 29% z celkové plochy planety. V hydrosféře je dle odhadů akumulováno téměř 1400 mil. km³ vody (pro srovnání největší přehrada světa, Tři soutěsky v Číně, akumuluje 39,3 km³ vody). Rozložení vody na Zemi je nerovnoměrné. Na severní polokouli připadá na vodní plochy 155 mil. km² a pevninu 100 mil. km². Na jižní polokouli je rozdíl ploch ještě dramatičtější, 206 mil. km² vodních ploch a pouhých 49 mil. km² pevniny. Nejvíce vody je akumulováno v oceánech a mořích (97,2% objemu a 70,8 % celkové vodní plochy). Z toho vyplývá, že většina zásob vody na Zemi je tvořena vodou slanou (přibližně z 97%) a z 99,97% je tato slaná voda akumulována v oceánech a mořích, jen 0,3% slané vody pochází z jezer (největší slané jezero světa je Kaspické moře).

*Vodní pára je významným
skleníkovým plynem,
molekuly vody ve vzduchu
jsou schopné úspěšně
zadržet odražené
dlouhovlnné záření Země
a tak ji celkově ohřívat.*

Na zásobách sladké vody mají největší podíl ledovce a sněžníky v polárních a horských oblastech světa (77%) a kolektory podzemních vod (22%). Sladkovodní jezera, přehradní nádrže a řeky, tedy pro běžného obyvatele ČR nejviditelnější akumulace vody, tvoří necelé 1% světových zásob sladké vody. Nejvíce sladké vody je akumulováno v Antarktickém ledovci (25 mil. km³) a Grónském ledovci (2 mil. km³) (Nace, 1984). Přes všechny dosavadní výpočty je celkové množství vody na Zemi pouze těžko určitelné (Davies 2003).



Obr. 2.2 Zásoby vody na Zemi



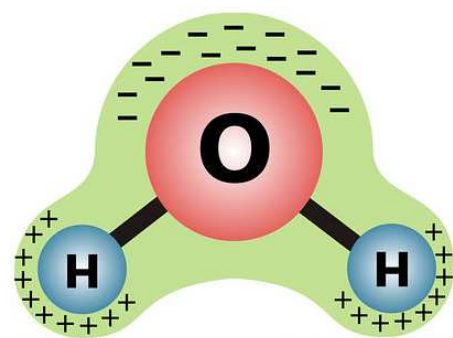
Obr. 2.2.1 Podíl jednotlivých typů vod na světových zásobách sladké vody

Tab. 1. Zdroje sladké vody na Zemi (zdroj dat: Davies 2003, Netopil 1983)

Zásoby sladké vody na Zemi		množství vody v km ³
povrchová voda	jezera	235000
	nádrže	5000
	řeky	1250
	bažiny a mokřady	6000
	ledovce a sníh	32000000
podpovrchová voda	půdní	65000
	podzemní	8000000
voda v atmosféře		13000
celkem		40325250

2.3 Fyzikální a chemické vlastnosti vody

Molekula vody se skládá ze dvou atomů vodíku a jednoho atomu kyslíku, které jsou k sobě poutány prostřednictvím velmi pevné kovalentní vazby. Pevnost vazby nám zaručuje, že se voda neštěpí. Molekula vody je bipolární (má kladný a záporný pól), což umožňuje vzájemnou vazbu molekul vody pomocí vodíkových vazeb (můstků), kdy se kladný pól molekuly (s vodíky) váže na záporný pól (kyslík). Tato vazba může být zpřetrhána, proto dochází ke vzniku vodní páry, kdy jsou od sebe např. při zahřívání oddělovány jednotlivé molekuly vody.



Obr. 2.3 Molekula vody (zdroj: vitacortex.com)

Skupenství vody

Voda se na Zemi vyskytuje ve třech skupenstvích (voda, vodní pára a led), které mezi sebou přechází prostřednictvím těchto dějů:

- **Kondenzace** je děj, při kterém se plynné skupenství mění na kapalné (např. tvorba rosy)
- **Sublimace** je děj, při kterém dochází ke změně skupenství z pevného na plynné (v našem případě, např. výpar z ledu)
- **Tuhnutí** je děj, při kterém se kapalina mění v tuhou látku (např. zamrzání vodní hladiny)

- **Vypařování** (evaporace) je děj, při kterém se kapalně skupenství mění na plynné (např. výpar z volné hladiny)

Molekuly vody jsou při různých skupenstvích od sebe různě vzdáleny. Nejmenší prostory mezi molekulami vznikají při kapalném stavu, proto má voda větší hustotu (v objemové jednotce je více molekul vody) než led. Ve většině případů proto voda zamrzá ze „shora“ a led, který se vytvoří, pluje po hladině. Voda dosahuje maximální hustoty při 4°C.

Jednou ze základních chemických reakcí vody je hydrolýza, která probíhá v organickém i anorganickém prostředí. Vděčíme jí např. za vznik jílových minerálů, které jsou základem půdy.

Dle Plainera (1983) jsou na základě fyzikálních, chemických a biologických charakteristik nejdůležitější tyto vlastnosti vody:

- **Nenahraditelnost vody** – voda je základ života na Zemi, bez její účasti se neobejde většina biologických procesů, je vynikající transportní medium látek i energií (např. živin v kořenovém systému rostlin, minerálů pro lidské tělo atd.).
- **Kinetická a potenciální energie vody** – energie vody se využívá v hydroelektrárnách, dříve v mlýnech, hamrech a pilách
- **Schopnost vody rozpouštět některé sloučeniny** – těchto vlastností se využívá především v průmyslové výrobě, ale také v hygieně, v domácnostech při vaření a praní atd.
- **Samočistící schopnost vody** – voda je schopná zbavit se zbytkového znečištění přirozenou cestou sama. Proces samočištění tak probíhá v každém přirozeném, lidskou činností dramaticky neovlivněném, vodním ekosystému. Jedná se o autoregulační proces. Největší proces samočištění probíhá ve vodních tocích, ve stojatých vodách se uplatňuje pomaleji. Vůdčí roli v procesu samočištění mají mikroorganismy (např. bentos na říčním dně). V rychle tekoucích a mělkých vodních tocích dochází k samočištění velmi efektivně, neboť se voda rychle okysličuje a molekuly nežádoucích látek se dostávají častěji do styku s čistícími mikroorganismy na dně toku. U stojatých vod a pomalu tekoucích toků dochází k sedimentaci znečišťujících látek na dně.
- **Teplota vody** – voda je schopna ve velké míře přijímat a vydávat teplo (viz pro zájemce), využívá se proto k vaření v domácnostech, ke chlazení v průmyslových závodech, ve zdravotnictví atd.



Pro zájemce

K zahřátí vody je zapotřebí velké množství energie. Voda tak vykazuje velkou specifickou tepelnou kapacitu (množství energie potřebné k zahřátí hmoty o 1°C). Při zahřívání vody dochází k rozpohybování molekul vody, což následně způsobuje zpřetrhání vodíkových vazeb. Vysoká hodnota specifické tepelné kapacity vody (srovnej viz tabulka) se projevuje např. v roli vody jako významného klimatického faktoru. Na jaře a v létě trvá delší čas, než se vodní plochy a vodní toky zahřejí, tudíž mají na lokální klima ochlazující účinek, naakumulované teplo však uvolňuje zpět do atmosféry na podzim a ze začátku zimy (záleží na zeměpisné šířce), čímž své okolí otepluje. Voda tak pomáhá zmírňovat klima (např. v přímořských státech) (Davies, 2003).

2.4 Funkce vody

a, **Biologická funkce vody** – voda je nezbytná pro život lidí, zvířat i rostlin. Člověk je téměř z 60% až 90% (u novorozenců přes 97%, množství vody v těle se s věkem snižuje) tvořen vodou, která je z velké části vázána v buňkách, 34% z ní potom koluje po těle spolu s rozpuštěnými minerály (Ross, Wilson 1981). Voda je také významným regulátorem pH v organismu. Bez vody by rostliny nemohly absorbovat živiny a provádět fotosyntézu a hydrolytické procesy (Chang 2003).

Biologická funkce

Zjednodušený princip fotosyntézy: voda + oxid uhličitý + sluneční energie = organická hmota + kyslík

Ekologická funkce

b, **Ekologická funkce vody** – voda je životním prostředím pro 90% všech organismů na Zemi. Mezi významné ekotopy patří mokřady, jezera a rybníky, potoky a řeky, estuária, moře a oceány. Organismy žijící ve vodě můžeme rozdělit do třech základních skupin:

- Benthos – rostliny a živočichové, žijící při dně
- Plankton – mikroorganismy, které se vznášejí ve vodě, unášeny proudy, hrají rozhodující úlohu v oceánském potravním řetězci
- Nekton – plovoucí živočichové, kteří se pohybují ve vodě nezávisle na proudění (ryby, korýši)

Vodní toky, mokřady a rybníky mohou být také významnými místními prvky ekologické stability krajiny (ÚSES), ať už jako biocentra, biokoridory, ochranné zóny nebo interakční prvky

c, **Zdravotní funkce** – pomocí vody je prováděna osobní a veřejná hygiena, ošetřována zranění atd. Pozitivní vliv vody na zdraví člověka se uplatňuje zejména v lázeňství a balneologii. Teplá voda pomáhá regenerovat svalům, studená voda ve formě obkladů potom předchází otokům při zraněních.

Zdravotní funkce

d, **Hospodářská funkce vody** – voda tvoří významný komponent hospodářství. Jako zdroj energie se podílí na energetickém mixu států (rozhodujícím způsobem např. v Rakousku a Norsku). Používá se také k zavlažování v zemědělství, k chlazení v průmyslové výrobě, ke skladování nebezpečných odpadů. Jako základní výrobní médium se uplatňuje v potravinářském průmyslu atd. Hospodářská role vody je umocněna ve státech s rozvinutým vodním hospodářstvím.

Hospodářská funkce

e, **Krajinotvorná a estetická funkce vody** – Voda vystupuje jako významný krajinotvorný činitel spolu s reliéfem a vegetací (Tlapák, Šálek, Herynek 1992). Má dokázaný uklidňující účinek na lidskou psychiku.

Krajinotvorná a estetická funkce

f, **Kulturní funkce vody** – Voda je také výrazným kulturním fenoménem. Závislost nejstarších civilizací na zavlažovacích systémech vedla k uctívání mnoha božstev „vody“ či konkrétních vodních toků. Řekové považovali Oceana a Thetys za rodiče všech bohů. Role vody nemizí z náboženských obřadů ani v současnosti, v křesťanství se uplatňuje při křtu či svěcení, v islámu má voda očišťovací úlohu před vstupem do mešity, v hinduismu je oslavována posvátná řeka Ganga.

Kulturní funkce



Úkol / Úkol k zamyšlení

V průběhu dne sledujte při jakých činnostech a k jakým účelům vodu využíváte, zamyslete se nad tím, zdali byste byli schopni dané činnosti vykonávat i bez vody.

Vodní bilance

Stav vody v přírodě je vyrovnaný. Voda se nikde neztrácí, ani nevzniká, pouze mění skupenství. Malé množství vody je do přírody dodáváno spolu s pády vesmírných těles, ale je to tak nevýrazná část, že se zanedbává. Konceptuální model pohybu vody na Zemi v systému oceán – atmosféra - pevnina je označován jako globální hydrologický cyklus (někdy též velký vodní oběh). Základní vstupní složkou tohoto geosystému je sluneční záření. Energie vyzářená ze Slunce způsobí vypařování vody z oceánů a pevniny v celkovém množství $577\,600\text{ km}^3$ za rok. Oceány tvoří podstatnou část povrchu naší planety, tedy i celková hodnota ročního výparu z nich ($505\,000\text{ km}^3$) je daleko větší než z pevniny ($72\,000\text{ km}^3$). Vypařená voda se dostává ve formě vodní páry (ovzdušné vláhý) do atmosféry, kde kondenzuje a vytváří srážky (ať už ve vertikální nebo horizontální formě). Zpět na hladinu oceánu tak spadne $458\,000\text{ km}^3$ srážek, na pevninu potom $119\,000\text{ km}^3$ srážek. Odečteme-li od sebe množství vypařené vody nad pevninou a celkové množství srážek nad pevninou dostaneme deficit $47\,000\text{ km}^3$. Toto množství vody se nad pevninu dostává ve formě vodní páry a následných srážek z oceánů, díky atmosférickému proudění. Voda spadá na pevninu ve formě srážek se poté může vypařit, vytvořit zásobu ve sněhu, ledu nebo jezerech, může být využita organismy (a poté vypařena) nebo se může ve formě povrchového nebo podzemního odtoku dostat zpět do oceánů. Celková roční hodnota povrchového odtoku z pevniny činí $45\,000\text{ km}^3$ a na podzemní odtok poté připadá 2000 km^3 ročně. Celkový odtok z pevniny je tak $47\,000\text{ km}^3$, což je stejné množství vody, které vypadne ve formě srážek z atmosférické vláhý, která se nad pevninu dostala z oceánů. Vodní cyklus se nám tak uzavírá. Celkově se ho účastní pouze 0,4% hydrosféry (Krešl 2001). Z uvedených informací můžeme matematicky vyjádřit nastíněný konceptuální model hydrologického cyklu ve formě rovnic vodní bilance, kdy:

$$E_p + E_o = S_o + S_p$$

$$E_o = S_o + O$$

$$E_p = S_p - O$$

E_p ... výpar z pevniny

E_o ... výpar z oceánů

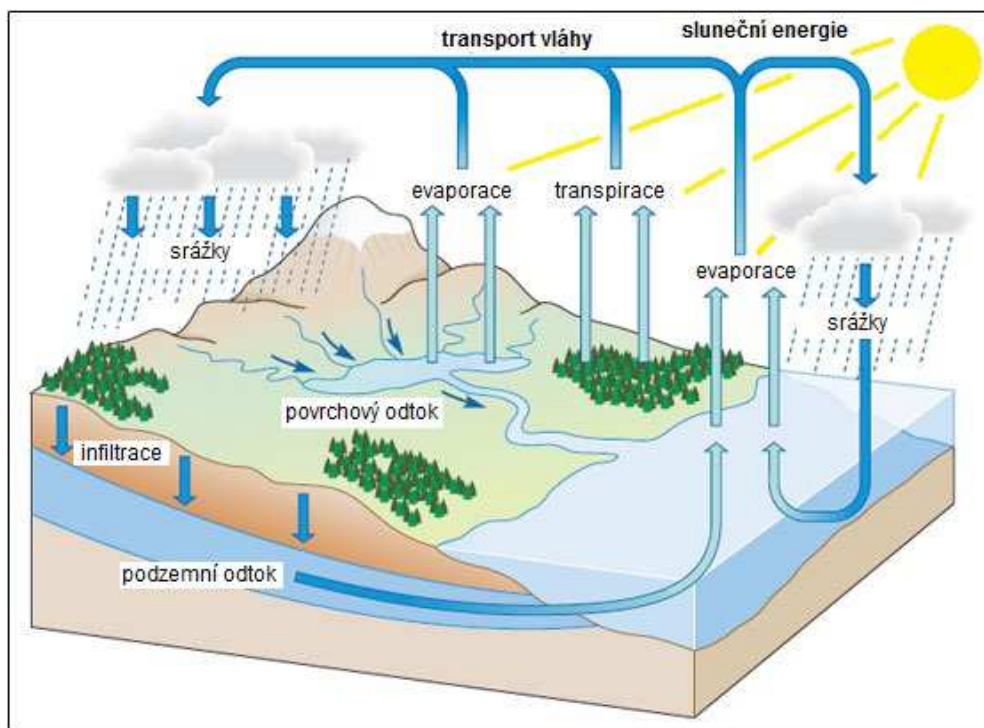
S_p ... srážky nad pevninou

S_o ... srážky nad oceány

O ... celkový odtok z pevniny

Hydrologický cyklus můžeme rozdělit na malý a velký. **Velký hydrologický cyklus** (oběh vody) se odehrává v systému oceán – atmosféra – pevnina – atmosféra – oceán. **Malé hydrologické cykly** se realizují pouze v systému oceán – atmosféra – oceán nebo pevnina – atmosféra – pevnina.

Velký a malý hydrologický cyklus



Obr. 2.4 Velký oběh vody (dle Huggeta 2004, upraveno)

Základními složkami vodní bilance na Zemi jsou výpar, srážky a odtok.

- **Výpar** - výpar ze světového oceánu je největším zdrojem atmosférické vláhy na Zemi. Nejvyšší výpar v oceánech je pásma pasátů (10° - 20° s. š. a j.š.). Směrem k pólům se výpar z oceánů zmenšuje. Zonální rozložení hodnot výparu narušuje působení oceánských proudů. Teplé oceánské proudy zvyšují výpar a studené výpar snižují (tyto anomálie jsou dobře vidět na obr. X) V průměru se z oceánu vypaří 1940 mm (jižní polokoule) 2010 mm (severní polokoule) ročně (tzn. bez srážkových a přítokových dotací by díky výparu hladina oceánu ročně klesala až o 2 m). Nejvyššího výparu na jednotku plochy dosahuje Tichý oceán.

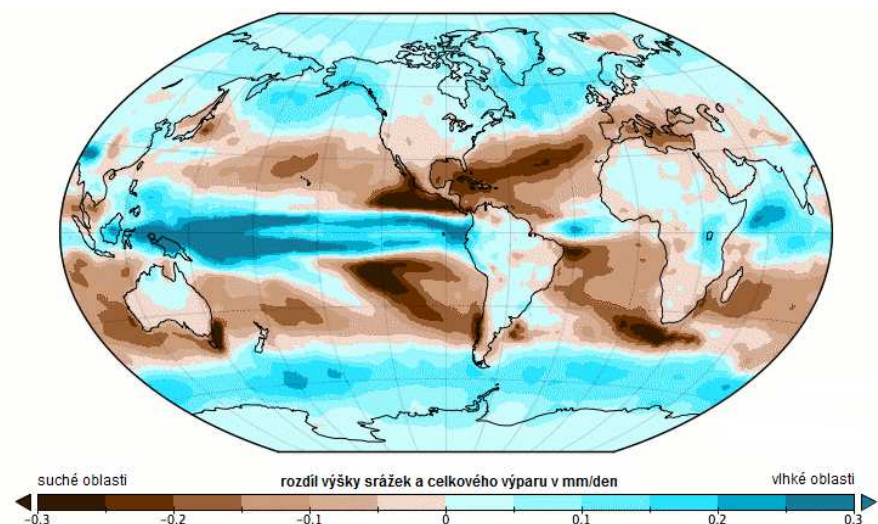
Výpar

Ne všechna vláha, která vznikne výparem nad oceánem a putuje nad pevninu díky vzdušnému proudění vypadává na pevnině v podobě srážek. Určité množství vláhy se přenese z oceánu nad pevninou zpět nad oceán. Jedná se o tzv. tranzitní vláhu. Její množství je umocněno plochým reliéfem, které neklade proudění žádné překážky a zároveň velikostí pevniny. V průměru se jedná o přibližně 37000 km³ vody ročně. Nejvíce tranzitní vláhy se přenese přes Austrálii – asi 78% z celkového množství vláhy z oceánů. Nejmenších podílů tranzitní vláhy dosahují rozsáhlé a hornaté kontinenty – Asie a obě Ameriky (kolem 20%). Podíl tranzitní vláhy v Evropě je zhruba 48%, tato vláha se však nedostává zpět nad oceán v celém objemu, ale polovina se transformuje do srážek nad Asií.

Významnou překážkou při průchodu atmosférické vláh z oceánů nad kontinent jsou horská pásma. Vzniká tzv. návětrný (orografický) efekt, kdy vlaha spadne ve formě srážek na návětrnou stranu pohoří a na závětrnou stranu pohoří se již dostává pouze suchý vzduch. Tento fakt se projevuje na rozdílném úhrnu srážek, rozdílné skladbě a bujnosti vegetace atd. Typickým příkladem je poušť Atacama v Jižní Americe. V českém prostředí se tento efekt projevuje v Podkrušnohoří.

Srážky

- **Srážky** – největší množství srážek spadne nad světovým oceánem v rovníkovém pásmu ($10^\circ - 0^\circ$ s.š.). Největší srážkové úhrny dosahující až 4000 mm ročně byly naměřeny v Indickém oceánu na pobřeží Barmy. V průměru je to potom v těchto oblastech 2280 mm/rok. Minimum srážek nad oceány vypadne v pasátových tropických zónách mezi 20° a 30° severní (690 mm/rok) a jižní zeměpisné šířky (1170 mm/rok). Nejmenší úhrny byly zaznamenány v oceánech přiléhajícím k Sahaře a Arabskému poloostrovu, které nedosahovaly ani 50 mm/rok. Rozložení srážek a výparu nad oceány není rovnoměrné, v některých částech oceánu dominuje jedna složka, v další druhá. Přibývání vody v oceánech v oblastech s většími srážkami a ubývání v oblastech s větším výparem vyvažují mořské proudy, které ročně přenesou přibližně 22 mil. km^3 vody.



Obr. 2.4.1 Rozdíl mezi denním úhrnem srážek a množstvím výparu. Z obrázku jasně vystupují oblasti s převažujícím výparem a tedy srážkovým deficitem (pásmo pasátů) (zdroj: pme_ave_ideo.columbia.edu, upraveno)

Odtok

- **Odtok** – Z 78,5% pevniny na Zemi voda odtéká do světového oceánu povrchovým či podzemním odtokem. Nazýváme je odtokové oblasti. Na Zemi se vyskytuje také 21,5% bezodtokých oblastí, tj. oblastí, jejichž odtok končí na pevnině a světového oceánu nikdy nedosáhne. Z těchto bezodtokých oblastí se voda pouze vypařuje. Často se jedná o bezodtoká jezera hluboko uvnitř kontinentů (Aralské jezero, Kapské moře, Čadské jezero) nebo o náhorní plošiny uzavřené horským pásmem (Tibet, Altiplano). Ročně odtéká z pevniny do světového oceánu 47000 km^3 vody (z toho 89% tvoří voda říční, 6% voda z ledovců a 5% podzemní voda). Část pevniny, ze které se uskutečňuje odtok do určitého oceánu, se nazývá úmoří. Odtok z jednotlivých úmoří do oceánů není rovnoměrný.

Je závislý na vodním režimu jednotlivých vodních toků a na různé ploše úmoří a oceánů. **Tabulka x** ukazuje přítok do jednotlivých oceánů v mm na plochu oceánu za rok a **obrázky x a y** ukazují průměrnou hodnotu ročního odtoku a jeho sezónnost. Nejvyšších rozdílů v množství sezónního přítoku vykazuje Severní ledový oceán, kde před rozmraznutím ledu a sněhu na Sibiři přitéká v březnu 9 mm a po jeho roztátí v červnu až 84 mm (vody na plochu oceánu).

Voda je nejrozšířenější látkou na Zemi a je podmínkou života. Má řadu unikátních vlastností a funkcí. Původ vody na Zemi nebyl doposud uspokojivě vědecky vysvětlen. Voda se nikde neztrácí, pouze dochází k její transformaci do jiného skupenství. Nejvíce vody na Zemi je koncentrováno v oceánech, které se nevýznamněji podílejí na vzniku atmosférické vláh, která se mění ve srážky a vstupuje do hydrologického cyklu. Základními složkami malého a velkého oběhu vody jsou výpar, srážky a odtok. Zásoby sladké vody tvoří pouze necelá 3% celkového objemu vody na planetě. Nejvíce sladké vody je koncentrováno v ledovcích. Zásoby vody jsou na světě rozloženy nerovnoměrně.



Kontrolní otázky a úkoly

1. Objasněte rozložení zásob vody na Zemi.
2. Charakterizujte podstatu velkého a malého hydrologického cyklu.
3. Vyjmenujte nejpodstatnější vlastnosti vody a jejích využití společností.



Pojmy k zapamatování

adsorpce, molekula vody, vodíkové vazby, kondenzace, sublimace, bentos, plankton, nekton, velký a malý hydrologický oběh, orografický efekt, tranzitní vláh, rovnice vodní bilance, zásoby vody na Zemi



3 Hydrografie

Cíl

Po prostudování této kapitoly budete umět:

- Vysvětlit vznik říční sítě a charakterizovat její uspořádání
- Vyjádřit základní morfometrické a morfologické charakteristiky vodních toků a povodí
- Vymezit rozvodnici

Doba potřebná k prostudování kapitoly: **70 minut**.



Průvodce studiem

Povodí je základní prostorovou jednotkou hydrologie a vodní toky jsou jeho páteří. V následující kapitole si ukážeme, jakým způsobem lze charakterizovat vybrané vlastnosti vodního toku a celého povodí.

3.1 Co je hydrografie?

Hydrografie

Hydrografie je věda, zabývající se hydrologickými, morfologickými a morfometrickými charakteristikami vodních útvarů a zároveň zákonitostmi jejich geografického rozložení na Zemi. **Vodním útvarem** je myšleno trvalé nebo dočasné soustředění vody v různém skupenství na zemském povrchu nebo v zemské kůře, charakterizované typickými formami výskytu a znaky hydrologického režimu a jež je součástí hydrologického cyklu. Mezi vodní útvary můžeme řadit vodní toky, jezera, sněhovou pokrývku, ledovec, kolektor apod. (Trizna 2010). V následujících kapitolách se zaměříme na morfometrické charakteristiky vodních toků a povodí.

3.2 Hydrografická síť

Povrchové vodní útvary

Pod pojmem hydrografická síť si můžeme představit soustavu všech **povrchových vodních útvarů** v povodí. Jedná se tak o všechny potoky a řeky, rybníky a jezera, které se na ploše povodí vyskytují. Vznik řek a potoků je výsledkem srážko-odtokového procesu v krajině. Voda, která ve formě atmosférických srážek spadne na povrch, stéká působením gravitace po svazích s největším spádem. Nejprve má tento jev podobu neorganizovaného **plošného splachu (ronu)**, postupně se však odtok soustřeďuje do drah, jež nabývají podobu **erozních rýh** či **stružek**, vytvořených dynamickým účinkem stékající vody na podloží svahu. Voda ze stružek se poté koncentruje ve sníženinách tektonického, erozního (strže), ledovcového, chemického (kras) či jiného původu. Postupně tak vznikají **koryta vodních toků** protékající protáhlé sníženiny – **údolí**. Údolí dělíme podle toho, zda jsou nebo nejsou protékána vodou na:

a, **říční údolí** – údolí trvalé protékána vodou

b, **suchá údolí** – údolí občasné protékána vodou nebo která byla vodou protékána v minulosti

Samotným **vodním tokem** poté rozumíme proud soustředěného toku vody po zemském povrchu, který je prostorově ohraničen dnem a břehy. Počátek vodního toku je označován jako **pramen**, konec vodního toku jako **ústí**, což je místo, kde se řeka vlévá do řeky vyššího řádu, jezera nebo moře. Pramenem (počátkem) vodního toku může být vývěr podzemní vody, výtok z ledovců, bažin a močálů nebo soutok dvou a více toků nižšího řádu.

Vodní tok

Pramenné úseky řek označujeme jako **zdrojnice**. V případě, že vodní tok má více zdrojnic, existuje několik pravidel, jejichž pomocí se určuje, která z nich je pramenná. Především rozhoduje jejich délka, vodnost, nadmořská výška pramene, nebo jestli jsou pojmenované či nikoliv. V případech, kdy má řeka nepojmenované, stejně dlouhé a vodné zdrojnice určuje se jako pramen řeky počátek „levé“ z nich (směrem od pramene).

Zdrojnice

Ústí může mít jednoduchou podobu (soutok dvou řek, vtok řeky do jezera) nebo speciální – **delta** (jako konec řeky se pak označuje místo vústění nejdelšího a nejvodnatějšího z ramen), ponor či propad v krasové oblasti. V případě komplikované delty se koncem řeky označuje místo před počátkem větvení.

Delta

Příklad / Labe nebo Vltava?

Pokud srovnáme hydrografické parametry Labe a Vltavy v místě jejich soutoku pod mělnickým zámekem, podle platných pravidel by se mělo Labe vlévat do Vltavy (Vltava má v místě soutoku délku od pramene 430 km, Labe „pouhých“ 235 km. Průměrný roční průtok Vltavy je zde zhruba 151 m³/s, který je výrazně větší než u Labe. Vltava má též v místě soutoku větší plochu povodí. Pro Labe hovoří pouze vyšší nadmořská výška pramene: 1384 m n.m.). Co tedy vedlo k takovému výkladu? Kořeny sahají hluboko do historie. V povodí Labe se usazovali již pravěcí Keltové a považovali ho za hlavní tok a označení pro „Labe“ znali i ostatní národy. Labe je tedy díky své „historičnosti“ považováno za hlavní tok až do současnosti.



Vodní tok společně se všemi svými přítoky vytváří **říční síť (říční soustavu)**, která je osou hydrografické sítě. Území, ze kterého je říční soustavou odváděna voda se potom nazývá **povodí**. Jinými slovy povodí je území, ze kterého je odváděna voda z atmosférických srážek, sněhu a ledu, povrchovým, podpovrchovým nebo podzemním odtokem k určitému **závěrnému profilu** vodního toku (nebo jiného vodního útvaru). Profilem, ke kterému se veškerá voda v povodí sbírá, může být hydrologická stanice, vtok do vodní nádrže, nejčastěji však ústí. Povodí je základní hydrologická prostorová jednotka, je vymezena **rozvodnicí**, což je myšlená hraniční čára mezi dvěma sousedními povodími. Považujeme ho za jednotku hydrologicky uzavřenou. Rozvodnice může nabývat dvojí podoby.

Říční síť

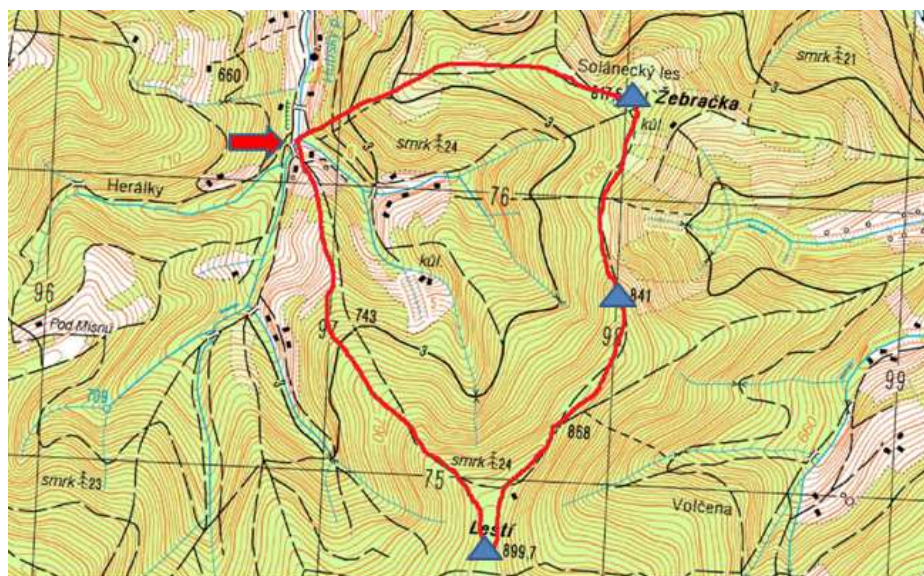
a, **orografická rozvodnice** – vymezuje povodí povrchové vody, probíhá od závěrného profilu po nejvyšších bodech povodí. Prakticky se jedná o hřbetnici, což je myšlená čára styku dvou přilehlých svahů téhož hřbetu.

Rozvodnice

Pro konstrukci orografické rozvodnice určitého vodního toku potřebujeme mapu, ve které je zaznačena říční síť a vrstevnice s kótami. Rozvodnici začínáme konstruovat vždy od ústí a ve stejném bodě také nákres končíme. Vždy musíme mít na paměti, že každá kapka vody, která dopadne na povrch povodí, musí stéci do hlavního toku nebo jeho přítoků. Pomocí vrstevnic si tak prostorově musíme představit plasticitu terénu a stékání vody v něm. Na obrázku je vymezená orografická rozvodnice levostranného přítoku Hutiského potoka.

Konstrukce rozvodnice

Šipka označuje ústí, ze kterého se rozvodnice začíná vymezovat a ve kterém se také končí. Trojúhelníky potom značí nejvyšší body povodí, kterými rozvodnice prochází.



Obr. 1 Vymezení rozvodnice (Pramen: vlastní zpracování, podklad CENIA).

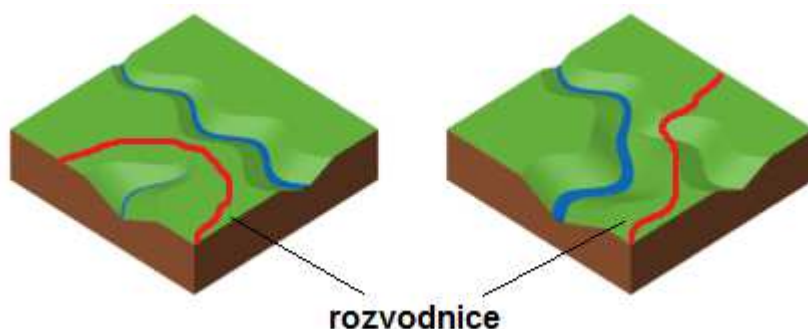
b, **hydrogeologická rozvodnice** – často se kryje s orografickou rozvodnicí, ale v místech se složitější geologickou stavbou může být její průběh zcela odlišný. Jak vyplývá z obrázku, taková situace může nastat v případě střídání propustných a nepropustných vrstev, kdy podzemní voda může odtékat do jiného povodí než povrchová voda v orografickém povodí.



Obr. 2.1 Orografická a hydrogeologická rozvodnice (Pramen: vlastní zpracování).

Bifurkace a říční pirátství

Speciálními případy při určování rozvodnic jsou **bifurkace** a **říční pirátství**. K bifurkaci dochází, když jedno z ramen větvičího se vodního toku ústí do povodí jiného toku. Říční pirátství nastává, když vodní tok uchvátí povodí jiného toku (nebo tzv. načepuje vodu) např. zpětnou erozí (viz obrázek) nebo sesuvem či tektonikou. Oba dva jevy však mohou být způsobeny také antropogenními zásahy.



Obrázek 3.1.1 Příklad říčního pirátství zpětnou erozí vodního toku a následné změny rozvodnice (zdroj: wikimedia commons, upraveno)

Příklad / Bifurkace

Jedním z nejznámějších případů bifurkace je případ řeky Casiquiare ve Venezuele. Tato řeka (nebo spíše přirozený kanál) s délkou 320 km, odvádí zhruba třetinu vody z horního toku Orinoka do řeky Río Negro patřící do povodí Amazonky. Řeka byla objevena jezuitou otcem Romanem v polovině 18. století. Prozkoumána byla A. von Humboldtem a botanikem A. Bonplandem na poč. 19. století. Dalším případem bifurkace je řeka Echimamish v Kanadě, která spojuje říční systémy Hayes a Nelson river.

V českém prostředí můžeme za příklad bifurkace považovat technickou památku Schwarzenberský kanál, který odvádí vodu jednoho z přítoků Studené Vltavy do Rakouské řeky Grosse Mühl, která patří do povodí Dunaje.



3.2.1 Uspořádání říční sítě

Uspořádání hlavního toku a jeho přítoků v povodí nabývá různých tvarů, závislých na geologické stavbě povodí a stadiu vývoje reliéfu. Typické tvary říční sítě jsou:

Tvary říčních sítí

- A, stromovitá říční síť
- B, asymetrická říční síť
- C, vějířovitá říční síť
- D, radiální říční síť
- E, anulární říční síť
- B, mřížkovitá (pravoúhlá) říční síť

3.2.2 Hustota říční sítě

Hustota říční sítě udává, celkovou délku vodních toků na jednotku plochy zvoleného území (většinou povodí). Pro ČR obecně platí, že hustota říční sítě je největší v oblastech s vyššími nadmořskými výškami, kde se mohou vodní toky přirozeně vyvíjet, na rozdíl od obydlených a hospodářsky intenzivně využívaných oblastí, kde byla říční síť značně upravena (napřímena) a řada drobných vodních toků byla zatrubněna.

$$r = \frac{\sum L}{P} \text{ (km/km}^2\text{)}$$

$\sum L$... součet délek všech vodních toků (km)

P ... plocha povodí (km²)

Výslednou hodnotu říční sítě porovnáme s tabulkou dle Herbera a Sudy (1994) a dostaneme slovní označení hustoty říční sítě:

hodnota r (km/km ²)	slovní označení hustoty říční sítě
$\leq 0,3$	velmi nízká
0,31 - 0,5	nízká
0,51 - 0,7	střední
0,71 - 1,1	vysoká
$\geq 1,11$	velmi vysoká

3.3 Morfometrické a morfologické charakteristiky vodních toků

3.3.1 Řád vodního toku

Řádovost vodních toků

Řádovost vodních toků je vyjádřením hierarchie vodních toků v rámci říční sítě. V současnosti existuje asi 11 různých klasifikací řádů vodních toků, z nichž si uvedeme pouze ty nejvýznamnější. Podle způsobu jejich odvození rozlišujeme:

a, Absolutní řádovost

Mezi nejznámější klasifikace hodnotící určující řád vodního toku patří **Graveliova**. Podle ní jsou toky ústící do moře označovány jako řeky 1. řádu. Přítoky těchto řek pak jako 2. řádu atd. Podle toho systému je tedy např. Labe řeka 1. řádu, Vltava 2. řádu, Sázava 3. řádu, Blanice 4. řádu... Graveliův systém je používán od roku 1914, jeho výhodou je přehlednost, avšak při vzájemném statistickém porovnávání vodních toků můžeme narazit na problém, kdy dvě řeky stejného řádu si svým charakterem vůbec neodpovídají. Např. vodním tokem 2. řádu je Vltava, stejně jako Košátecký potok vlévající se do Labe u Neratovic.

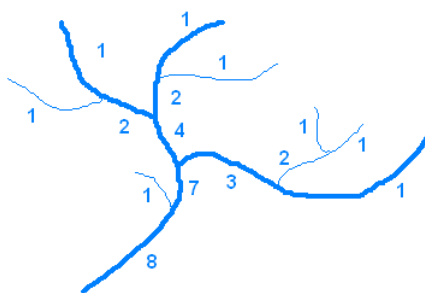
b, Relativní řádovost

Strahlerova klasifikace z roku 1957 je založena na principu označování úseků vodních toků po soutoky. Pramenné úseky (zdrojnice) mají označení 1. řádu. Při soutoku dvou úseků vodních toků stejného řádu vznikne vodní tok vyššího řádu. Při soutoku dvou úseků vodních toků různého řádu se zachovává číslo vyššího řádu, jež se však nenavýšuje.



Obr. 3.3.1 Strahlerova klasifikace v (Pramen: vlastní zpracování).

Shrevova klasifikace z roku 1966 vychází ze stejného principu jako Strahler, totiž označování pramenných úseků (zdrojnic) 1. řády. Další úseky vodních toků jsou pak označovány řády dle počtu pramenných úseků, které se na jejich „vzniku“ podílejí. Tzn. ze dvou zdrojnic 1. řádu vznikne úsek toku 2. řádu, při soutoku s další zdrojnicí vznikne úsek 3. řádu atd. Určuje se tak **magnitudo** určitého úseku mezi dvěma soutoky aneb kolik zdrojnic 1. řádu se nachází na úsecích výše na toku.



Obr. 4.3.2 Shrevova klasifikace vodních toků (Pramen: vlastní zpracování).

Hortonova klasifikace z roku 1945 byla z jednou prvních klasifikací relativních řádovostí vodních toků, vychází ze stejných principů označování pramenných úseků jako Strahler s tím rozdílem, že při soutoku dvou úseků toků stejného řádu dochází ke zpětnému přeznačení delšího, významnějšího či vodnějšího z nich číslem vyššího řádu. Tímto způsobem můžeme vystopovat zdrojnici nejvýznamnějšího toku říční sítě.

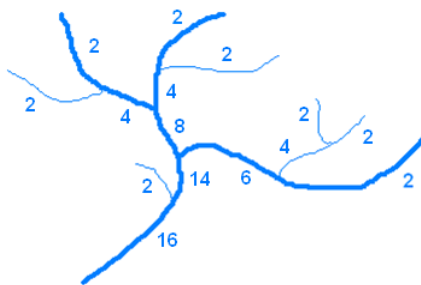


Obr. 5.3.3 Hortonova klasifikace vodních toků (Pramen: vlastní zpracování).

Horton také definoval **zákonitosti uspořádání říční sítě**:

- 1, Počet toků určitého řádu klesá geometrickou řadou spolu se stoupajícím číslem řádu
- 2, Průměrná délka toku určitého řádu geometricky stoupá spolu s rostoucím číslem řádu
- 3, Průměrná plocha povodí toku určitého řádu geometricky stoupá s rostoucím číslem řádu

Scheiddeggerova klasifikace z roku 1967 označuje zdrojnice jako toky 2. řádu, poté pracuje na stejném principu jako Shreve, při soutoku dvou zdrojnic vznikne úsek čtvrtého řádu. Nikdy se tak v řádech neobjevují lichá čísla.



Obr. 6.3.4 Scheiddeggerova klasifikace vodních toků (Pramen: vlastní zpracování).

3.3.2 Délka vodního toku

Délka vodního toku Délka vodního toku (**L**) se uvádí v **km**, jedná se o délku střednice půdorysného obrazu koryta toku. Dílčí vzdálenosti, které se měří od ústí proti proudu se nazývají kilometráž (též staničení). V některých případech se délka vodního toku nahrazuje délkou údolí. Délka vodního toku se v čase mění v souvislosti s vývojem koryta, případně regulačními úpravami.

3.3.3 Stupeň vývoje toku

Stupeň vývoje toku Stupeň vývoje toku (jinak též míra křivolakosti) **K**, je poměr mezi skutečnou délkou vodního toku a nejkratší přímou vzdáleností pramene a ústí. Nabývá vždy hodnot ≥ 1 . Platí, že čím více se stupeň vývoje toku navyšuje od 1, tím je vodní tok více křivolaký (meandrování, zákruty aj.).

$$K = \frac{L}{L_x}$$

L ... skutečná délka vodního toku (km)

L_x ... nejkratší příčná vzdálenost pramene a ústí (km)

3.3.4 Průměrný sklon toku

Sklon vodního toku Průměrný sklon toku se používá na orientační stanovení spádu vodního toku po celé jeho délce. Uvádí se v procentech % nebo v promilích. Čím větší výškový rozdíl mezi pramenem a ústím musí vodní tok překonat, tím větší bude hodnota jeho sklonu. S rostoucí délkou vodního toku (meandrování atd.) se však snižuje.

$$I_t = \frac{(H_p - H_u)}{L} \%$$

H_p ... nadmořská výška pramene (m n.m.)

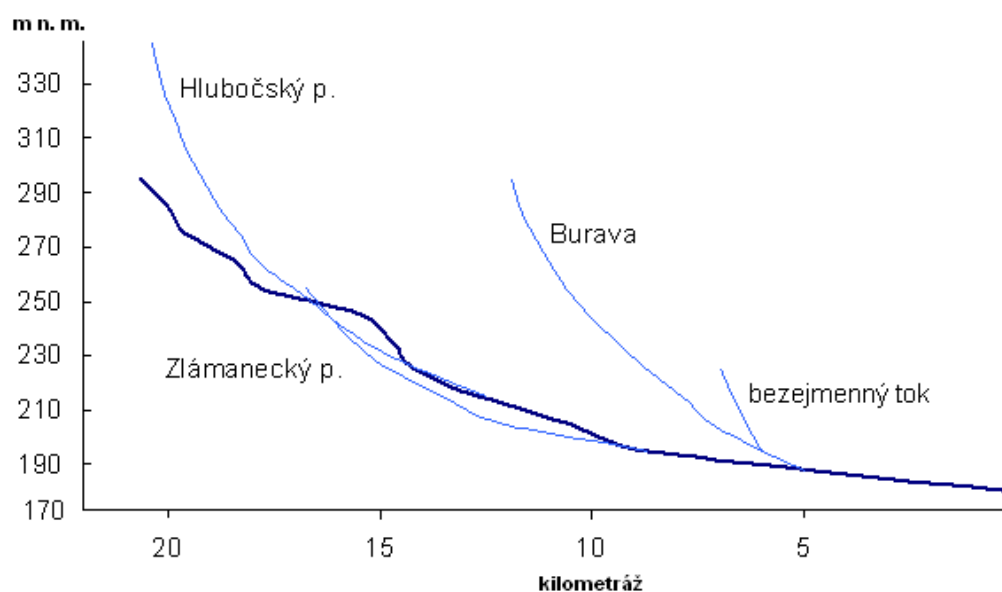
H_u ... nadmořská výška ústí (m n. m.)

L ... délka vodního toku (m)

3.3.5 Spádová křivka

Je průřezem svislé rovny s geografickou plochou tj. reálným povrchem, po kterém vodní tok stéká. Konstrukce křivky je jednoduchá na osu x nanášíme vzdálenost od pramene k ústí (popřípadě obráceně – formou kilometráže) a na osu y nadmořskou výšku. Spádová křivka může být **jednoduchá** (zobrazen pouze zájmový vodní tok) nebo **rozvitá** (v takovém případě jsou zobrazeny další křivky přítoků). Při konstrukci **rozvité spádové křivky** musíme dbát na dodržení správné kilometráže ústí jednotlivých přítoků. Při konstrukci tak postupujeme od ústí směrem k prameni.

Spádová křivka vodního toku



Obr. 7.3.5 Rozvitá spádová křivka Břežnice (Pramen: seminární práce studentů).

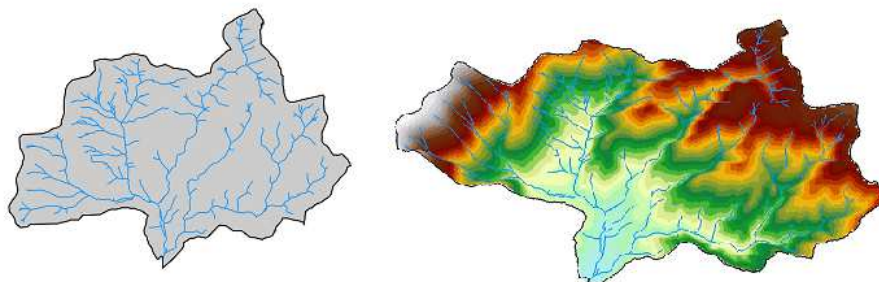
3.4 Geometrické a fyzikálně-geografické vlastnosti povodí

3.4.1 Plocha povodí

Plochu povodí (S_p , P , A , F) odvozujeme planimetricky z vhodného mapového podkladu. Jedná se o plochu půdorysného průmětu povodí do vodorovné roviny. Plocha povodí se nejčastěji udává v km^2 nebo v ha.

Reálná plocha povodí v terénu je vždy větší než plocha povodí odvozená z mapového podkladu. Příčinou je členitost reliéfu, která v mapě nemůže být zohledněna. Reálnou plochu povodí tak lze určit z digitálních modelů reliéfu v prostředí GIS. Obecně lze říci, že větších odchylek bude plocha povodí reálná od planimetrické nabývat v členitějším reliéfu.

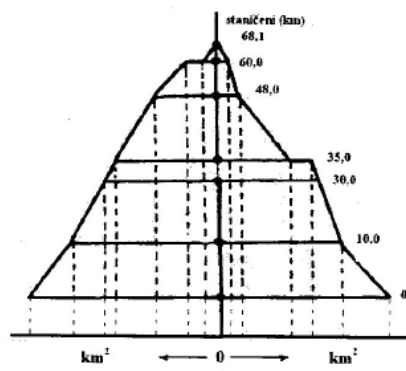
Pozn. v následujících charakteristikách budeme používat jako symbol plochy povodí „P“



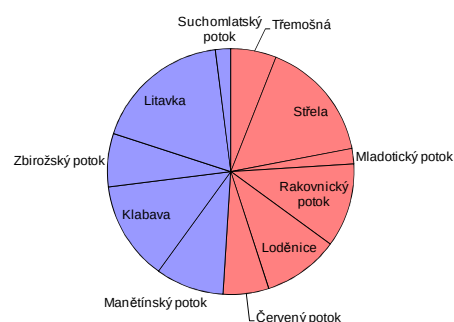
Obr. 3.4.1 Povodí Krupé – znázornění plochy povodí z mapy (vlevo) a z digitálního modelu reliéfu. Plocha povodí stanovená planimetricky je $62,7 \text{ km}^2$, spočítaná v GIS z DMR $64,2 \text{ km}^2$. (zdroj: vlastní zpracování)

Vývoj plochy povodí lze znázornit pomocí **grafu vývoje povodí**. Pravoúhlý graf vývoje povodí zvětšování plochy povodí s rostoucí délkou vodního toku. Kruhový graf vývoje povodí poté podává informace o plošném příspěvku jednotlivých přítoků k celkové ploše povodí s barevným odlišením levo a pravostranných přítoků.

Grafy vývoje povodí



Zjednodušený graf vývoje povodí Berounky



Obr. 3.4.1.1 Ukázka pravoúhlého grafu vývoje povodí a kruhového (zdroj: Pokorná, Zábranská 2007; Pošta 2008).

3.4.2 Střední šířka povodí

Střední šířka povodí (b , B) je poměr plochy povodí a délky vodního toku. Jednotky jsou kilometry nebo metry, v závislosti na délce vodního toku.

$$b = \frac{P}{L} \text{ (km)}$$

P ... plocha povodí (km^2)

L ... délka vodního toku (údolnice) (km)

3.4.3 Délka rozvodnice a délka povodí

Délka rozvodnice odpovídá **obvodu povodí**; značí se (L_R) a udává se v km. Délka povodí je přímočará vzdálenost ústí a nejvzdálenějšího bodu povodí, značí se stejně jako délka vodního toku (L) a uvádí se v kilometrech.

3.4.4 Tvar povodí

Tvar povodí je důležitou kvantitativní charakteristikou povodí. Určuje, zda-li je povodí protáhlého nebo kruhovitého tvaru nebo jeho symetričnost či asymetričnost. Existuje několik způsobů výpočtu tvaru povodí či jeho souměrnosti:

Výpočet tvaru povodí

a, **charakteristika povodí** (α)

$$\alpha = \frac{P}{L^2}$$

nebo také

$$\alpha = \frac{b}{L}$$

P ... plocha povodí (km^2)

b ... střední šířka povodí

L ... délka povodí (km)

Výsledné číslo porovnáme s tabulkou Herbera a Sudy (1994) podle plochy povodí ($< > 50 \text{ km}^2$) a zjistíme typ tvaru povodí:

Tvar povodí	$P < 50 \text{ km}^2$	$P > 50 \text{ km}^2$
protáhlý	$< 0,24$	$< 0,18$
přechodný	$0,24 - 0,26$	$0,18 - 0,20$
vějířovitý	$> 0,26$	$> 0,20$

b, Gravelliův koeficient (K_G)

Udává, jak moc se tvar povodí liší od „ideálního“ tvaru tj. kruhového povodí ($K_G = 1$). Jedná se o podíl délky rozvodnice a obvodu kruhu o stejném obsahu jako je plocha povodí. Výsledné hodnoty nabývají velikosti ≥ 1 . Čím větší je hodnota K_G , tím více je tvar povodí protáhlý.

$$K_G = \frac{L_r}{2\sqrt{P\pi}}$$

L_r ... délka rozvodnice (km)

P ... plocha povodí (km^2)

c, Koeficient protáhlosti povodí (Elongation ratio) (R_E)

Jedná se o podíl průměru kruhu o stejné ploše jako je plocha povodí a délky povodí. Hodnota koeficientu protáhlosti povodí nabývá hodnot v intervalu (0;1). Čím více se hodnota R_E blíží 0, tím více je povodí protáhlé a naopak, čím více se hodnota přibližuje 1 tím více je tvar kruhový.

$$R_E = \frac{2\sqrt{\frac{P}{\pi}}}{L}$$

L ... délka povodí (km)

P ... plocha povodí (km^2)

d, Koeficient (stupeň) souměrnosti povodí (K_S)

Koeficient souměrnosti povodí udává symetričnost či asymetričnost tvaru povodí. Čím více se hodnota koeficientu blíží 0, tím více je povodí souměrné.

$$K_S = \frac{|P_L - P_P|}{P} \quad \text{nebo} \quad K_S = \frac{|P_L - P_P|}{P_L + P_P}$$

P_L ... plocha levostranných přítoků (km^2)

P_P ... plocha pravostranných přítoků (km^2)

P ... plocha povodí (km^2)

3.4.5 Výškopisné poměry povodí

Výškopisné poměry v povodí můžeme vyjádřit pomocí:

a, **průměrná nadmořská výška povodí** (H_p)

$$H_p = \frac{(H_{min} + H_{max})}{2}$$

Výpočet průměrné nadmořské výšky povodí

H_{min} ... minimální nadmořská výška v povodí (m n.m.)

H_{max} ... maximální nadmořská výška v povodí (m n.m.)

a, **průměrný sklon povrchu povodí** (I)

Vypočítá se buď pomocí zjednodušeného vzorce, nebo přesněji dle Herbstova vzorce, kde se zohledňují výškové intervaly vrstevnic a délka jednotlivých vrstevnic.

Výpočet průměrného sklonu povrchu povodí

$$I = \frac{(H_{max} - H_{min})}{\sqrt{P}} \cdot 1000 (\text{‰})$$

nebo dle Herbsta:

$$I_F = \tan \alpha = \frac{h \cdot \sum l_r}{P}$$

H_{min} ... minimální nadmořská výška v povodí (m n.m.)

H_{max} ... maximální nadmořská výška v povodí (m n.m.)

h ... výškový interval vrstevnic (m)

l_r ... délka dné vrstevnice v povodí (m)

P ... plocha povodí (m^2)

3.4.6 Lesnatost povodí

Je charakteristika, která reprezentuje vegetační poměry v povodí a to konkrétně zastoupení lesů, jako významných činitelů ovlivňujících hydrologický režim. Lesnatost (K_l) udává v procentech zastoupení plochy lesů na celkové ploše povodí.

$$K_l = \frac{\sum P_l}{P} \cdot 100 (\%)$$

P_l ... plocha lesů v povodí (km^2)

P ... plocha povodí (km^2)

Důležitou hydrologickou a klimatickou roli v povodí hrají také umělé a přirozené vodní nádrže. Proto se někdy stanovuje tzv. index jezernatosti (K_f), který udává procentuální zastoupení vodních ploch na celkové ploše povodí (území).

3.4.7 Další fyzicko-geografické charakteristiky povodí

Mezi další fyzicko-geografické charakteristiky povodí můžeme zařadit poměry **geologické** (zastoupení jednotlivých geologických útvarů v povodí, jejich původ, uložení vzhledem k hydrogeologickým podmínkám atd.), **pedologické** (zastoupení jednotlivých typů a druhů půd, náchylnosti k erozi, infiltračními vlastnostmi atd.), **klimatické** (srážkové, teplotní údaje, klimatické oblasti...) (Kravka a kol. 2009). Důležitým prvkem charakteristiky povodí, vypovídajícím o činnosti člověka je **land-use**. Podává informace o využití ploch v povodí, zda-li je v něm silně zastoupena orná půda, zastavěné plochy nebo spíše lesy a pastviny. K stanovení výše zmíněných charakteristik můžeme využít mapových podkladů (geologické a pedologické mapy, Atlas podnebí ČR, základní topografické mapy, územní plány atd.) nebo dat naměřených přímo v terénu (meteorologická data, pedologické sondy, geologické vrty, terénní výzkum).



Shrnutí

Hydrografie se zabývá charakteristikami vodních útvarů. Hlavní komponentu hydrografické sítě tvoří říční síť, jež je tvořena hlavním vodním tokem a jeho přítoky, které mají specifické uspořádání. Říční síť se vyvíjí od plošného splachu (ronu) přes erozní rýhy, stružky, strže, koryta až po údolí. Území, ze kterého voda odtéká do určitého vodního toku nebo jiného objektu se nazývá povodí a je základní hydrologickou prostorovou jednotkou. Povodí je ohraničeno rozvodnicí, která může být buď orografická nebo hydrogeologická. Základní morfometrickými a morfologickými charakteristikami vodních toků je: řádovost, délka, křivolakost, průměrný sklon, spádová křivka, hustota říční sítě a její uspořádání. U povodí nejčastěji vyjadřujeme plochu, délku rozvodnice, střední šířku a tvar povodí.



Kontrolní otázky a úkoly

4. Co je to hydrografická síť, říční síť a povodí?
5. Nakresli základní tvary říční sítě.
6. Na mapě vymezte rozvodnici řeky Bystřičky.

Pojmy k zapamatování



Vodní útvar, vodní tok, povodí, pramen, ústí, zdrojnice, rozvodnice, bifurkace, říční pirátství, spádová křivka, stupeň vývoje vodního toku, plocha.

4 Srážko-odtokový proces v povodí

Cíl

Po prostudování této kapitoly budete umět:

- Vysvětlit transformaci srážek v povodí
- Charakterizovat druhy odtoku
- Detailněji objasnit jednotlivé komponenty hydrologického cyklu v povodí

Doba potřebná k prostudování kapitoly: **90 minut**.

Průvodce studiem

Co se stane s vodou, která spadne do povodí ve formě srážek? Odteče všechna vodní toky? Jak to, že vodní toky za normálních okolností nevysychají? Na tyto a další otázky si odpovíme v následující kapitole.

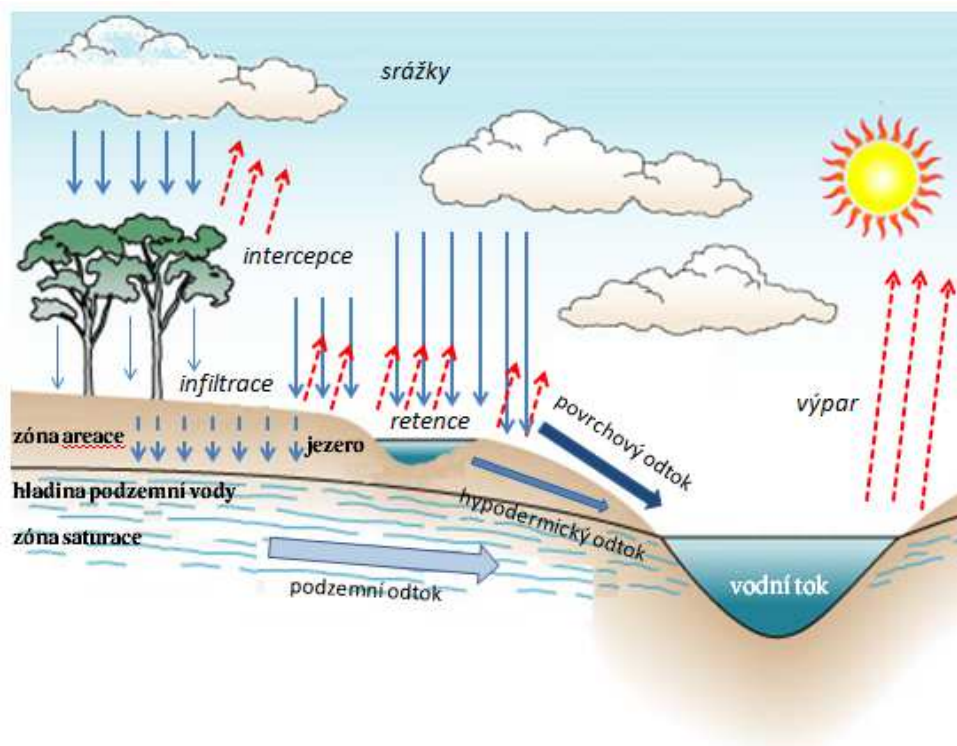


4.1 Hydrologický cyklus v povodí

Hydrologický cyklus neprobíhá pouze na globální úrovni, jak je popisováno v kapitole 2. Nepřetržitý oběh vody probíhá také v prostorově menších jednotkách. Základní hydrologickou prostorovou jednotkou je povodí. Transformace srážek na odtok z povodí je jednou ze základních otázek, na které hydrologie hledá odpovědi.

Základní vstupní komponentou srážko-odtokového procesu v povodí je atmosférická srážka. Srážky mohou dopadnout na nepropustný povrch, kde dochází k jejich hromadění (retenci) a následnému výparu (evaporaci), nebo mohou odtékat po zemském povrchu ve směru spádu přímo do vodního toku. Určité množství srážek se může také zachytit na vegetaci či jiných předmětech (intercepce) a další část se vsákne do půdy (infiltrace), odkud se pomocí hypodermického nebo podzemního odtoku dostane do vodního toku nebo se stane součástí organické hmoty rostlin a organismů, z nichž se potom uvolňuje dýcháním (transpirací). Takto zjednodušeně lze popsat hydrologický cyklus v povodí. K plnému pochopení transformace srážek na odtok v povodí je však nutný detailnější rozbor jednotlivých procesů, které se ve srážko-odtokovém procesu mohou uplatnit.

Srážko-odtokový proces



Obr. 4.1 Srážko-odtokový proces v povodí (Pramen: soer.justice.tas.gov.au, upraveno autory).

4.1.1 Intercepce

Je proces, při kterém je voda ze srážek zadržena na předmětech nebo vegetaci (např. listech rostlin, kmenech stromů), tato voda se časem buď vypaří zpět do atmosféry, nebo postupně steče či odkapá na povrch (v případě stromových porostů se jedná o tzv. korunové srážky).

Tab. 4.1.1 Hodnoty intercepce jednotlivých dřevin

Typ dřeviny	Množství zadržených srážek v koruně (%)	Množství srážek stékajících po kmeni (%)	Celková intercepce (%)
Smrk	43,5	2,3	41,1
Borovice	24,5	0,7	27,8
Javor	29,5	8	22,5
Dub	26,4	5,7	20,7
Buk	36,3	16,8	19,5

Pramen: upraveno dle Duba 1957 a Demka a kol. 1976

Lidové rčení říká, že v lese prší dvakrát – poprvé při samotné srážce a podruhé, když voda zadržená v korunách stromů odkapává na zem.

Z tabulky vyplývá, že největší intercepční schopnost mají jehličnany. Jehličnaté lesy jsou schopny zadržet v korunovém systému více než polovinu z celkového množství srážek. Na intercepci se významně podílí také zemědělské plodiny. Vysoká intercepční schopnost hrachovin a jetelovin umožňuje využívat tyto plodiny jako opatření proti erozi půdy.

4.1.2 Retence

dochází k zadržení vody v povodí. Voda z atmosférických srážek se může dopadnout na hladinu jezera, rybníku nebo vyplnit terénní deprese. Z těchto depresí se voda může pomalu vypařit, odtéci nebo se infiltrovat do podzemí.

Retence

4.1.3 Infiltrace

Infiltrace – neboli vsak je proces převádění povrchové vody do pásma provzdušnění (areace) půdního profilu. Z pásma areace se voda díky kořenovému systému rostlin může transportovat do rostlinných těl a odtud procesem transpirace dostat zpět do ovzduší. Část infiltrované vody se prosákne z pásma areace až do pásma saturace a doplní tak zásoby podzemní vody. Rychlost infiltrace a množství infiltrované vody se odvíjí od fyzikálních vlastností půdy (typ a druh půdy), vegetačního krytu půdy, vlhkosti půdy (množství vody v půdním profilu od předcházející srážkové události), intenzitě a době trvání srážek, chemických látek přidaných do půdy, hloubce, do které je voda schopná proniknout (v závislosti na množství a velikosti půdních kapilár) (Trizna, 2010). Základní vlivy půd a vegetace na infiltraci shrnují tabulky.

Infiltrace

Tab. 4.1.2 Velikost infiltrace na půdě s různým typem vegetace

půda a vegetace	velikost infiltrace (mm/h)
půda s lesním porostem	100-200
půda s trvalým travním porostem	10-70
půda bez vegetace	0 - 4

Pramen: upraveno, dle Burta 1987

Tab. 4.1.1 Vliv půdních druhů a vegetačního krytu na velikost infiltrace

půdní druh	velikost infiltrace (mm/h)	
	s vegetačním krytem	bez vegetačního krytu
hlinito-písčité	50	25
písčito-hlinité	25	13
hlinité	15	8
jílovito-hlinité	5	3

Pramen: dle Kohnkeho 1968

4.1.4 Výpar

Výpar (evaporace) je proces, při které dochází k přeměně vody ve vodní páru. K této přeměně je nutné dodat energii z atmosféry (vítr) nebo ze slunce (záření). Velikost výparu je tedy přímo ovlivněna těmito komponentami. Výpar je definován, jako *množství vody nebo výška vrstvy vody vypařené za určitý časový interval z určité plochy*, vyjadřuje se tudíž v **mm**.

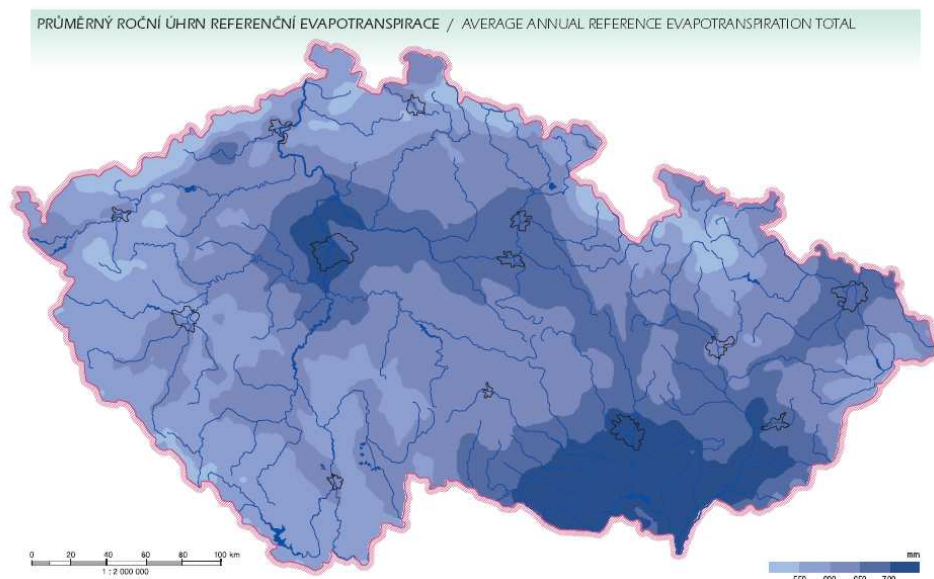
Výpar

Pro hydrometeorologické účely se někdy používá **intenzita výparu** – tj. množství vody vypařené za jednotku času z určité plochy ($\text{mm} \cdot \text{s}^{-1}$).

Druhy výparu Rozlišujeme dva základní druhy výparu: **evaporaci** (fyzikální výpar) a **transpiraci** (fyziologický výpar - výdej vody povrchem rostlin, zejména listy v průběhu fotosyntézy a dýchání). Společně potom tvoří **evapotranspiraci**.

Evapotranspirace je tak celkový výpar, vztažený k určitému území. Je to v podstatě **aktuální výpar** (E_i) z určitého území (povodí), který zohledňuje aktuální podmínky stavu vody a přísunu energie. Vedle aktuálního výparu vymezujeme také **potenciální výpar** (E_p), což je maximální možný výpar, kterého lze na určitém území v určitých klimatických podmínkách dosáhnout. Aktuální výpar je za suchých měsíců daleko nižší než potenciální, vyrovnává se mu pouze v podmínkách srážkových epizod.

V podmínkách střední Evropy se vypaří zhruba 60% srážek (z toho 14% z holé půdy, 45% transpirací rostlin a 1% z vodních toků nádrží).



Obr. 4.1.4: Průměrný roční úhrn referenční evapotranspirace v České republice (zdroj: Tolasz a kol. Atlas podnebí ČR, 2010)

Výpar z volné vodní hladiny je třikrát menší než výpar z hladiny pokryté vodními rostlinami.

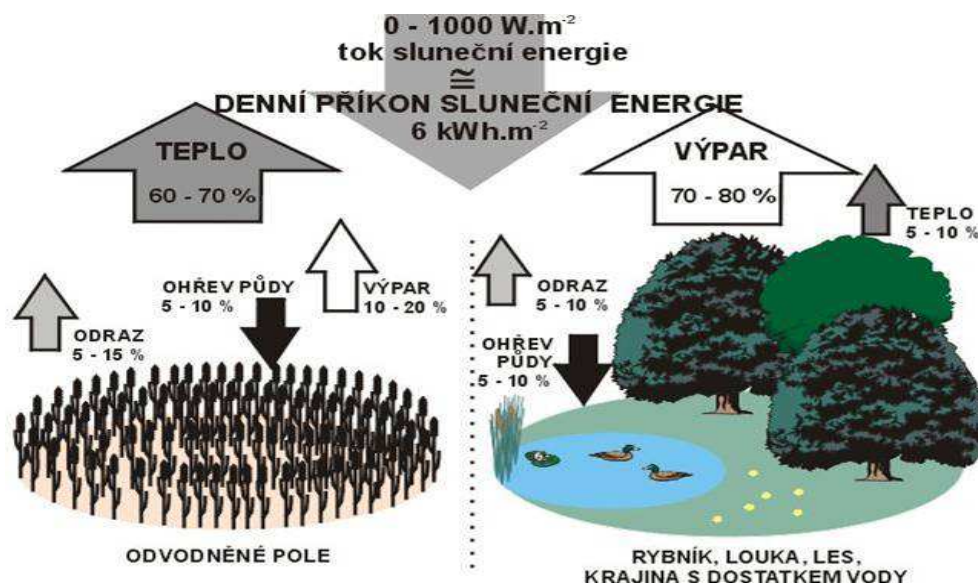
Faktorů, které ovlivňují výpar, je celá řada – předně je to teplota vypařující se látky (vody), dále vlastnosti vzduchu (teplota, vlhkost, tlak), proudění vzduchu, tvar povrchu (reliéf), ze kterého se voda vypařuje, vlastnosti půdy (druh, barva, kultivace, struktura), vegetační pokrývka (transpirace).

Kvůli rozdílnému prostředí a podmínkám výparu rozlišujeme tyto typy výparu:

- **Výpar z vodní hladiny** (E_0) (zde množství výparu závisí na velikosti, hloubce vodní masy a také na proudění vzduchu)
- **Výpar z půdy** – je velmi ovlivněn nasyceností půdy vodou, z nasycené půdy se vypařuje 10-15 mm vody denně, ve vyschlé půdě je vypařovací horizont ve větších hloubkách a je zanedbatelný.
- **Výpar z vegetace** (transpirace)
- **Výpar ze sněhu a ledu** – vzhledem k větší tepelné vodivosti ledu a menší schopnosti odrážet sluneční záření (albedo) se z ledu voda odpařuje až 3x více

K měření výparu se využívá tzv. **výparoměr**. Jedná se o nádobu o známých rozměrech zapuštěnou do země. V ní se měří změny vodní hladiny pomocí plováku. Voda je zde odčerpávána nebo dočerpávána na příslušnou hodnotu vždy v 7 hodin ráno. Pro měření výparu z vodních nádrží se používá speciální plovoucí zařízení a pro měření výparu z půdy se používá zvláštních typů **lyzimetrů**, které jsou podobné výparoměrům, ale mají nádobu vyplněnou půdou a okolní vegetací, navíc umožňují infiltraci vody nádobou až do půdního podloží. Při měření se tak musí neustále měřit také průtok srážkové vody nádobou. Transpirace se měří pomocí **fotometrů** a **potometrů**, které jsou tvořeny nádobou s půdou nebo vodou, se zasazenými rostlinami stejného druhu. Pro zamezení výparu z půdy je zakryta parafinem nebo fólií (Bumerl, 2003).

Důležitá role vegetace v evapotranspiraci se odráží také na místním klimatu. Jak plyne z obr. X Kdy v dobře zavodněném prostředí s vegetací je velká část sluneční energie transformována na výpar, za to v prostředí s malým výskytem biomasy a antropogenně ovlivněným hydrologickým režimem (meliorace) se energie ze slunce transformuje pouze na teplo. Ještě před několika desítkami let bylo vědeckými studiemi prokazováno, že les „přitahuje srážky“. Tvorba „oblaků“ vodní páry nad lesy toho byla důkazem. Dnes je dokázáno, že oblaka vodní páry nad lesy jsou vypařující se kapky vody, které se na lesním porostu zachytily pomocí intercepce a následně vypařily. Výpar z lesů je tedy větší než např. výpar ze zatrávněných ploch, protože je v něm zároveň největší intercepce a tudíž zásoba vody pro výpar. Evaporace z „mokrých listů“ nebyla dlouho zkoumána, jelikož se věřilo, že větší evaporace z listů kompenzuje ztráty z transpirace, která by v ten moment normálně probíhala (studie ze 60. let). Později bylo zjištěno, že výpar z mokrých listů je 3x až 4x větší než výpar ze suchých listů. Stále však zůstává nezodpovězená otázka, jak výpar z lesa přispívá k tvorbě regionálních dešťů (Davie, 2008).



Obr. 4.1.4.1 Ukázka důležité role lesní vegetace na výpar a tím i mikroklima (zdroj: hg10.vsb.cz)

4.2 Základní typy odtoku

Typy odtoku

Celkový odtok z povodí se dá charakterizovat jako objem vody, který odečte z povodí za jednotku času. Jeho součástí je několik typů dílčích odtoků:

a, **povrchový odtok** – část celkového odtoku, která stéká přímo po povrchu terénu. Může být soustředěný (tzn. v rámci hydrografické sítě vodních toků) nebo nesoustředěný (tzv. plošný splach – ron). Jiné dělení hovoří o sklonovém (uskutečňuje se na sklonových plochách) a říčním (v říční síti).

b, **podpovrchový odtok** – tzv. hypodermický odtok – voda, která se infiltruje do podloží a odtéká v rámci půdního profilu těsně pod povrchem terénu a není v kontaktu s podzemní vodou.

c, **podzemní odtok** – je tvořen vodou, která se infiltrovala a odtéká podzemím, je oproti hypodermickému a povrchovému odtoku značně zpomalený.

Povrchový odtok a hypodermický odtok, který probíhá již při srážce nebo bezprostředně po jejím skončení tvoří tzv. **přímý odtok**. Podílí se na přechodném zvýšení vodnosti řek.

Podzemní odtok spolu se zpožděným hypodermickým odtokem potom tvoří tzv. **základní odtok**. Právě tento odtok zásobuje vodou potoky a řeky i v období bez srážek.

4.3 Hydrologická bilance

Hydrologická bilance

Stejně jako pro velký a malý oběh vody, můžeme sestavit hydrologickou bilanci také pro jednotlivá povodí nebo dokonce státy. Základní veličiny hydrologické bilance rozdělujeme dle prvků hydrologické bilance na dva typy (ČHMÚ, 2010):

a, veličiny, které mají rozměr toků (srážky, výpar, průtok v závěrném profilu, základní odtok)

b, veličiny, které mají rozměr zásob (půdní voda v zóně areace, sněhová pokrývka, podzemní voda, voda v tocích a nádržích)

Dle rozdělení je zřejmé, že ne všechny prvky hydrologické bilance lze s přesností změřit či určit. Pro určení specifických prvků hydrologické bilance (např. změny v zásobě půdní a podzemní vody, potenciální výpar atd.) se tedy používají speciální modely a modelové výpočty. V rámci potřeb ČHMÚ bylo území České republiky rozděleno do 10 bilančních oblastí, pro které se zhotovuje přesná hydrologická bilance.

Měření hydrologické bilance

Pro zjednodušenou hydrologickou bilanci v rámci povodí lze využít rovnice:

$$H_S = H_O + H_V \pm R$$

H_S ... celková výška srážek (mm)

H_O ... celková výška odtoku (mm)

H_V ... celková výška výparu (mm)

R ... změna výšky zásob v povodí (mm)

Změna zásob vody v povodí vyjadřuje úbytek či přebytek zásob vody ve sněhové pokrývce, podzemní vody, akumulované povrchové vody atd. Pokud tyto propozice nejsou známy lze rovnici zcela zjednodušit bez použití R .

Pro zájemce

Jak vzniká odtok? Nejznámější teorie vzniku odtoku pochází od **Roberta E. Hortona** z roku 1933 a je prezentována také v tomto učebním textu. Dle této teorie vzniká povrchový odtok tak, že intenzita deště překročí infiltrační kapacitu půdy. Na půdě se vytvoří tenká vrstva vody, která se začne pohybovat po svahu a následně hromadit v mělkých depresích terénu. Deprese se postupně vyplní a voda z nich začne přetékat a postupně se soustředí do rýh a stružek, které se dále spojí do vodních toků. Řídícím faktorem tohoto modelu je tedy infiltrační kapacita půdy (Davies 2008). Hortonovský model tedy počítá s infiltračním přebytkem, který vytváří povrchový odtok. Tento způsob výkladu je značně zjednodušený. Betson (1964) tak podrobil Hortonovu teorii revizi a přišel s tvrzením, že v povodí existuje pouze několik ploch, které přispívají k tvorbě plošného odtoku, zejména při přívalových srážkách. Novou teorii podpořily také závěry Selbyho v roce 1970, který došel při svých výzkumech na Novém Zélandu k poznání, že infiltrační kapacita místních pastvin a hrabanky pod stromy byla obecně mnohonásobně vyšší než intenzity naměřených dešťů a přesto docházelo k tvorbě povrchového odtoku. Zcela nový pohled přinesly Hewlett a Hibbert (1967), kteří na základě pozorování výzkumných ploch na východě USA došli k závěru, že všechna voda se při srážce infiltruje do půdy, ale zde ji podpovrchový odtok může přivést zpět na povrch („return flow“) a potom společně s deštěm padajícím na saturovaná místa tvoří povrchový odtok. Tak byl položen základ tzv. **nehortonovského modelu** tvorby odtoku, kdy řídicím procesem je podpovrchový odtok v půdě. Koncept modelu tedy vychází z faktu, že odtok závisí na stavu provlhčení půdy před, během a po dešti, navíc je k jeho vzniku zapotřebí méně intenzivní dešť. Při srážce se většina vody vsákne do půdy a nastává tak podpovrchový odtok. Podél vodního toku se vytváří při úpatí svahů zóna nasycení (saturace), kde se v případě dopadu srážky voda nevsakuje, ale vytváří přímo povrchově odtéká. V průběhu dalšího pokračování srážky se zóna saturace rozšiřují směrem do svahu a protínají dráhy podpovrchového odtoku a způsobí jeho návrat na povrch („return flow“). Po skončení srážky dochází k rychlému poklesu přímého povrchového odtoku z nasycené zóny a return flow. Pozvolna klesá podpovrchový odtok.

Role hypodermického odtoku zejména při přívalových srážkách není ještě zcela objasněna. Výzkumné studie prokázaly, že samotný hypodermický odtok není rychlý (zhruba 13 mm/hod v písčitých půdách). Teorie Hortona a Hawkinse (1965) počítá s tzv. „**pístovým prouděním**“ což znamená, že nově infiltrující se voda vytlačuje z podpovrchu vodu „starou“, která tak odtéká mnohem rychleji. Stále nevyřešená zůstává také otázka sítě makropórů v půdě (3 mm a více) a jejich podílu na rychlém hypodermickém odtoku. Síť makropórů (tzv. preferenční cesty) můžou vzniknout např. činností půdních živočichů, kořenovými systémy rostlin atd.



SHRNUTÍ

Hydrologický cyklus v povodí ovlivňuje řada fyzicko-geografických faktorů. Základní vstupní komponentou jsou srážky, které dopadají do povodí. Transformace srážek na odtok je produktem složitého systému. Část srážek se z povodí vypaří, část se zachytí na předmětech a vegetaci, část doplní zásoby povrchových vod stojatých, část se vsákne do půdy a část povrchově odeče do vodního toku. Kromě povrchového odtoku se v povodí uplatňuje také podzemní a hypodermický odtok. Přímý odtok se podílí na přechodném zvýšení hladiny a průtoku vodních toků, základní odtok potom dotuje vodní toky v době sucha. Pro povodí či určité území se stanovuje hydrologická bilance, která rekapituluje vstupy (srážky, přítok, zásoby vody) a výstupy (výpar, odtok, úbytek zásob vody) do hydrologického systému povodí.



Kontrolní otázky a úkoly

7. Vysvětli transformaci srážek v povodí.
8. Jaké máme typy odtoku a co je jejich předpokladem?
9. Který les je schopen zadržet ve svých korunách více vody?
10. Sestavte základní rovnici hydrologické bilance pro povodí.

Pojmy k zapamatování

Intercepce, retence, evaporace, transpirace, hypodermický odtok, podzemní odtok, přímý odtok, základní odtok, transformace srážek v povodí, hydrologická bilance, hortonovský odtok.

5 Hydrometeorologie

Cíl

Po prostudování této kapitoly budete umět:

- Rozdělení srážek podle původu
- Přívalové srážky
- Metody měření srážek (klasické a moderní)
- Metody plošného rozložení srážek na povodí

Doba potřebná k prostudování kapitoly: **60 minut**.

Průvodce studiem

Vlivem globální změny klimatu lze s velkou pravděpodobností očekávat zvýšený výskyt nepříznivých meteorologických a následně i hydrologických jevů. Znamená to nerovnoměrné rozložení srážek během roku i měsíců, vyšší četnost přívalových srážek a z toho vzniklých povodní a nástupy delších období meteorologického sucha, které se projevují v nedostatku vodních zásob. Tyto projevy už můžeme sledovat i v ČR, kdy z pozorování meteorologů vyplývá, že se zásadně změní rozložení srážek během roku, kdy bude méně srážek na konci jara a na počátku léta, kdy se projeví četnější výskyt přívalových srážek. Dají se také čekat dopady na zemědělství, protože právě v tom období, kdy by vegetace potřebovala vodu, jí bude méně. Celkově jde tedy o stresové efekty - střídání velmi teplých a chladnějších, a srážkově bohatších a velmi nedostatkovým období.

Srážky, ať už kapalné nebo pevné, jsou ale jedinou vstupní veličinou do hydrologického cyklu povodí. Právě jejich množství a časové rozložení předurčuje velikost odtoku, tak i jeho časové rozložení – režim odtoku. Z uvedených důvodů se v hydrologii z meteorologických jevů věnuje nejvíce pozornosti atmosférickým srážkám, o kterých pojednává tato kapitola.



5.1 Atmosférické srážky

Podle místa vzniku dělíme srážky na:

- atmosférické (vertikální)- déšť, zmrzlý déšť, kroupy, krupky, sníh, mrholení, mlha
- horizontální – rosa, jinovatka, námraza

Dělení atmosférických srážek

Mohou být ve skupenství kapalném nebo pevném. Atmosférické srážky vypadávají z oblaků, které tvoří kondenzáty (drobné kapičky vody o průměru 0,01-0,03 mm) nebo desublimáty (drobné krystalky ledu) ve formě aerosolu. Kondenzáty a desublimáty jsou v oblacích rozptýleny a vlivem proudění se stále pohybují.

Podmínkou pro kondenzaci nebo desublimaci vodní páry je existence kondenzačních nebo desublimačních jader, která jsou obklopena vzduchem nasyceným vodní párou. K nasycení může dojít buď zvýšením vlhkosti, nebo při dané vlhkosti ochlazením styčného povrchu (tj. povrchu kondenzačních jader v atmosféře, nebo povrchu území či předmětů), jehož teplota musí být menší nebo rovna teplotě rosného bodu.

Vysvětlení pojmů:

Kondenzace: srážení, zkapalňování par, desublimace: přeměna plynného skupenství přímo ve skupenství pevné (opak je sublimace), kondenzační jádro: malé částice zplodin hoření, půdní mikročástice, apod., desublimační jádro: drobné částice ve specifických tepelných podmínkách (teplota vzduchu menší než 12°C) a vlhkostních podmínkách (výrazné přesycení vodní párou).

Podle původu rozlišujeme typy deště:

Typy dešťů

- déšť termický (konvekční) – vzniká při ochlazování výstupních vzdušných proudů, ohřátých od zemského povrchu krátká doba trvání, nejčastěji po denním teplotním maximu kdy byl vysoký výpar (vysoká intenzita, malá zasažená plocha – bouřky obr. 5.1)
- déšť orografický (terénní) – vzniká při ochlazování vzdušných proudů usměrněných horským reliéfem do vyšších vrstev atmosféry (dlouhá doba trvání, nižší intenzita)
- déšť frontální (regionální, cyklonální) – spjatý s tlakovou níží (cyklonou), stojí-li proti sobě dvě vzduchové hmoty o různých teplotách (atmosférická fronta). Na přední stranu cyklony se váže teplá fronta a na její zadní (týlovou) stranu studená fronta.



Obr. 5.1. Bouřková oblaka nad Troskami

5.1.1 Déšť

Je tvořen kapkami o velikosti 0,2-3 mm. Podle úhrnu deště a příslušné doby trvání se deště dělí na:

- Deště normální: s nižší intenzitou a delší dobou trvání (na povodí nevyvolávají škodlivé následky, srážková voda se vsakuje do půdy a příznivě ovlivňuje její vlhkost).

- Deště extrémní:
 - a. **s velkou intenzitou a krátkou dobou trvání** (vyvolávají povodňové stavy na malých povodích, způsobují erozní jevy v důsledku rychlého odtoku vody z povodí) - přívalové
 - b. **s malou intenzitou a dlouhou dobou trvání** (vyvolávají nízké odtoky z povodí po dobu, kdy infiltrací naplňují podpovrchové horizonty, po jejich naplnění vyvolávají povodňové stavy jako deště přívalové) – regionální deště

Pro zájemce

Katastrofické povodně v roce 1997 na Moravě a v roce 2002 v Čechách byly způsobeny regionálními dešti. Příčina byla tlaková níže, která se v obou případech nad naším územím při přechodu, zastavila. Lepší představu o velikosti povodně v roce 1997 v červenci na Moravě ukazují 5 – denní úhrny, kdy ve stanici Lysá hora spadlo 586 mm, na Pradědu 454 mm a v Ostravě - Porubě 263 mm, což odpovídá zhruba polovině průměrného ročního úhrnu srážek v daných stanicích. V roce 2002 v srpnu měla povodeň dvě epizody, kdy ta první plně nasýtila povodí horního a středního toku Vltavy tak, že ve druhé vlně nebylo možné využít přirozené retenční schopnosti povodí. Například v povodí Malše byl dosažen v první vlně odtokový koeficient 65% a ve druhé až 90%.



Při moderním statistickém vyhodnocování dešťů jsou sledovány následující charakteristiky:

- celkový úhrn deště h_o [mm]
- celková doba trvání deště t_o [min]
- hyetogram deště [mm/min], nebo [l/s/ha], nebo [mm/min]
- průměrná intenzita deště $i_o = h_o / t_o$ [mm/min], nebo jako průměrná vydatnost deště [l/s/ha], když $1 \text{ [mm/min]} = 166,67 \text{ [l/s/ha]}$
- maximální intenzita deště i_m [mm/min], nebo maximální vydatnost deště [l/s/ha], doba výskytu maximální intenzity od začátku deště t_m [min]
- vyhodnocení násobnosti deště - tj. jednoduchý déšť (má jeden vrchol), násobný déšť (má více vrcholů), určení počtu vrcholů intenzit deště
- plošné rozložení deště - stopa deště na povrchu, plošné rozložení intenzit deště
- pohyb deště nad povrchem

Deště jsou nejdůležitější proměnnou, která ovlivňuje srážko-odtokový děj.

5.1.2 Přívalové deště

Přívalové deště

Přívalové deště neboli lijáky jsou velmi vydatné krátkodobé deště, které zasahují malé plochy. Způsobují proto prudké rozvodnění malých toků a projevují se také splachem ornice a tím způsobují vodní eroze zemědělské půdy. Mají velký význam v hydrotechnické praxi a jejich následky dosahují obrovských škod na majetku státu, hospodařících subjektů, firem i samotných obyvatel.

Intenzita deště během jeho trvání kolísá a pozorováním dešťů prokázala některé závislosti. Intenzita bývá největší po začátku deště a pak při dalším trvání klesá. Čím větší je intenzita lijáků, tím menší je zasažená plocha.

Přitom ale jejich intenzita na ploše není rovnoměrně rozložena, ale od jádra deště, kde je největší intenzita, k jeho okrajům se snižuje. Nejdůležitější je poznatek, že všeobecně intenzita lijáků klesá s jeho trváním.

Přívalové deště nemají v meteorologické praxi přesnou definici. Podle Hellmana jsou to deště s dobou trvání do 180 minut a s výškou srážek 10-80 mm. V oblasti ochrany půd před vodní erozí se můžeme setkat s definicí, která byla vytvořena pro potřeby stanovení nové metodiky výpočtu ohrožení půdy vodní erozí. Jeden z faktorů v rovnici USLE pro výpočet vodní eroze půdy je faktor erozní účinnosti přívalového deště (R). Faktor R je vyjádřený v závislosti na kinetické energii a intenzitě erozně nebezpečných dešťů (přívalových dešťů). Průměrná hodnota faktoru R je v našich podmínkách hodnotou za vegetační období, neboť přívalové deště vyvolávající erozi se vyskytují převážně od konce dubna do počátku října. Doporučená průměrná hodnota je pro Českou republiku $R = 20 \text{ MJ} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$. Tato hodnota byla kritizována z řad odborníků jako nízká a pracovníci Výzkumného ústavu meliorací a ochrany půd (VÚMOP) zpřesňují na základě historických ombrografických záznamů přesnější regionalizaci faktoru R na území ČR. Nový R faktor není prozatím stanoven, protože není vyhodnoceno dostatečné množství údajů. Při výpočtu faktoru R se berou v úvahu deště (přívalové deště) o vydatnosti větší než 12.5 mm, oddělené od předcházejících a následných dešťů 6 hodinovou či delší přestávkou, a deště, jejichž maximální intenzita překročí 24 mm/h, respektive intenzita 6 mm za 15 minut.

Přívalové deště zpravidla charakterizujeme **periodicitou** neboli průměrnou roční frekvencí p' . Je to číslo, které udává, kolikrát v průměru je déšť určité intenzity v rámci jednoho roku dosažen nebo překročen. Převrácenou hodnotou periodicity je **průměrná doba opakování** N . Udává průměrný počet let, ve kterých je déšť určité intenzity dosažen nebo překročen. Při stanovení se vychází z údajů počtu výskytů sledovaného jevu za dobu pozorování a z počtu roků pozorování.

Měření srážek

5.1.3 Měření srážek klasickými pozemními metodami

Pro klasické pozemní měření srážek slouží přístroje, kterým se říká **srážkoměry** neboli ombrometry. Ombrometr se skládá se záchytné nálevky, jejichž okraje jsou 100 cm nad zemí a má plochu 500 cm^2 . Z nálevky srážky stékají do sběrné nádoby, která je umístěna uvnitř ochranné nádoby. K vybavení patří i kalibrovaná nádoba skleněná, ve které se odměňuje zachycená voda. Měření se provádí pravidelně každý den v 7 hodin ráno nebo případně i po jednotlivých větších deštích. Dokonalejší záznamy dostáváme **ombrografem**. Rozdíl je v tom, že ze záchytné nálevky stéká voda do nádobky s plovákem, na kterém je připevněno písátko zapisující změny na papír navinutý na bubnu. Ten se otáčí pomocí hodinového strojku. Dále existují **impulsní srážkoměry**, které jsou složeny z kruhové záchytné plochy, vlastního pláště, tlumiče kinetické energie kapek vody a překlopné nádržky o objemu několika mililitrů s elektromagnetickým počítáním impulsů. Tento druh bývá vytápěn pro celoroční provoz. Optické srážkoměry měří srážky pomocí infračerveného paprsku. Tyto přístroje jsou závislé na správné kalibraci.

Na těžko dostupných místech, hlavně v horách, se měří celkový úhrn srážek za určité delší období pomocí **totalizátoru**. Jeho výška nad terénem je 3 až 5 metrů. Zachycené pevné srážky se v něm rozpustí v roztoku chloridu vápenatého a chrání se před výparek vrstvou vaselinového oleje.

Totalizátor

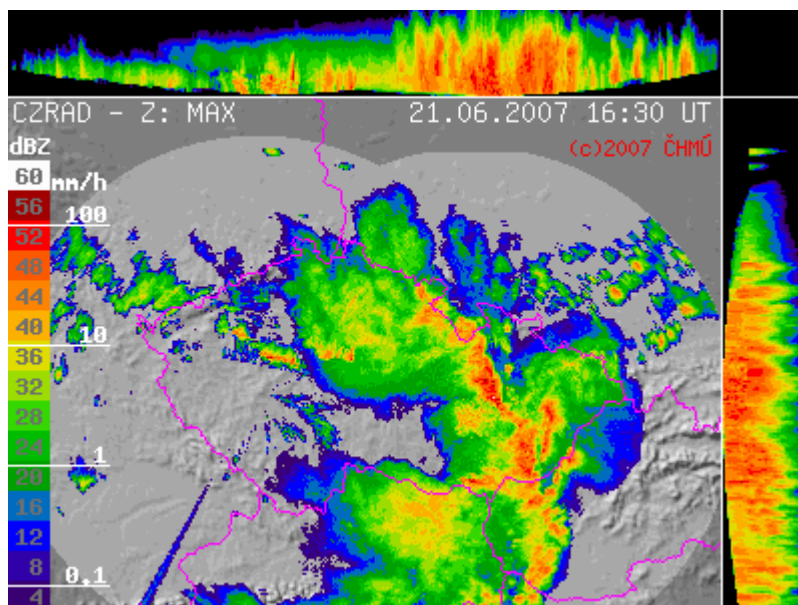


Obr. 5.1.3: Totalizátor

Při měření srážek klasickými pozemními metodami může vzniknout celá řada chyb. Jedním ze zásadních problémů a tedy i zdrojů chyb je malá půdorysná plocha přístroje. Pomocí těchto dat se potom určuje, odhaduje nebo extrapoluje srážková činnost na území velkých stovky čtverečných kilometrů. Je nutná správná volba extrapolace. Vzhledem k prostorové variabilitě srážek, zvláště za povodní, je ovšem zřejmé, že bodová měření, i kdyby byla sebestpřesnější, nemohou podat kvalitní informace o rozložení a intenzitě srážek na ploše povodí. Chyba vzniklá při extrapolaci bodových měření na skutečné plochy území je udávána ve výši 5-15 %, pro dlouhodobé srážkové úhrny potom 3-30 %. S velkými chybami až 75 % potom musíme počítat pro srážky v bouřkách a pro sněhové srážky. Vítr patří k významným faktorům ovlivňující přesnost měření srážkoměrů. Často se instalují větrné clony, aby zamezily vznikajícím turbulencím. V letních měsících ovlivňuje přesnost naměřených srážek výpar. Tomu se zabraňuje úzkými hrdly zachytných nádob nebo přidáním olejů, které vytvoří na hladině mastný film.

5.1.4 Stanovení srážek pomocí dálkového průzkumu Země

Klasická měření pozemních stanic jsou významná metoda pro určování srážek, ale pro zajištění stanovení srážek spojitě v čase, ale hlavně v prostoru nám slouží **meteorologické radary** (radiolokátory). Sítě digitálních radarů byly v Evropě vytvářeny během 70. a 80. let 20. století. V průběhu dalších desetiletí se formovala mezinárodní výměna operativních radarových dat. Výhoda jejich měření je schopnost zjišťovat okamžité intenzity srážek na ploše 100 - 200 km, bouřky až do cca 250 - 300 km. Jejich funkce je založena na schopnosti dešťových kapek v atmosféře odrážet mikrovlny. Tyto mikrovlny jsou vysílány parabolickou anténou



Obr. 5.1.5 Radarový snímek území ČR se silnými bouřkami na Moravě (zdroj: ČHMÚ, Praha)

o průměru několika metrů ve tvaru úzkého svazku do atmosféry. Radarová měření díky dobrému prostorovému, časovému pokrytí i plošnému rozlišení dat vhodně doplňují síť pozemních stanic. Intenzita srážek je závislá na hodnotách radarové odrazivosti [dBZ], na radarovém snímku to jsou jednotlivé barvy (Obr. 5.1.5). V současné době je většina území ČR pokryta měřením dvou civilních meteorologických radarů v Brdech u Prahy a ve Skalce u Boskovic. Měření probíhají nepřetržitě ve stanovených časových intervalech (tab. 5.1.5).

Tab. 2.1.5: Charakteristiky meteorologických radarů pro ČR

	Skalky u Boskovic	Brdy - Praha
Oblast	střední Morava	střední Čechy
Nadmořská výška	730 m	860 m
Výška antény n.m	767 m	916 m
Průměr antény	4,2 m	4,27 m
Interval měření	10 min.	10 min.
V provozu	Od 1995	Od 2000
Vlnová délka	5,31 cm	5,3 cm
Délka pulsu	2 mikrosekundy	0,8 mikrosekundy
Max. vzdálenost	260 km	256 km
Typ radaru	Gematronik METEOR 360AC	EEC DWSR-2501 C

Pramen: ČHMÚ, Praha.

Dále jsou používány pro území ČR satelitní měření a informace z geostacionárních družic METEOSAT a amerických družic NOAA. Družice METEOSAT obíhá Zemi ve výšce 36 tisíc kilometrů v rovině zemského rovníku jednou za 24 hodin. Družice z hlediska pozorovatele na Zemi se zdá, jako by visela nad zemí stále ve stejném bodě a snímá tedy stále stejnou část povrchu Země. Družice je zavěšena nad Guinejským zálivem a je schopna zobrazovat celou Evropu, Afriku, západní Asii a část Jižní Ameriky. Družice NOAA provozuje americká vládní agentura a je to „družice polární“. Výška dráhy je 810 až 870 km a obíhá přibližně za 100 minut.

Pomocí družic nejsou přímo měřeny srážky. Satelitní snímky, ale poskytují kvalitní informace o výskytu, rozložení a vývoji oblačnosti nad zájmovým územím, protože výskyt oblačnosti je přímo svázán se srážkovou činností. Využívá se hlavně pro predikci a připravit na dálku klasické pozemní stanice na očekávané srážky.

Pro zájemce

Pro předpověď počasí používá ČHMÚ numerické modely. Jejich princip vychází ze systému rovnic popisující pohyb atmosféry a z příslušných fyzikálních zákonů. Jednotlivé typy modelů se odlišují jiným časovým krokem, plošným krokem a různou dobou předstihu. Počátečním krokem predikce je důkladná analýza současného stavu atmosféry použitím meteorologických balónů, družic a radarů, kdy výsledkem jsou počáteční hodnoty polí hmoty, teploty, proudění větru a vlhkosti v předem určených uzlových bodech sítě modelu. Pak je zahájen vlastní výpočet modelu. Největším problémem je v současné době určení počátečních podmínek pro asimilaci dat, které jsou ovlivněny kvalitou dat, nerovnoměrným rozložením měření atd. Globální modely stimulují stav a pohyb celé atmosféry, např. ARPEGE, kde je horizontální rozlišení 50 km. Modely na omezené oblasti jsou numerické předpovědní LAM modely (Local Area Model). Nejznámější model v ČR je ALADIN (Aire Limitée, Adaptation Dynamique, Development International). Ten je používán pro krátkodobou předpověď atmosférických procesů, řádově dva dny, s rozměrem 10 km. Model je vyvíjen od roku 1991 v mezinárodní spolupráci vedené francouzskou povětrnostní službou Météo- France.



5.1.5 Sněhová pokrývka

Specifickým druhem vertikálních srážek je sníh. Za příznivých klimatických podmínek zůstává na zemském povrchu a tvoří dočasnou akumulaci vody v povodí v pevném stavu. Sníh se vytváří sublimací ve sněhovém oblaku při teplotě pod 0°C v podobě ledových krystalů. Čerstvý sníh má vysoké **albedo** (0,85), které ale postupně vlivem strukturálních změn sněhových zrn a znečištěním sněhové pokrývky klesá (znečištěný sníh má albedo 0,5).

Sněhová pokrývka

Množství napadlého sněhu se měří srážkoměrem. V teple se zachycený sníh nechá roztát a změří se voda ze sněhu. Mimo to se ještě měří výška sněhové pokrývky sněhoměrnou latí ráno v 7 hodin. Důležitá charakteristika sněhu je jeho vodní hodnota, která se vypočítává jako poměr výšky vody získané ze sněhu k jeho původnímu objemu (1 l vody = 1 kg vody). Vodní hodnota sněhu se udává v % nebo jako bezrozměrné číslo. Dub a Němec (1969) udávají vodní hodnotu sněhu pro nově napadlý sníh od 0,02 do 0,27, pro lehký sníh 0,20 až 0,40 a pro starý firnový sníh 0,25 až 0,50. Pokud vynásobíme výšku sněhové pokrývky v mm vodní hodnotou sněhu, získáme údaj o výšce vodního sloupce, který by vznikl. A pokud tento výsledek vynásobíme plochou povodí, která je sněhovou pokrývkou pokrytá, získáme informaci o potenciální zásobě (objemu) vody v povodí, kterou obsahuje sněhová pokrývka. Tyto údaje mají obrovský význam hlavně v jarních měsících při tání sněhu a při oblevách pro prognózy velikosti odtoku z povodí a například také pro manipulace s hladinou vodní nádrže atd.

Tání sněhu, přeměna tuhého skupenství vody na kapalné při teplotě nad 0°C, probíhá pod vlivem kombinovaného působení různých klimatických činitelů, jako jsou teplota vzduchu (advektivní typ tání), sluneční svit (solární typ tání) a množství dešťových srážek (pluviální typ tání).

5.1.6 Plošné rozložení srážek na povodí

Při hydrologických výpočtech pro povodí se nevystačíme se srážkoměrnými údaji z jedné stanice. Velice často se musí stanovit průměrné množství srážek spadlých v povodí, neboli výšku vodního sloupce, který by srážky rovnoměrně rozprostřel na plochu povodí za předpokladu, že se nevsáknou, nevypaří a neodtečou.

Tuto výšku nazýváme průměrnou srážkou v povodí nebo v určitém území. Při tomto stanovení se vychází z údajů o srážkách ze sítě stanic ležících na uvažované ploše a v jejím bezprostředním okolí, tak aby spojnice stanic ohraničovaly celou zájmovou plochu.

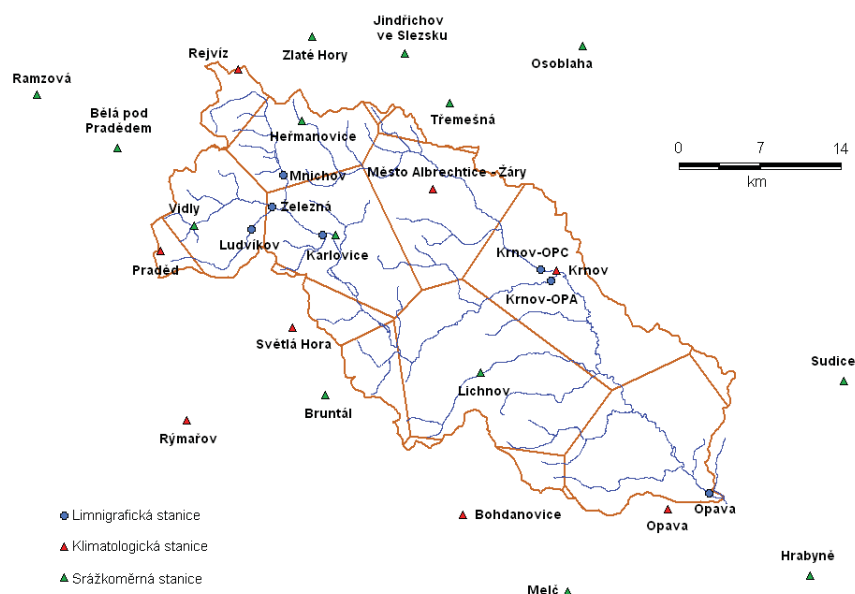
Nejjednodušší metoda je vypočítat průměrnou srážku na povodí jako **aritmetický průměr** všech uvažovaných stanic. Výsledek je ale jen orientační hodnota. Další metoda je **hypsometrická**, která zohledňuje výškovou členitost povodí.

*Polygonová metoda
měření srážek*

Velmi výhodná a často používaná je **polygonová metoda** (také zvaná Thiessenova nebo Hortonova). Na začátku spojíme všechny srážkoměrné stanice do trojúhelníkové sítě (triangulace) a středy těchto stran vedeme kolmice, které ohraničí plochu S_i , pro niž je srážkový úhrn H_{Si} určité stanice reprezentativní. Potom průměrnou výšku srážek na povodí H_s vypočteme váženým průměrem:

$$\overline{H}_s = \frac{P_A \cdot H_{S,A} + P_B \cdot H_{S,B} + P_C \cdot H_{S,C} + P_D \cdot H_{S,D}}{P}$$

kde P je plocha povodí (km^2), H_{SA} je srážkový úhrn na stanici A (mm) a P_A je plocha, pro kterou je reprezentativní údaj ze stanice A (km^2).



Obr. 5.1.6 : Příklad vytvoření polygonů pomocí Hortonovy metody v povodí řeky Opavy (zdroj: Kliment a kol, 2007)

V poslední době se nově se používají **Krigeho metody** pro aproximaci průběhu srážek nad povodím. Je založena na myšlence, že měření prováděné ve skutečném prostředí, nedokáže vždy toto prostředí zcela nahradit číselnými hodnotami, které popisují některé vybrané vlastnosti tohoto prostředí. Může to být z důvodu technických možností nebo jednoduše z nedostupnosti těchto dat. Chybějící data je možné doplnit pomocí interpolace na základě okolních číselných hodnot. Mimo obyčejných interpolací existují i složitější a přesnější metody – Krigeho metoda neboli Kriging. Prvně byla použita v geologii pro stanovení rudních ložisek inženýrem D. G. Krigem.

Příklad / Příklad z praxe



Krigeho metody mají široké uplatnění v mnoha oborech lidského výzkumu. Jedná se především o oblasti, kde by obyčejná interpolace nebrala v úvahu jednotlivé změny hodnot na ploše. Je obsažena v mnoha programových prostředcích pro zpracování různých typů dat. V geografii je to například prostředí GIS pro vykreslování terénu a pro výpočty založené na prostorových souřadnicích. Tuto metodu využívají i další programy např. Surfer na vytváření 2D a 3D reliéfů. V hydrologii má význam pro stanovení srážkových polí v horských oblastech, kde obyčejná interpolace podhodnocuje průměrné srážky, dále k interpolaci hladiny nadmořské výšky zvodní.

SHRNUTÍ



Za klíčové z hlediska tvorby povrchového odtoku a povodňových průtoků v tocích lze považovat na našem území srážky, z charakteristik pak jejich výšku (v mm), intenzitu, trvání a jejich rozložení v ploše, dále stupeň nasycení povodí. Atmosférické srážky dělíme podle intenzity a délky trvání. Z hlediska vohodohospodářské praxe jsou nebezpečné přívalové deště s krátkou dobou trvání a velkou intenzitou, které zasahují malá území. Regionální deště s dlouhou délkou trvání a menší intenzitou způsobují plošně velké povodně (př. povodně na Moravě v roce 1997 a v Čechách v roce 2002).

Srážky se měří klasickými pozemními metodami (ombrometry, ombrografy, totalizátory) nebo moderními metodami (radarová měření a satelitní snímkování). Výhody radarového a satelitního měření jsou jeho plošné pokrytí, možnost vyjádření dynamiky oblačnosti a operativní dostupnost aktuálních dat. Pozemní měření srážkoměrných stanic zpřesňuje radarové odhady a doplňuje výsledná výstupní data.

Kontrolní otázky a úkoly



1. Jaké přístroje slouží pro měření srážek?
2. Jaké nevýhody mají jednotlivé přístroje?
3. Jaké charakteristiky se používají pro atmosférické srážky?
4. Charakterizuj přívalové srážky.
5. Jaké další přístroje a zařízení slouží pro předpovědi srážek?
6. Proč je důležité znát vodní hodnotu sněhu? Co to je?
7. Jako jsou metody určení plošného rozložení srážek na povodí?

Pojmy k zapamatování



Typy atmosférických srážek, přívalové deště, regionální deště, zařízení na měření srážek, vodní hodnota sněhu, měření sněhu, radarová měření srážek, satelitní snímkování oblačnosti, metody plošného rozložení srážek na povodí.

6 Hydrometrie

Cíl

Po prostudování této kapitoly budete umět:

- co sledují hydrologické stanice
- jak se měří hydrologické prvky
- jaké přístroje se používají v hydrologické praxi
- měrná čára průtoků

Doba potřebná k prostudování kapitoly: **80 minut.**



Průvodce studiem

Zpočátku si lidstvo získávalo bezprostředním stykem s přírodou nové poznatky o přírodních jevech, včetně těch hydrologických (např. povodně, sucho). Jako prožitě zkušenosti si je shromažďovalo a předávalo z pokolení na pokolení. Z podobných pohnutek ale pro účely monarchie byla v roce 1875 byla zřízena Hydrografická komise pro Království české jako reakce na extrémní povodně z let 1872, mimořádné sucho 1874, sérií přívalových povodní 1875. Jednou z jejich dvou sekcí byla i sekce hydrometrická. Má tedy tato služba na našem území dlouho tradici a i v dnešní době má významné postavení v rámci hydrologických věd a nemůže být nezařazena do tohoto učebního textu.

6.1 Měření hydrologických prvků

Hydrologická pozorovatelská služba a měření hydrologických prvků se uskutečňuje ve vodoměrných stanicích, které jsou uspořádány do sítě dle hlavních povodí. Takto získáváme základní charakteristiky vodních poměrů v povodích. Stanice se budují na hydraulicky vhodných místech a součástí stanice je vhodně upravený příčný profil. Stanici většinou tvoří vodočet nebo limnigrafická budka, ve většině případů obojí. U limnigrafické stanice je přes řeku ještě natažena tzv. lanovka, která slouží k měření průtoků.

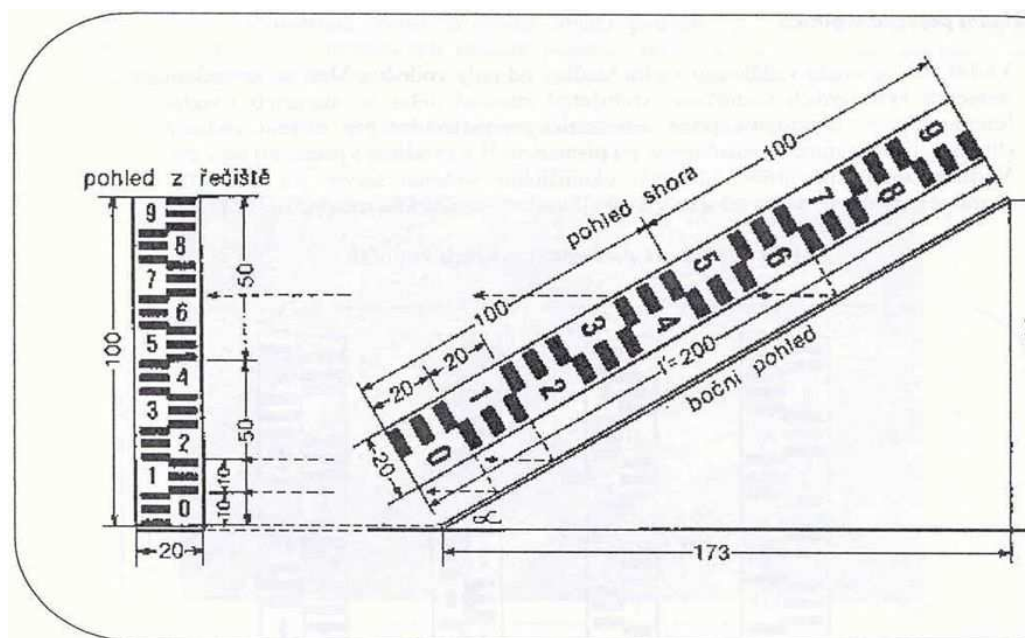
Soustava vodoměrných stanic je uspořádána do kategorií:

1. kategorie (základní) zahrnuje stanice pro dlouhodobé a kontinuální sledování vodních stavů, bilance průtoků a pro předpovědní službu. Leží na hlavních řekách a jsou to stanice s automatickým limnigrafem s dálkovým přenosem dat.
2. kategorie (sekundární) doplňují základní síť a jedná se o stanice na menších tocích nebo jako mezilehlé stanice na velkých řekách. Většinou jsou vybaveny limnigrafy.
3. kategorie (účelová) je tvořena stanicemi např. na přehradách, jezích, které poskytují podklady pro provoz těchto technických zařízení.

6.1.1 Měření vodního stavu

Vodní stav (H) je důležitý hydrologický prvek z důvodu výpočtu dalších hydrologických charakteristik a to hlavně průtoku. Jednotka vodního stavu jsou centimetry (relativní hodnota vodního stavu), údaje se odečítají s přesností na 1 cm. Definuje se jako kolmá vzdálenost od nuly vodočtu, který je přesně nivelačně zaměřen. K měření se používají dva druhy měřicího zařízení, **vodočet** a **limnigraf**. Měří se ve vodoměrných stanicích vybavených vodočtem (vodočetné stanice) nebo ve stanicích s vodočtem a limnigrafickým přístrojem, popř. automatickým zařízením pro měření vodních stavů (limnigrafické stanice). Výhodou limnigrafického záznamu (limnigrafu) je jeho kontinuálnost. Na vodočetných stanicích pozorovatel odečítá hodnoty zpravidla 3x denně. Mimořádná pozorování se provádí v době povodní.

Vodočty se rozlišují dle charakteru břehu v místě měření na svislé (např. na mostech) a šikmé, tam kde jsou břehy se šikmými svahy. Výpočet vodního stavu ze svislého vodočtu se provádí dle vzorce: $l' = l / \sin \alpha$.



Obr. 6.1.1 Vodočet – svislý a šikmý (zdroj Kříž a kol., ?????)

Odečty z vodočtu se provádí v 7, 12, a 18 hodin v letním období a v 8, 12 a 17 v zimním období, aby se odečítání provádělo za denního světla. Na vodočtu římské číslice znamenají metry a arabské číslice decimetry, jeden dílek má hodnotu 2 cm.

Limnigrafy jsou automatické přístroje, které kontinuálně zaznamenávají hodnoty vodního stavu do grafu. Výstupem z limnigrafu je grafický záznam změn vodního stavu v čase a je vždy ve vazbě na konkrétní limnigrafickou stanici, a který se nazývá limnigram (limnigrafický záznam). Princip měření závisí na změnách pohybu hladiny vody v šachtě pod limnigrafickou budkou (obr. 6.1.1), který přenáší plovák na zapisovací zařízení v budce.

Síť vodoměrných stanic ČHMÚ v ČR tvoří celkem 521 stanic pozorující vodní stavy s vyhodnocením průtoků a 149 stanic pozorujících teplotu vody. Všechny vodoměrné stanice mají název podle katastru obce, kde se nacházejí, dále mají svoje databankové číslo a jejich seznam je na stránkách ČHMÚ (<http://old.chmi.cz/hydro/opv/stanice.html>). V seznamu jsou ke každé stanici její specifické údaje. Například stanice Olomouc – Nové sady, řeka Morava: databankové číslo 3670, stanice měří průtok i teplotu od roku 1921 a spadá pod pobočku ČHMÚ Ostrava.

Usazení nuly vodočtu v profilu toku, se dělá tak, aby byla vždy i pod nejnižší možnou hladinou vody v toku i v budoucnu (nesmí docházet k záporným hodnotám). Nula vodočtu se ale může poškodit při velkých povodních, které mohou vymílat koryto řeky. Její nadmořská výška je vztažena ke státní nivelaci (systém Balt), a protože známe její přesnou nadmořskou výšku, můžeme určit i absolutní hodnotu vodního stavu v m n. m. V době povodní frekvence odečítání může narůst až na každou hodinu. Pokud překročí vodní stav horní okraj vodočtu při povodni, používají se povodňové značky na zaznamenání nejvyšší hodnoty.

Hladina vody v šachtě je hydraulicky spojena s hladinou vody v řece a je ve stejné výšce. Nejrozšířenější jsou plovákové limnigrafy, ale existuje i pneumatický a elektrický typ.



Obr. 6.1.1.1 Limnigrafická stanice a detail limnigrafu (autor: R. Pavelková Chmelová)

6.1.2 Měření teploty vody

Měření teploty vody se provádí v blízkosti vodočetné stanice. Teplota se měří denně pravidelně v 7 hodin. Měří se u hladiny na místě tomu určeném, které je ve stínu, alespoň jeden a půl metru od břehu, kde voda mírně proudí. V zimě se měří v otvoru v ledu v místě, kde voda proudí. K měření slouží rtuťový teploměr se stupnicí -12 st. až + 40 st. s přesností na jednu desetinu stupně. Aby měření nebylo ovlivněno teplotou okolní atmosféry je teploměr zasunut do ochranného skleněného pouzdra, na jehož spodní části je našroubována nádoba, ve které se drží voda. Tento teploměr musí být ponořen minimálně 10 minut v proudící vodě. V současné době je ale měření postupně na stanicích nahrazováno kontinuálním měřením pomocí automatického teploměrného čidla. V důsledku různých činností člověka (vodní díla, vypouštění odpadní vody) dochází v mnoha vodoměrných profilech k ovlivnění přirozeného teplotního režimu říční vody.

6.1.3 Pozorování ledových jevů

Ve vodoměrných stanicích se pozorují ledové jevy, které se na většině řek objevují téměř každou zimu. Tento druh pozorování má význam pro vyhodnocování vodních stavů a průtoků. Znalosti ledového režimu řek, ale i jezer a nádrží jsou potřebné proti zabránění škodlivého účinku ledu na technická zařízení, ale i k ochraně obyvatel a majetku před nebezpečím zimních a jarních povodní.

Ledové jevy

V období, kdy klesne teplota vody pod 0 st., začne voda na řekách zamrzat a ve vodoměrných stanicích jsou každodenně zaznamenávány ledové úkazy. Tvoření a pohyb ledu na tekoucích vodách probíhá ve třech hlavních fázích, podzimní, zimní a jarní.

K **podzimní fázi** patří a) **led u břehu** v místech, kde je při březích malá rychlost vody, který doprovází b) **ledové mázdry** a c) **plovoucí ledová tříšť**, v bystřinných úsecích může vznikat d) **dnový (hlubinný) led**. Podzimní fázi zakončuje **zámraz řeky a** nastupuje **zimní fáze**. V některých místech ledové pokrývky mohou vznikat **propary**. Zimní fáze končí dnem, kdy při jarním tání rozpuká ledová pokrývka a dá se do pohybu, nastává **chod ledu (obr. 6.1.3)**. V místech přírodních nebo umělých překážek v korytě mohou vznikat **ledové zácpy a bariéry**.



Obr. 6.1.3: Chod ledu řeka Jizera březen 2012.

Úkol / Úkol k zamyšlení

1. Najděte na stránkách ČHMÚ hydrologickou stanici nejbližší vašemu bydlišti a zjistěte o ní veškeré dostupné informace. Zamyslete, kdo využívá dat o průtocích a vodních stavech.



6.1.4 Splaveniny

Splaveniny jsou výsledkem erozní činnosti vody, buď přímo v korytě řeky nebo v důsledku kinetické energie dopadajících kapek na zemský povrch.

Splaveniny dělíme na dvě skupiny:

- Plaveniny – velmi jemné částice, které se ve vodě vznášejí a usazují se při velmi malých rychlostech. Způsobují zanášení koryta, umělých kanálů a nádrží, ale i zúrodnění inundační oblasti řeky
- Dnové splaveniny – hrubší částice, které jsou posouvány po dně (saltací). Způsobují tzv. divočení některých vodních toků, snižují splavnost, vytvářejí nánosy a mělčiny. Znalost režimu splavenin je důležitá při hrazení bystřin apod.

Podle velikosti se dělí splaveniny do několika skupin: jemný písek 0,06 - 0,25 mm, střední písek 0,25 - 1 mm, hrubý písek 1 - 2 mm, drobný štěrk 2 - 8 mm, střední štěrk 8 - 30 mm, hrubý štěrk 30 - 130 mm, kameny 130 - 250 mm a balvany nad 250 mm.

Měření plavenin spočívá ve zjištění množství unášených plavenin v průtočném profilu. Přístroj na měření plavenin - batometr je láhev se širokým hrdlem, v jejíchž zátce jsou dvě trubičky a průměru 2 a 6 mm, z nichž do jedné vniká voda a druhou odchází vzduch (obr. 6.1.4). Osa přístroje musí být při měření ve směru proudu. Nádobu má objem 1 litr a dá se lehce vyměnit a přepravovat. Množství plavenin v objemové jednotce se nazývá **zakalení** a měří se v kg/m^3 nebo g/m^3 .

Batometr



Obr. 6.1.4: Batometr

K měření a odebírání vzorků splavenin se používají tzv. lapáky. Každý stát používá určitý typ (Poljakov, Šumov, Muhlhofer) s ohledem na konkrétní poměry daných toků. Lapáky jsou buď s plnými stěnami, nebo se stěnami z drátěné sítě. Vzhledem k jejich méně dokonalým funkcím je jejich účinnost v rozmezí 50 - 80%.

Odběry splavenin a plavenin nejsou nepřetržité, vzorky se odebírají v určitých časových obdobích a jen na určitých profilech.

6.1.5 Měření průtoků

Měření průtoků

Z hydrologického hlediska je průtok (Q) množství vody, která proteče průtočným profilem za jednotku času. Udává se v $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ nebo v $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$. Průtok můžeme zjistit několika způsoby.

5.1.2.1 Přímé měření průtoků

Na velmi malých tocích a zvláště na pramenech lze měřit průtok přímo měrnou nádobou o známém objemu. Měří se doba, za kterou se nádoba naplní. Podle vzorce $Q = V/t$, kdy V je objem nádoby a t je čas jejího naplnění, se průtok vypočítá.

Ke zpřesnění výsledku se doporučuje provést měření třikrát a vzít z něj aritmetický průměr.

5.1.2.2. Měření průtoků přepady

V potocích a korytech řek širokých do 1 až 2 metrů a s malými hloubkami, kdy není možné využít hydrometrickou vrtuli, se používá k měření průtoků měrných přepadů, zvaných též přelivy. Jsou to dřevěné nebo kovové stěny, kterými se koryto přepaží. Za stěnou přepadu dojde k vzduť hladiny, vytvoří se nádrž a téměř se utlumí rychlost přitékající vody. Voda přetéká výřezem ve stěně dokonalým paprskem (působí gravitační zrychlení, dokonale provzdušnění paprsku apod.). K měření průtoků v přirozených korytech se nejčastěji používá ostrohranných přepadů s výřezem obdélníka (Ponceletův) a pravoúhlého rovnoramenného trojúhelníka (Thomsonův).

5.1.2.3. Měření průtoků pomocí hydrometrické vrtule (hydrometrování)

Princip této metody je v měření rychlosti proudění vody a zjištění plochy průtočného profilu. Voda se pohybuje v říčním korytě většinou turbulentním pohybem vody. Podmínky pro pohyb vody v otevřeném korytě nejsou ve všech bodech průtočného profilu stejné. Nejméně příznivé jsou v blízkosti dna, břehů a hladiny, kde jsou rychlosti pohybujících se částic nejmenší. Vychází se při tom z definice průtoku, kterou vyjadřuje vztah:

$$Q = F \cdot v_p,$$

kde **F** je plocha průtočného profilu a **v_p** průměrná rychlost proudění vody v měrném profilu.

Průměrná rychlost **v_p** v průtočném profilu a současně i plocha průtočného profilu se zjišťují pomocí **hydrometrické vrtule**. Skládá se z pevné části – těla vrtule, z pohyblivé části – vrtule, z kontaktního a převodního zařízení a směrového zařízení – kormidla. Rychlost proudění se určuje pomocí počtu otáček pohyblivé části zařízení - vrtule za určitý časový interval. Počet otáček je přímo úměrný rychlosti proudění vody.

Vztah mezi počtem otáček vrtule za vteřinu **n** a rychlostí proudící vody **v** je vyjádřen rovnicí:

$$v = a + b \cdot n,$$

kdy **a** konstanta vyjadřuje vnitřní tření celého zařízení vrtule a **b** konstanta vyjadřuje tření vodních částic o šroubovou plochu vrtule. Tyto konstanty jsou u každé vrtule uvedeny a musí se ověřovat tzv. tárováním v příslušném zařízení.

Rychlost proudění vody v průtočném profilu se mění se vzdáleností od břehu a s hloubkou. Z toho vyplývá, že na stanovení průměrné rychlosti v průtočném profilu nestačí změřit rychlost proudění v jediném bodě tohoto profilu. Je nutné zvolit takový počet měření a umístění bodů, ve kterých se rychlost bude měřit tak, aby co nejlépe vystihlo rozdělení rychlosti vody v profile. Rychlost v praxi měří v **měrných svislicích**. Počet měřených bodů v jedné svislici závisí na hloubce vody ve svislici. Z měřených hodnot v jedné svislici se počítá střední rychlost proudění **v_s** ve svislici podle vzorce:

$$v_s = 0,10 (v_0 + 3 v_{0,2h} + 3 v_{0,6h} + 2 v_{0,8h} + v_{dno}),$$

Velikost, tvar a konstrukční vybavení hydrometrických vrtulí se řídí podle účelu měření. Na tocích s velkými hloubkami se používá velkých a těžkých vrtulí - torpéd, které jsou zavěšené na laně a usměrňovány výškovým a směrovým kormidlem. Na malých tocích se používá menších vrtulí připevněných na nastavitelném soutyči (až do 3 metrů délky). Zařízení, které provádí tárování vrtulí v ČR je v provozu ve Výzkumném ústavu vodohospodářském T. G. Masaryka v Praze, které má oprávnění vydávat tato osvědčení, které je potom platné na určitou dobu nebo na určitý počet měření.

kde $v_{0,2h}$ atd. jsou rychlosti změřené v hloubce rovné 0,2, 0,6, 0,8 celkové hloubky h ve svislici.

Plochu průtočného profilu F vypočítáme jako součet dílčích ploch omezených hladinou, dnem, břehy a svislicemi. Každá z nich má tvar geometrického obrazce, jehož plochu musíme vypočítat.

Naměřené hodnoty můžeme hodnotit různými metodami, např. numerickým výpočtem, graficko-početní metodou (Harlacherova metoda) nebo metodou analytickou. V současnosti se naměřené hodnoty na průtočných profilech vyhodnocují pomocí specializovaných počítačových programů.



Jméno profesora A. R. Harlachera je spojováno s významnými hydrometrickými aktivitami v Čechách, jako je založení vodoměrné sítě se systematickým pozorováním vodních stavů a především systematické měření průtoků, konstrukce měrných křivek a následně vyhodnocování průtokových množství i vytvoření metodiky predikce vodních stavů na dolním Labi. Originální byl i jeho vývoj elektrického integrátoru pro měření hydrometrickou vrtulí, kterým doplnil Voltmanovu hydrometrickou vrtuli a jež byla oceněna na Světové výstavě v Paříži 1878 zlatou medailí. Harlacherev zdokonalená hydrometrická vrtule byla rovněž uvedena do sériové výroby firmou Ott a definovala tehdejší standard pro tyto přístroje.

5.1.2.4. Měření průtoků pomocí indikátorů

Princip této metody je v použití chemických roztoků nebo radionuklidů, které se přidávají do proudící vody. Koncentrace chemického roztoku je známá a měří se míra zředění v kontrolním profilu. Tato metoda se používá převážně na horských bystřinách, kde velké nerovnosti dna koryta nedovolují změřit rychlost proudící vody výše zmíněnými klasickými metodami. Tato metoda není používána často pro své nevýhody při určování koncentrace zředěného roztoku v dolním profilu vzdáleném od místa vypouštění 100 až 150 m.

5.1.2.5. Hydrotechnický výpočet průtoku

Výpočet průtoku

Během roku může nastat na vodním toku povodňová situace, kdy není možné změřit vodní stav ani kulminační průtok. K dispozici mohou být jen známky o horní hranici zaplavení údolního dna. V tomto případě se používá pro výpočet střední profilové rychlosti tzv. rychlostních vzorců. Základní z nich je **Chézyho rovnice**:

$$V_s = C \cdot \sqrt{R \cdot I},$$

kde C je rychlostní součinitel, která je závislý na součiniteli drsnosti n , R je hydraulický rádius jako poměr plochy průtočného koryta a omočeného obvodu a I je hydraulický sklon hladiny v absolutních jednotkách (např. 0,001, což odpovídá 1 promile). Nejdůležitější pro přesnost výpočtu je stanovení rychlostního součinitele C , ke kterému se používá celá řada vzorců např. Pavlovského, Ganguilletův-Kutterův vzorec atd (viz kapitola 7.)

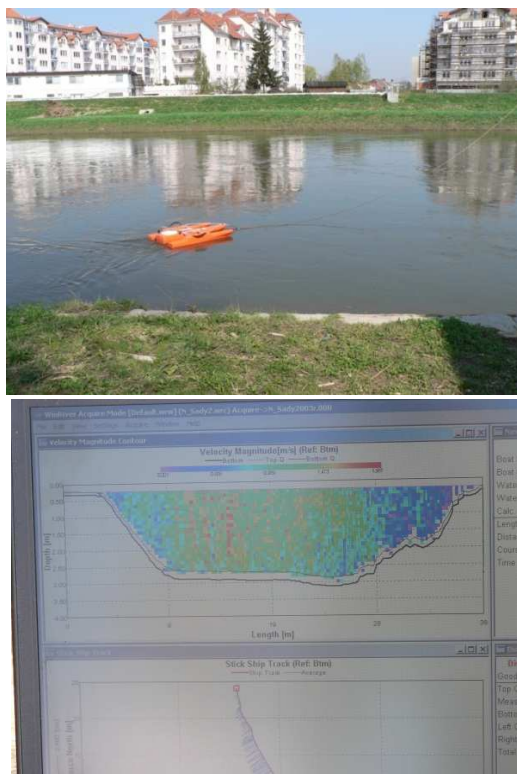
5.1.2.6. Měření průtoku pomocí moderních metod

V současné době se s rozvojem techniky používá metod měření průtoků na základě měření pomocí ultrazvuku nebo elektromagnetické indukce. Příkladem takového přístroje je přístroj nesoucí označení **ADCP** (Acoustics Doppler Current Profiler). Bývá umístěn na člunu (obr. 5.1.2.5), kdy snímá vodní těleso pod sebou ultrazvukovou sondou.

Princip je ve vysílání signálů a jeho zpětného zachycování sondou, kdy změna frekvence indikuje informace o pohybu částic ve vodě a výsledné měření se ihned zobrazuje v počítači v příslušném programu (obr. 5.1.2.6).

Metoda **elektromagnetické indukce** využívá proud vody jako vodiče a v uměle vytvořeném magnetickém poli naměřená velikost indukovaného napětí je přímo úměrná rychlosti proudící vody.

Elektromagnetická indukce



Obr. 5.1.2.6: Přístroj ADCP při měření v Olomouci na Moravě a detail výstupu měření přístrojem ADCP (Pramen: R. Pavelková Chmelová)

Měření průtoků systémem ADCP je založeno na Dopplerově jevu (ADCP = Acoustics Doppler Current Profiler) a slouží k měření rychlostí proudění a průtočné plochy a tím ke stanovení průtoku v měřeném profilu. Člun, na kterém je přístroj ADCP umístěn, se pohybuje od jednoho břehu vodního toku ke druhému a ultrazvuková sonda snímá akusticky vodní těleso pod sebou. Směrem ke dnu jsou vysílány ve čtyřech paprscích signály o dané frekvenci, jsou odráženy částicemi rozptýlenými ve vodě a zpětně zachyceny sondou ADCP jako tzv. echa. Změna frekvence mezi vysílaným a přijímaným signálem podává informace o pohybu částic. Systém ADCP je schopen rozlišovat přijatá echa z různých hloubek a na základě toho zkonstruovat rychlostní profil. Další ultrazvukové signály (reflexe ode dna řeky) jsou nutné k určení hloubky a rychlosti pohybu lodí. Pomocí naměřených hodnot je možné určit průtok. V Evropě je tento systém měření používán od roku 1991. Mezi hlavní výhody patří přesnost a rychlost měření na velkých tocích. Nevýhodou tohoto principu měření je nutnost dodržení minimální hloubky pod snímačem - 0,8m. Přístroje využívají pracovníci ČHMÚ pro svoji rychlost naměřeného průtoku v praxi od roku 2007.



6.2 Vztah mezi vodním stavem a průtokem

Z výše uvedených způsobů měření průtoků vyplývá, že měřit denně průtok podobně jako vodní stav na všech významných vodních tocích by bylo mimořádně nákladné. Dokonce při povodních je to často úplně nemožné. Hodnota průtoku je ale důležitá hydrologická veličina a pro hydrologickou praxi je potřeba znát její

hodnotu denně. Řešením je využití závislosti mezi vodním stavem a průtokem a konstrukcí **měrné křivky průtoků (konzumpční křivky)**. Měrná čára průtoků je tedy graf závislosti mezi vodním stavem a průtokem v daném profilu řeky.

Naměřený průtok vždy odpovídá dané poloze hladiny v místě jeho měření, neboli vodnímu stavu, který při měření průtoků zjistíme. Větší počet hodnot průtoků zjištěných při různých hodnotách vodních stavů, umožňuje zjistit vztah mezi průtoky a vodními stavy $Q = f(H)$ a pomocí něho odvodit průtoky pro jakékoliv naměřené vodní stavy. Vodní stavy se ve vodoměrných stanicích pozorují soustavně denně, a proto z nich můžeme odvodit denní průtoky v jednotlivých stanicích. Měrné křivky průtoků se v jednotlivých měrných profilech aktualizují pravidelným měřením průtoků a to různou metodou v závislosti na charakteru koryta řeky a typu vybavení příslušné pobočky ČHMÚ. Frekvence měření je závislá na významnosti profilu řeky, na změnách podmínek v průtočném profilu atd.



Průběh měrné křivky pro daný profil řeky není neměnný a je nutné ho neustále sledovat a upravovat. Způsobují ho různé rychlosti proudění vody nebo změna průtočného koryta, která se může změnit zanášením koryta nebo naopak erozí a odnosem materiálu při povodních. Rychlosti proudění vody se mění a) v závislosti na změnách sklonu hladiny, např. při povodních, b) v menších tocích v letních měsících může zarůstat tok vegetací a změní se drsnost koryta nebo c) v zimním období ovlivňuje rychlost i množství a druh ledových jevů. Z těchto důvodů může existovat pro jeden vodoměrný profil několik křivek průtoků, z nichž každá má časově omezenou platnost.



Příklad / Příklad z praxe

1. Na internetových stránkách dole najdete hydrologickou stanici nejbližší vašemu bydlišti a zjistíte, jaký byl průtok a vodní stav dnes ráno. Jaké jsou hodnoty povodňových stupňů v této stanici?

Využij tyto webové stránky:

<http://www.hladiny.cz/hladiny/>, <http://www.hladiny.cz/chmi/>,
<http://www.hladiny.cz/povodi/>.



SHRNUTÍ

K hlavním úkolů hydrometrie patří stanovení a ověřování metod měření hydrologických prvků, pozorování a systematické měření hydrologických prvků, které se provádí specializovanými přístroji a zařízeními, ukládání a zpracování hydrologických dat spojené s jejich zpracováním, vyhodnocováním a se zveřejňováním výsledků. K přístrojům, které se využívají v hydrologické praxi, náleží vodočet a limnigraf pro měření vodních stavů, hydrometrická vrtule pro stanovení bodové rychlosti proudící vody, přístroj ADCP pro stanovení průtoků, speciální teploměry v ochranném pouzdře pro měření teploty vody a v neposlední řadě ledoměrné tyče pro stanovení tloušťky ledu na vodní hladině. Výsledky těchto měření se vyhodnocují, archivují a hlavně používají pro rozhodovací procesy ve vodohospodářské praxi.



Kontrolní otázky a úkoly

1. Jaké znáte metody na měření vodních stavů?
2. Kdy končí podzimní fáze ledových jevů?
3. K čemu slouží a jak se používá hydrometrická vrtule?
4. Jak dělíme splaveniny?
5. Vyjmenuj metody měření průtoků vody v toku.
6. K čemu slouží měrná čára průtoků?

Pojmy k zapamatování

Vodočetná stanice, limnigrafická stanice, vodní stav, vodočet, limnigraf, plaveniny, dnové splaveniny, batometr, průtok, metody měření průtoků, hydrometrická vrtule, průtočný profil, měrná čára průtoků (konsumpční křivka), teplota vody, ledové jevy



7 Hydraulika vodního toku, fluviální činnost

Cíl

Po prostudování této kapitoly budete umět:

- Popsat charakter proudění ve vodních tocích
- Vysvětlit jak vzniká meandr
- Charakterizovat říční nivu
- Vyjmenovat typy říčních údolí
- Vysvětlit pojem „Říční krajina“

Doba potřebná k prostudování kapitoly: **90 minut**.



Průvodce studiem

Při pohledu na letecké snímky našich přirozených vodních toků nás jistě napadne otázka, jak je možné, že nabývají tak různých podob. Někde prudce stékají po dně hlubokých horských údolí, jindy se líně klikatí krajinou. Co zapříčiňuje tyto skutečnosti? Jaké tvary v krajině vytvořila sama řeka? Odpovědi nalezneme v následující kapitole.

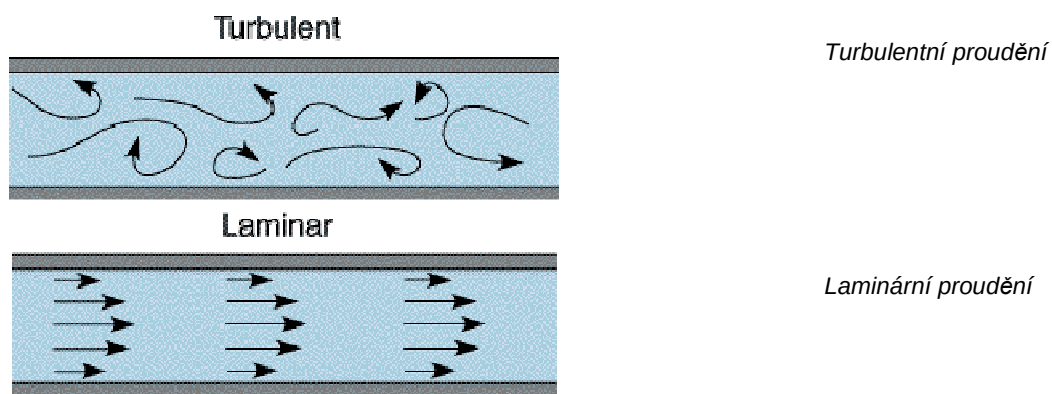
7.1 Hydraulika vodního toku

Na zemském povrchu se setkáváme s **vodami stojatými (lentickými)**, které se pohybují minimálně nebo vůbec a **vodami tekoucími (lotickými)**. Pro podobu reliéfu krajiny hrají významnou roli tekoucí vody, potoky a řeky, které své okolí modelují. Mluvíme tak o **fluviálních pochodech**, které podněcují vznik fluviálních tvarů. Činnost tekoucí vody může být rušivá (eroze) nebo naopak kreační (náplavy). K pochopení vzniku fluviálních tvarů je nutné znát základní hydraulické principy, které ve vodních tocích fungují.

Na částice vody působí také Coriolisova síla, která se uplatňuje díky zemské rotaci. Způsobuje, že řeky, které na severní polokouli tečou od severu na jih, vymílají více západní (pravé) břehy, na jižní polokouli je tomu naopak.

Vodní tokem myslíme soustředěné odtékání vody korytem, které může být přirozené nebo uměle zbudované (náhon, kanál atd.). Na částice vody ve vodním toku působí gravitační síla, která je žene ve směru sklonu dna. Kromě tohoto **podélného** proudění se ve vodních tocích uplatňuje také proudění **příčné**, které je způsobeno nepravidelnou trasou vodního toku a střídání obloukovitých úseků s úseky přímými. Výsledkem působení obou těchto proudění je **šroubovité proudění** (Beran 2009).

Charakter proudění vodních částic je dán hloubkou vodního toku, rychlostí proudění a drsností dna a břehů. V 99% má charakter **turbulentního proudění**, vířivého. To znamená, že vodní částice se pohybují chaoticky, v různých úrovních a vrstvách kapaliny ve směru sklonu řečiště. V ideálním prostředí, za malých rychlostí, malých hloubek a při rovném dně, by se vyvinulo **proudění laminární**, kdy by částice proudily v jednotlivých vláknech či rovnoběžných vrstvách – laminách (viz obr.x). Přechod mezi oběma typy proudění je dán tzv. **Reynoldsovým číslem** (R_e).



Obr. 7.1 Ukázka turbulentního a laminárního proudění (zdroj: <http://www.ceb.cam.ac.uk>)

Pro zájemce

V rámci proudění vody v korytech rozlišujeme dva typy vodních toků ve vztahu k turbulenci. Hranice mezi oběma typy je daná tzv. Froudovým číslem (Fr). Kde Fr může nabývat hodnot <1 (klidný tok), >1 (bystřinný tok).



$$Fr = \frac{v}{\sqrt{g \cdot D}}$$

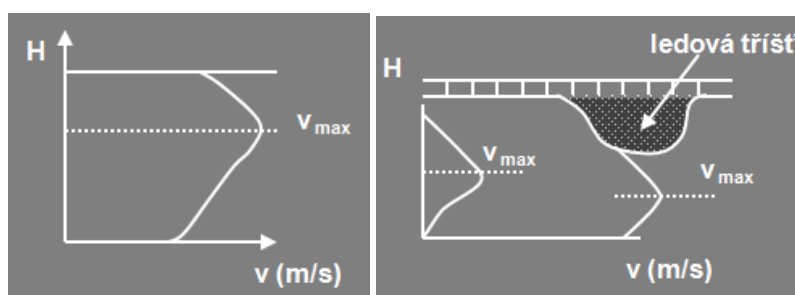
v ... rychlost proudění vodního toku

g ... gravitační konstanta

D ... hloubka vodního toku

Rychlost proudění vodního toku je závislá na spádu vodního toku, množství a viskozitě vody a šířce, hloubce, tvaru a drsnosti koryta. Obecně platí, že **největší rychlost proudění** ve vodním toce je dosažena nad nejhlubšími místy dostatečně vzdálenými od břehu, v určité hloubce pod hladinou. Důležitou roli hraje tření, které působí jako odporový faktor proti proudění vody podmíněné gravitací. Čím drsnější a nepravidelnější koryto bude, tím více bude působit na částice vody protichůdnou silou a bude je zpomalovat. Jak je vidět z obr. 7.1.1 v příčném profilu koryta bude dosaženo maximální rychlosti proudění ve vrchní polovině vodního sloupce, kde na částice nejméně působí tření nerovností dna a vzduchu při volné hladině. V situaci zámruž řeky nebo tvorby ledové tříště bude maximální proudění zhruba v polovině vodního sloupce (obr. 7.1.1). Místa s největší rychlostí proudění ve vodním toku spojuje myšlená čára – **proudnice**. V případě zámruž řeky se nad průběhem proudnice často tvoří nezamrzlá místa tzv. **propary**.

Rychlost proudění



Obr. 7.1.1 Vertikální řez vodní masou koryta s maximálním prouděním při volné hladině a zamrzlé hladině (vlastní zpracování)

Výpočet rychlosti proudění

Rychlost proudění se vypočítá z nám již známé **Chézyho rovnice**. Hodnota rychlostního součinitele **C** lze vypočítat z rovnic, které definovali různí autoři podle odlišných kritérií, mezi jinými to byly Manning, Pavlovskij, Strickler, Agroskin ad. Například rychlostní součinitel dle Manninga se vypočítá z rovnice:

$$C = \frac{1}{n} \cdot R^{\frac{1}{6}}$$

n ... stupeň drsnosti

R ... hydraulický poloměr

Pro **n** je dosazován koeficient dle drsnosti jednotlivých typů koryt: volné koryto bez nánosů a výmolů (0,025), koryto zarostlé a zanesené (0,05), bažinaté koryto zarostlé rákosem (0,133), umělé zděné koryto (0,017), zemní kanály (0,03) (dle Berana 2009).

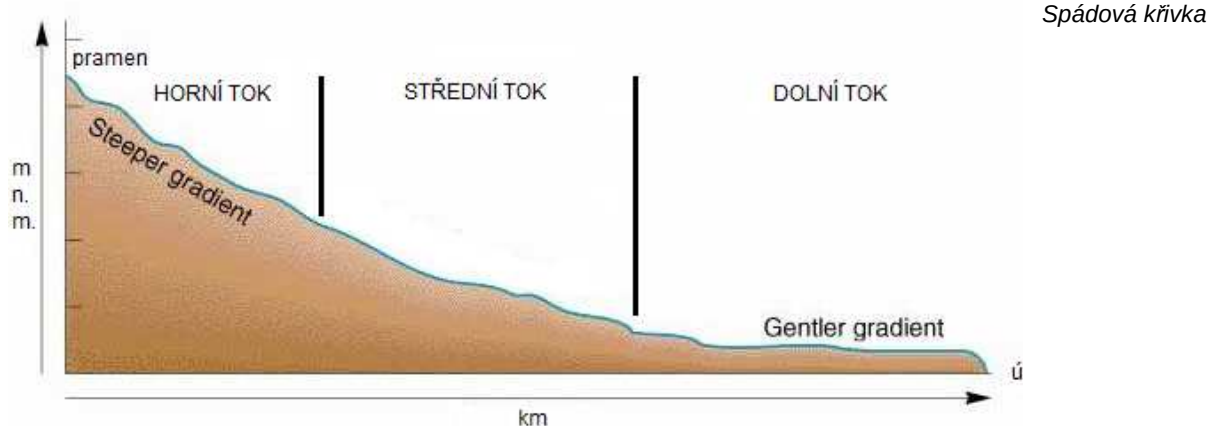
Voda ve vodním toku, která se pohybuje ve směru sklonu koryta díky gravitační síle, vykonává neustále práci, tj. působí na své okolí silou. Největší část této práce je spotřebována na překonání vnitřního i vnějšího tření (odporových sil). Další část práce a se spotřebovává na erozi břehů (viz níže) a dopravu sedimentů (splavenin) (Hubačiková, Oppeltová 2008). Voda je schopná vykonávat tím více práce, čím má větší unášecí sílu. Unášecí síla roste s průtokem a rychlostí proudění, která narůstá se sklonem hladiny (tzn. se sklonem dna i povrchu, po kterém se voda pohybuje) (Beran, 2009).

7.2 Vývoj vodního toku

<i>Horní tok</i>	Na spádové křivce každého vodního toku můžeme vymezit tři úseky. První úsek (horní tok) je charakteristický velkým spádem a vysokou rychlostí proudění. Voda zde má nejvíce energie, díky které je schopna ve velké míře rozrušovat dno a břehy, tím se vodní tok směrem po toku rozšiřuje a prohlubuje. Hovoříme o aktivní činnosti vodního toku, které je nazýváno erozí . Erozí se do vodního toku dostává erodovaný materiál ve formě splavenin, který je vodní tok schopen přenášet na větší vzdálenosti. V druhém úseku (střední tok) se snižuje spád i rychlost proudění, snižuje se také energie vodního toku, který již výrazněji neeroduje, ale je schopen dál transportovat materiál z horního toku. V posledním úseku (na dolním toku), kde je malý spád i rychlost proudění, ztrácí vodní tok svoji unášivou schopnost a dochází k pasivní činnosti vody - akumulaci transportovaného materiálu. Toto rozdělení vodního toku je zjednodušené a zobecněné.
<i>Střední tok</i>	
<i>Dolní tok</i>	

Mnoho vodních toků nemá vyrovnanou spádovou křivku a střídají se úseky s různou rychlostí proudění. Míra eroze je také závislá na odolnosti břehů a dna koryta a souvisí tak s geologií podloží. Erozní schopnost vodního toku se také výrazně mění s narůstajícím průtokem a rychlostí proudění (např. při povodňových situacích). Obecně platí, že vodní tok se snaží dosáhnout **profilu rovnováhy**, tedy stavu, kdy spád, hloubka a šířka koryta jsou v rovnováze s průměrným průtokem a množstvím splavenin. Tím se udržuje rovnováha mezi erozí a akumulací. Vodní tok v tomto stabilním stavu téměř neeroduje ani neakumuluje, na každou odchylku pak vodní tok reaguje vyrovnáváním vlivu změny (Demek, 1983).

Vodní tok se tak neustále vyvíjí. Typickým příkladem tohoto vývoje jsou zákruty a meandry (viz níže).



Obr. 7.1.1.1 Spádová křivka vodního toku s vymezením jednotlivých úseků (zdroj: internet, upraveno)

Pro zájemce

Ve vodohospodářské praxi se stanovují tzv. vymílací a nevymílací rychlosti toku. Jedná se o kritické hodnoty rychlosti proudění, při kterých buď vodní tok svou sílu vyčerpává pouze na transport splavenin a jejich množství se ve vodním toku nezvyšuje ani nezmenšuje (nevymílací rychlost toku) nebo má vodní tok přebytek energie, díky které je schopen nejen transportovat sedimenty, ale také narušovat stabilitu dna a břehů a tím tvořit různé typy výmolů (vymílací rychlost toku) (Hubačiková, Oppeltová 2008). V následující tabulce jsou uvedeny průměrné nevymílací rychlosti ve vodním toku s profilem o hloubce 1 m pro koryta z různého materiálu.



Materiál	v_v (m.s-1)
hrubozrnný písek	0,6
hrubý štěrk	2,3
velké kameny	3,8
dlažba	8

Tab. X. Průměrné nevymílací rychlosti různého materiálu (dle Berana 2009)

7.2.1 Eroze a vodní toky

V rámci činnosti tekoucí vody v korytě vodního toku rozlišujeme tyto druhy eroze:

Druhy eroze

- a, hloubková eroze (vodní tok se zahlubuje)
- b, boční eroze (vodní tok se rozšiřuje)
- c, zpětná eroze (vodní tok se prodlužuje)
- d, speciální (evorze, eforace)

Na většině vodních toků se uplatňují všechny typy eroze. Na horních úsecích vodních toků se více uplatňuje eroze hloubková a zpětná, na středních a dolních

úsecích převažuje eroze boční (může se vyvíjet v rámci aluvia a říční nivy). **Zpětná eroze** vzniká zahlubováním partií horních toků a tím řeka prodlužuje svoji délku a často narušuje povodí jiné řeky. Zpětná eroze se ale také uplatňuje na skalních stupních a vodopádech, kdy vodní válce narušují skalní stěnu. Eforace je speciální typ eroze, při kterém dochází k vymílání stropů krasových chodeb, cele vyplněných vodou, která proudí pod tlakem (Petránek 1993).

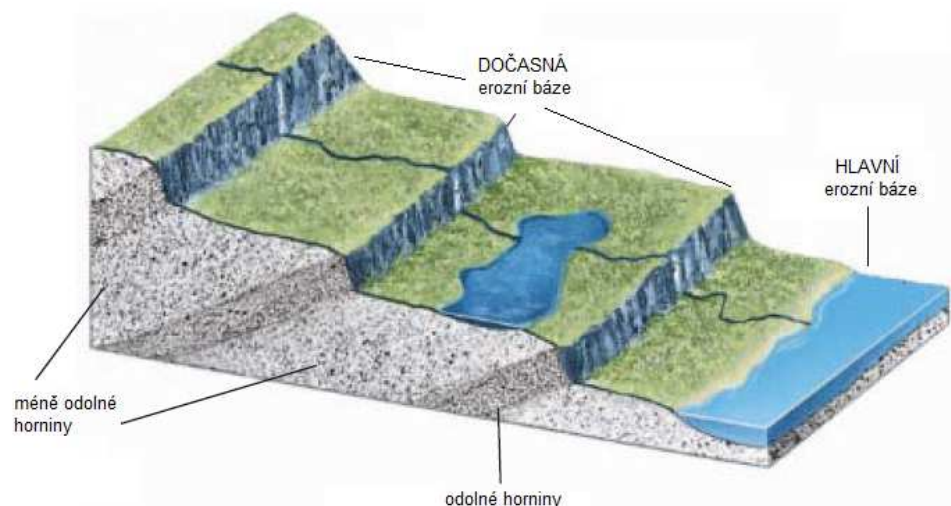
V roce 1875 byla J. W. Powellem publikována **teorie erozní báze**. Dle této teorie tvoří říční soustava určitý typ geosystému, kde jsou jednotlivé komponenty (vodní toky) na sobě závislé. Vodní tok vyššího řádu vytváří vždy erozní bázi pro vodní tok nižšího řádu (Demek 1983). Erozní báze tvoří dolní hranici erozních procesů. Rozlišujeme:

a, **hlavní erozní bázi** (kterou je hladina světového oceánu)

b, **místní erozní bázi** (každý bod na řece, který je místní erozní bází pro bod výše na toku, včetně všech přítoků)

c, **dočasnou erozní bázi** (tvoří dočasný limit eroze, např. více odolné horniny, uměle vybudovaný stupeň atd.)

V praxi to znamená, že se řeka nemůže zahloubit pod úroveň hlavní erozní báze (hladina světového oceánu) nebo, že se bod níže na toku, který tvoří místní erozní bázi, nemůže ocitnout nad úrovní bodu položeného výše na toku. Vodní tok by tak tekla do kopce. Dočasná erozní báze se poté vytvoří v místě, kde je znemožněno vodnímu toku erodovat a dále se zahlubovat, např. v odolné hornině nebo na umělém stupni (viz obrázek 7.2.1). Erozní bázi si tedy můžeme představit jako určitý řetězec maximálních limitů eroze. Půjdeme-li od ústí proti proudu, pak každý bod na vodním toku je erozním limitem pro bod nad ním.



Obrázek 7.2.1: Teorie erozní báze (zdroj: Gabler, Pettersen, Trapasso 2007; upraveno)

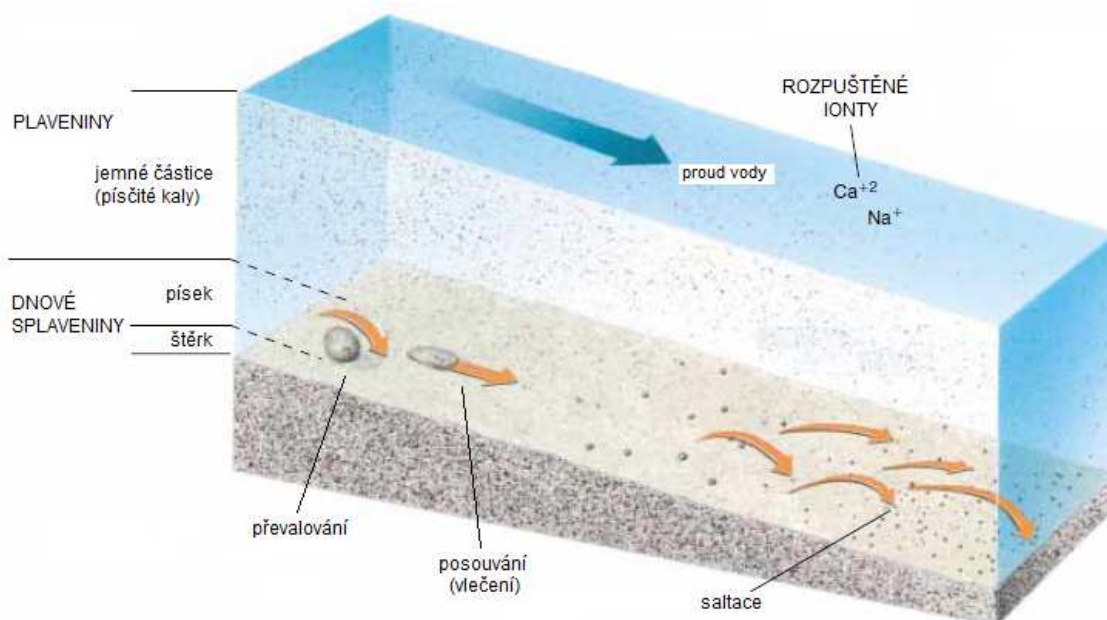
Při erozi se do vodního toku uvolňuje materiál, který se následně ukládá, ale může také zvýšit erozní schopnost řeky (např. hrubý materiál unášený proudem pomáhá více rozrušovat dno a břehy). Erozi uvolněný materiál ve vodním toku nazýváme **splaveniny** a rozlišujeme je na:

Splaveniny

a, plaveniny

b, dnové splaveniny

Plaveniny jsou tvořeny jemnozrnným materiálem z minerálních částic (písek, jemné hlíny), který je volně unášen vodním tokem. Dnové splaveniny jsou hrubé částice (štěrk, oblázky, kameny), které jsou převalovány nebo vlečeny po dně, případně jsou částečně neseny proudem a částečně posunovány po dně pomocí skoků, tzv. **saltace**. V souvislosti se splaveninami hovoříme také o **unášecí kapacitě vodního toku**, tj. maximálním množství materiálu určité velikosti, který může tok dopravovat jako splaveniny na dně a **unášecí rychlosti**, tj. největší průměr částice, který je vodní tok schopen po dně dopravovat (Demek, 1983). Nejmenší částice, které se ve vodním toku pohybují, jsou **rozpuštěné ionty** uvolněné ze sedimentů a podloží, nejčastěji se jedná o Na^+ , Ca^{2+} a K^+ . Podrobně vše znázorňuje obrázek **X**. Velikost sedimentů obecně klesá od pramene po ústí vodního toku. Postupné zjemňování sedimentů může být ale narušeno erozí sedimenty z břehů nebo jemnějším materiálem ze soutoku (Švehláková a kol. 2006).



Obrázek 7.2.1.1: Pohyb splavenin ve vodním toku (zdroj: Thompson, Turk 1997, upraveno)

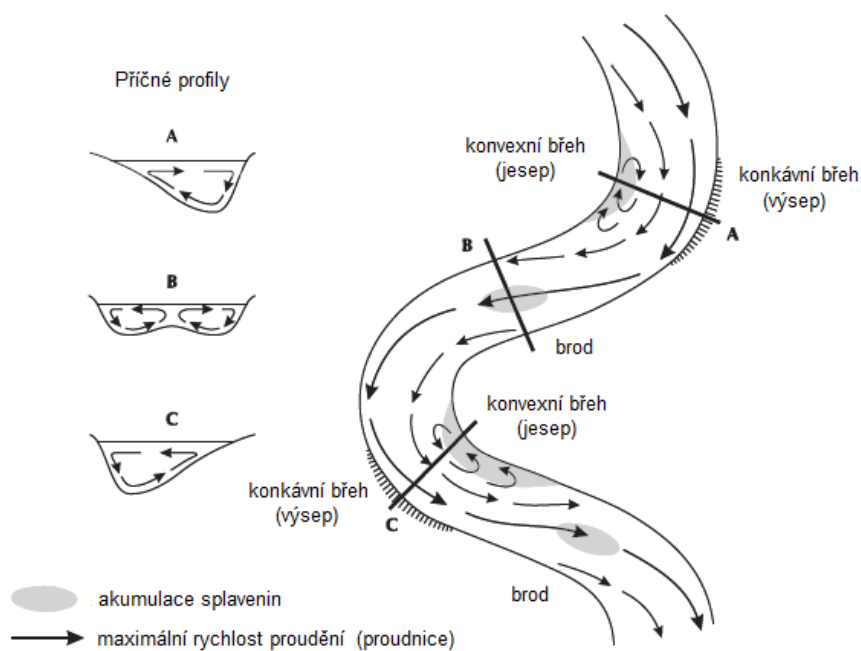
7.3 Fluviální tvary

Následující přehled je výběrem nejznámějších fluviálních tvarů, které vznikly **erozí** a následnou **akumulací**, či kombinací obou. Jedná se pouze o základní přehled. Fluviálním tvarům reliéfu se podrobněji věnuje vědní disciplína geomorfologie, konkrétně **fluviální geomorfologie**. Usazeninám říčního původu se souhrnně říká **aluvium**, nehledě na druh a velikost sedimentovaného materiálu. Pro aluvium je typické třídění materiálu. Hrubý materiál se ukládá přímo ve vodním toku, u břehů a v přilehlé nivě převažuje jemnozrnný materiál.

7.3.1 Zákruty a meandry

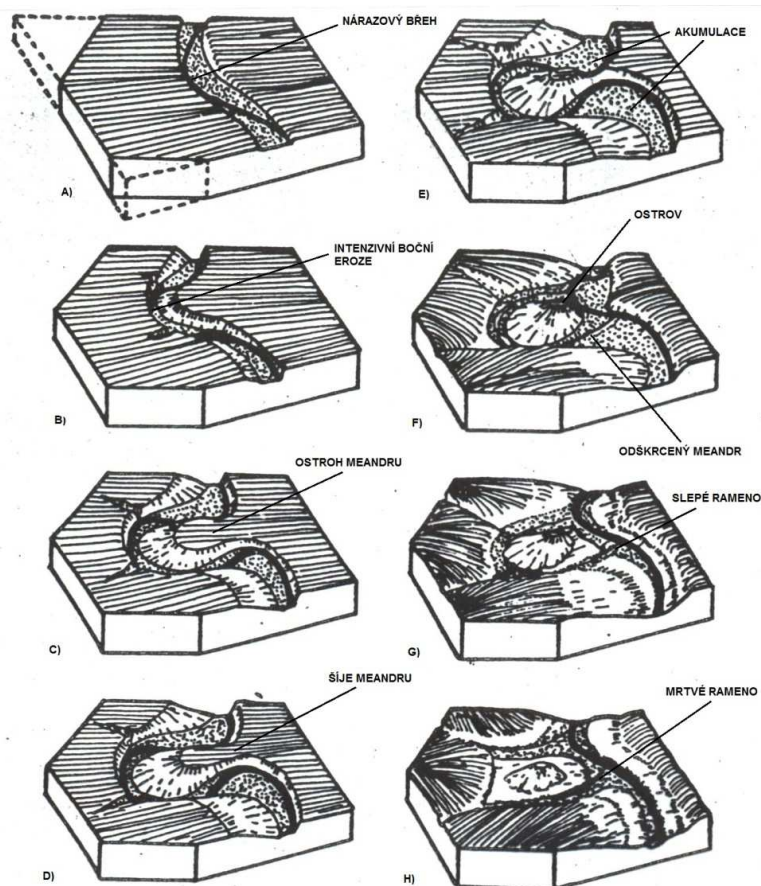
Jsou prakticky nejznámějším fluviálním tvarem. Jedná se o zvlněné úseky vodních toků, které se vytvářejí především v říční nivě. Při jejich vývoji se uplatňuje především boční eroze, ale i eroze hloubková (při nárazových březích). **Meandry jsou zákruty koryta vodního toku větší délky, než je polovina obvodu kružnice opsané nad jeho tětivou a jejichž středový úhel je větší než 180°** (Demek 1983). Pokud dojde ke spojení několika meandrů, hovoříme o meandrovém pásu. U meandru rozlišujeme několik částí. Předně je to konvexní nebo-li vypuklý břeh (tzv. **jesep**) a konkávní břeh (vydutý, tzv. **výsep**). Proudící částice vody v meandrech narážejí na vydutý břeh, který narušují a erodovaný materiál z něj transportují šikmo napříč korytem k dalšímu břehu. Při výsepním břehu dochází také ke tvorbě výmolů dna, takže vodní tok zde dosahuje největších hloubek. Mohou se zde také vytvořit **břehové nátrže** (svislé stěny v březích vzniklé boční erozí vodního toku). V průběhu transportu erodovaného materiálu dochází k poklesu unášecí rychlosti i kapacity a dochází k ukládání sedimentů. U jesepního břehu tak dochází k akumulaci naplavenin od jemnozrnných k hrubozrnným ve směru do středu vodního toku. Díky poklesu unášivé rychlosti a následné akumulaci dochází ke tvorbě tzv. **brodů**, míst kde je napříč vodním tokem akumulován materiál mezi dvěma výsepními břehy. Uvnitř jednotlivých meandrů se tvoří tzv. meandrové ostruhy. Ty se postupující boční erozí mohou zmenšovat a v nejužším místě (tzv. šíje meandru) se následně protrhnou. Dojde tak ke změně průběhu vodního toku a oddělená část meandru (tzv. **odškrcený meandr**) se postupně zazemňuje nánosy a vegetací. Postupně se zcela oddělí od vodního toku a za normálních vodních stavů již není protékán vodou, jedná se o **mrtvé rameno** (viz obr. X). Meandrový pás se postupným protrháváním posunuje směrem dolů po proudu. Intenzivní rozvíjení meandrů nastává v době rovnovážného stavu řeky. Příliš prudké toky nemeandrují (Hubačiková, Oppeltová 2008).

Meandr *Název meandr je odvozený z řeckého názvu řeky Maiandros (latinsky Maeandér), která je velmi křivolaká a protéká mezi Tureckem a Řeckem východozápadním směrem až k ústí do Egejského moře (Hubačiková, Oppeltová 2008).*



Obr. 7.3.1.1 Schéma říčních zákrutů (zdroj: Huggett 2009, upraveno)

Vývoj meandru



Obr. 7.3.1.2 Schéma vývoje meandru (zdroj: www.rade.ic.cz, upraveno)

Dle typu podloží, v jakém se meandr vyvíjí, rozlišujeme: **volné meandry** a **zaklesnuté meandry**. Volné meandry se objevují v široké nivě, zaklesnuté meandry potom v území se složitou geologickou stavbou, kde je meandrování podmíněnou různou odolností hornin (dochází tak tzv. nucené orografické křivolakosti).



Obr. 7.3.1.3 Volné meandry Williams River na Aljašce a zaklesnuté meandry řeky Colorado (foto: N. D. Smith)

7.3.2 Strže

Strží rozumíme větší typ erozní rýhy, která se stále vyvíjí. Má charakteristický profil ve tvaru písmene „V“. Široce se zde uplatňuje hloubková eroze, se stržemi se setkáme nejčastěji na horních úsecích vodních toků, kde mají velký spád. Rozlišujeme strže typu **ovrag** (hluboce zaříznuté, stále se vyvíjející, nestabilní) a typu **balka**, které se vyvinuly z předchozího typu, jsou stabilnější a dno mají vyplněné sedimenty. V případě větší hustoty strží v území může vzniknout charakteristický reliéf tzv. **badlands**.



*Obří hrnce jsou kotlovité prohlubně, které vznikají vířivým pohybem vody v prohlubních balvanů a skalního podloží. Jejich vývoj je urychlen, víří-li v prohlubni ve vodě také erodovaný materiál, který podklad stále obrušuje, takovému typu eroze říkáme **evorze** (vymílání). V České republice mnoho obřích hrnců spatříte na řece Vydře nebo v úseku Stvořidel na řece Sázavě.*

Obr. 7.3.2 Erozí rozbrzděný reliéf typu „badlands“ v Národním Parku Badlands v Jižní Dakotě (zdroj: www.jdonohue.com)

7.3.3 Údolí

Údolí jsou protáhlé sníženiny, které vznikly říční činností a sklánějí se ve směru spádu vodního toku (Demek, 1983). Existuje několik klasifikačních systémů údolí. Vitásek (1958) rozčleňuje údolí dle tvaru příčného profilu na soutěsku, kaňon, těsné údolí a úval. Klimaszewski (1978) vyčleňuje 10 typů údolí na základě monografických charakteristik příčného profilu. Jedno z nejznámějších členění přinesl Demek (1983), který vymezil na základě vztahu mezi lineární erozí vodního toku (neboli hloubkové erozi - I) a vývojem svahů (boční erozi – D) tyto typy údolí:

A, soutěska – výrazně převažuje (I) nad (D). Svahy soutěsky jsou rovnoběžné a šířka soutěsky v horních partiích je přibližně stejná jako v dolních partiích. Na dně soutěsky často najdeme **obří hrnce**, vodopády atd. Velmi hluboké soutěsky bývají nazývány **kaňony**.

B, údolí ve tvaru písmene V – vzniká při rovnovážném vývoji (I) a (D). Dno tvoří koryto vodního toku a směrem ode dna se údolí rozšiřuje. Podélný profil vodních toků v těchto údolích bývá nevyrovnaný. Údolí přítoků se nestačí zahlubovat stejně rychle jako údolí hlavního toku a mohou tak vzniknout **visutá údolí**, z nichž voda přepadá do hlavního toku.

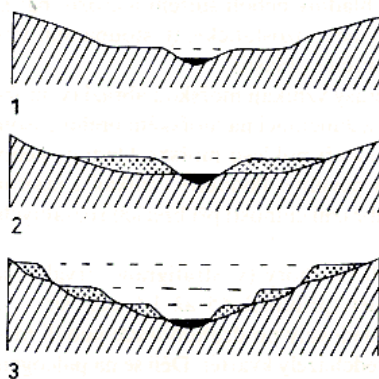
C, neckovitá údolí – vznikají při převaze (D) nad (I). Vodní tok meandruje při širokém údolním dně a střídavě podkopává údolní svahy, ty jsou většinou skalnaté. Mezi údolními svahy a dnem je zřetelný lom spádu. V prostoru údolního dna je nezřídka vyvinuta **údolní niva**.

D, úvalovitá údolí – údolí se širokým dnem, kde výrazně převládá (D). Údolí pozvolna přechází do mírných svahů pokrytých sedimenty, bez výraznější paty svahu.

7.3.4 Říční terasy

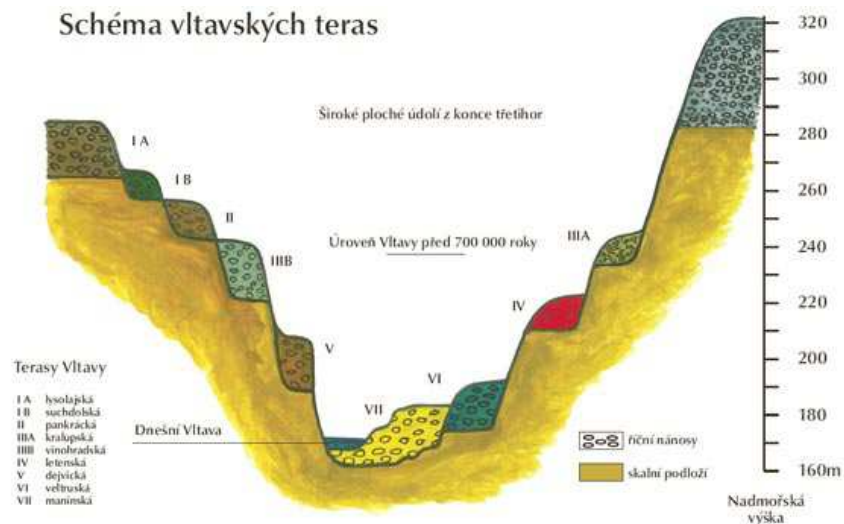
Říční terasy jsou bývalá údolní dna proříznutá vodním tokem. Údolní dno se vyvíjelo ve fázi vertikální stability, proříznuto bylo v následující fázi vývoje údolí (Demek, 1983). Říční terasy jsou tedy stupně, které jsou tvořeny zarovnaným povrchem bývalého dna a poté prudkým svahem. Rozlišujeme říční **terasy erozní** (vznikly erozí vodního toku skalního dna) a **terasy akumulární** (zbytky proříznuté údolní nivy). Na základě vývoje říčních teras můžeme doložit střídání dob ledových a meziledových, tedy období s intenzivní erozí a akumulací. Nejstarší terasa je potom ta nejvýše položená (např. terasy Vltavy).

Schéma vzniku říčních teras



Obr. 7.3.4 Vznik říčních teras (zdroj: www.geology.cz).

- 1, erozní terasa ve skalním podloží; 2, akumulční říční terasa v aluviu; 3, tři terasové stupně vzniklé postupným zařezáváním toku



Obr. 7.3.4.1 Schéma vltavských teras. Původní třetihorní údolí se nacházelo přibližně o 160 m výše, než dnes. (zdroj: www.prazskestezky.cz)

Štěrková lavice

7.3.5 Štěrková lavice

Štěrkovou lavici tvoří nánosy hrubších usazenin nejčastěji při břehu říčního toku. Ukládají se za vyšších průtoků, při ztrátě unášivé rychlosti. Na štěrkových lavicích se při opadu vyšších vod zachytávají povodňové hlíny a rozšiřuje se zde následně náletová vegetace. Ta utváří ze štěrkových lavic unikátní biotopy, jejichž společenstva jsou adaptována na časté disturbance. Zároveň však vegetace zpevní lavici, která je tak odolnější proti erozi a v případě povodňových vod může vytvářet překážku v průtočném profilu (Birklen a kol. 2008).



Obr. 7.3.5 Štěrkové lavice vytvořené ve vodním toku a vzniklé za povodní v intravilánu (foto: arnika, kge.zcu.cz)

7.3.6 Náplavový kužel

Náplavový kužel

Je akumulční tvar kuželovitého tvaru z říčních sedimentů (Smolová, Vítek 2007). Vytváří se v místech úpatí svahu, kde se prudce mění sklonové poměry vodního toku.

Kužel se rozevírá směrem do údolí. Vodní tok se v kuželu může rozvětlovat na několik ramen (tzv. **divočení vodního toku**) a tím vyrovnat rychlou změnu spádu. Při spojení dvou a více náplavových kuželů vznikají **úpatní haldy** nebo **piedmontní nížiny**.



Obr. 7.3.6 Náplavový kužel a divočení vodního toku (foto: NASA, 2012)

7.3.7 Říční niva

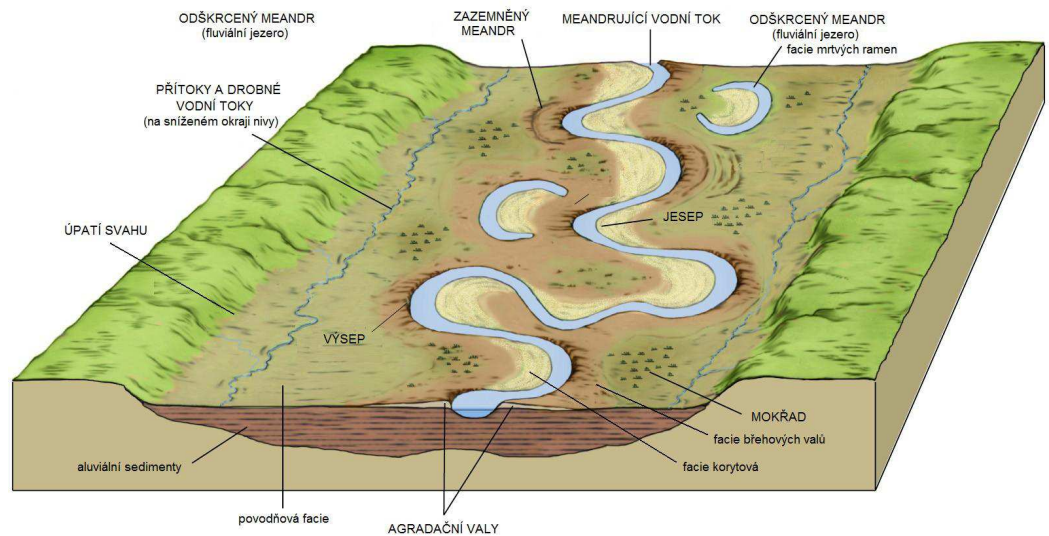
Vymezení nivy je v některých případech sporné, v závislosti na oboru, který se nivou zabývá. Dle široce uznávané definice se říční nivou rozumí akumulární rovina podél vodního toku, která je tvořena fluvialními sedimenty a při povodních bývá zpravidla částečně či celá zaplavována (Křížek, 2012). Nachází se tedy v **inundační** (záplavové oblasti). Pedologie chápe říční nivu jako oblast výskytu **fluvizemí** a **glejů**. Biologie a krajinná ekologie vymezuje nivu dle specifických biochor a ekosystémů. Údolní niva je od ostatních částí reliéfu většinou oddělená hranou od údolního svahu nebo říční terasy, ostrost hrany závisí na lokálních podmínkách. Rozlišujeme dva typy údolní nivy – konkávní a konvexní. V případě konvexních niv je okolí vodního toku vyvýšeno nad okolní nivu z důvodu sedimentace větších částic – vznikají tak **agradáčnické valy**. Za agradačními valy následuje mírně ukloněná střední část nivy a poté snížená okrajová část nivy. Velikost sedimentů poté klesá směrem od gradačního valu k okraji nivy, kde se za povodní ukládají jemné povodňové hlíny a vznikají periodické tůně. Takové říční nivy se vyskytují v okolí velkých toků. Ploché nivy nebo mírně prohnuté se vyskytují u středních a malých vodních toků. Šířka nivy se zvětšuje s délkou vodního toku (Křížek, 2012).

Říční niva

V prostoru říční nivy mohou vznikat různé erozní a akumulární formy reliéfu. Rozlišujeme zde **korytovou facii** (ukládání uvnitř zákrutů a meandrů, většinou písek a štěrky), **povodňovou facii** (usazení jemných sedimentů při povodních), **facii břehových valů** (jemné sedimenty s vysokým obsahem humusu) a **facie mrtvých ramen** (v sedimenty fluvialních jezer). Břehy vodních toků se zde dynamicky vyvíjí, stabilnější jsou ty, které jsou porostlé vegetací, která je svým kořenovým systémem zpevňuje. Při povodních však vegetace působí jako bariéra průtoku. Do vývoje říční nivy zasahuje velkým způsobem činnost člověka. Nivy jsou měněny v kulturní zemědělskou krajinu nebo v intravilán měst.

Facie

Oblasti přirozeného rozlivu řek jsou tak výrazně omezeny, stejně jako vodní kapacita krajiny. Nelze se tedy divit, že má řeka při povodňových tendencích rozlévat se do svého původního **inundačního koryta** a působí tak škody na majetku, který jí člověk postavil do cesty.



Obr. 7.3.7 Konvexní říční niva a její části (Pearson Prentice Hall, 2005)

Vegetace říčních niv



Výzkumem sedimentů, které se ukládaly v nivě, můžeme určovat nejenom historické povodně, ale také zkoumat erozní a akumulaciční činnost v rámci posledního glaciálu.

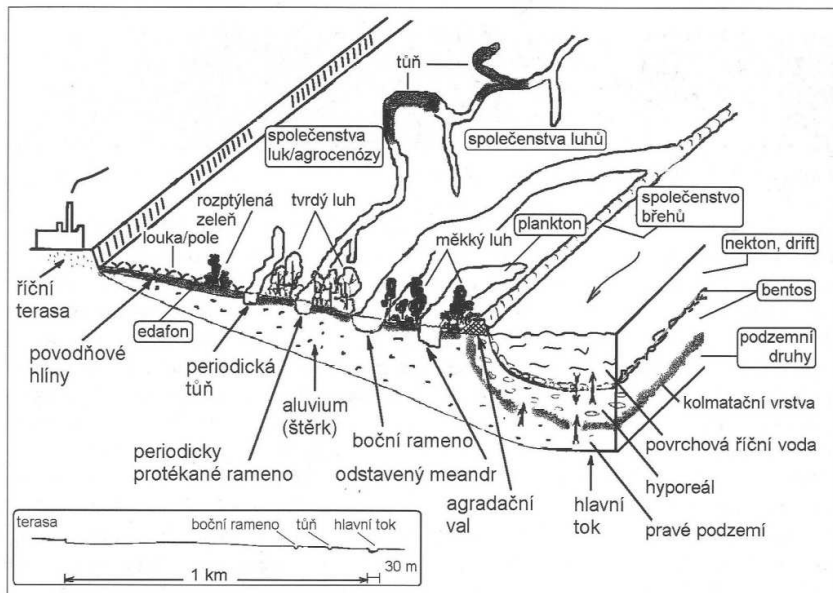
Říční niva je významným stabilizačním prvkem v krajině. Tvoří důležitý koridor pro transport organismů, látek a energie. Pro nivu jsou typické nížinné lužní lesy. Ty se někdy člení na měkký a tvrdý luh. Měkký luh se vytváří na vlhkých stanovištích a je tvořen vrby, olšemi a topoly. Na sušších místech, krátkodobě zaplavovaných se uplatňuje tvrdý luh s jilmy, javory, jasanem, dubem a lípami. V bylinném patře lužních lesů převažují geofyty, která před olistěním keřového a stromového patra výrazně a hojně kvetou (tzv. **jarní efekt**). V nivě českých řek dále nalezneme aluviální louky s travinami (psárkou luční, metlicí trsnatou), vlhkomilnými bylinami (pryskyřník prudký, kostival lékařský, kohoutek luční) a v době vysušení s kosatcem sibiřským nebo podzimním ocúnem jesenním. Vyskytuje se zde i spousta nepůvodních druhů, u nichž je zapotřebí jejich regulace, neboť se velmi dobře nivou šíří (křídlatka, netýkavka žláznatá, hvězdnice kopinatá, zlatobýl obrovský) (Chuman, 2012).

7.4 Říční krajina

Vodní toky chápeme jako přirozenou součást naší krajiny. Samotné vodní toky však vytvářejí ve svém okolí unikátní podmínky, díky kterým se kolem řeky vyvíjejí specifické formy reliéfu, ale také specifická biologická společenstva, specifické ekosystémy. Vodní tok je tak nejen součástí krajiny, kterou protéká, ale vytváří krajinu zcela novou, která je na něm absolutně závislá. Tuto krajinu nazýváme „říční krajinou“ (**River landscape**). Termín vznikl v 80. letech 20. století a jeho autorem je olomoucký profesor Otakar Štěrba. Ten definuje říční krajinu jako „ekologický systém (supraekosystém), který je tvořen ekosystémem současné řeky a přilehlými ekosystémy, které jsou touto řekou vytvořeny nebo zásadním způsobem podmíněny“ (Štěrba a kol. 2008).

Říční krajina je tedy samostatný **typ krajiny**, chorické prostorové dimenze a nikoli pouze biokoridorem v krajině. Je vyvinuta od pramenů řek až k jejich ústí.

V příčném profilu je říční krajina rozložena na půdorysu aluviálních náplavů, ohraničena první pravou a levou říční terasou. Pokud říční terasy nejsou vyvinuty, pak je říční krajina v profilu vymezena úpatími údolních svahů nebo skal. Vertikálně je říční krajina vymezena povrchovými částmi (stromy, stavby atd.) se shora a podpovrchovými částmi sedimentů ze spodu. Zatímco v pramenných částech řek je říční krajina široká sotva několik desítek centimetrů (často pouze koryto a břehová část), na dolním toku dosahuje její šířka až několik kilometrů (údolní niva, delta). Všechny součásti říční krajiny jsou patrné na obrázku.



Obr. 7.4 Schematický příčný řez říční krajinou (zdroj: Štěrba 2008)

Hlavní **funkce říční krajiny** dle O. Štěrby (2008) jsou:

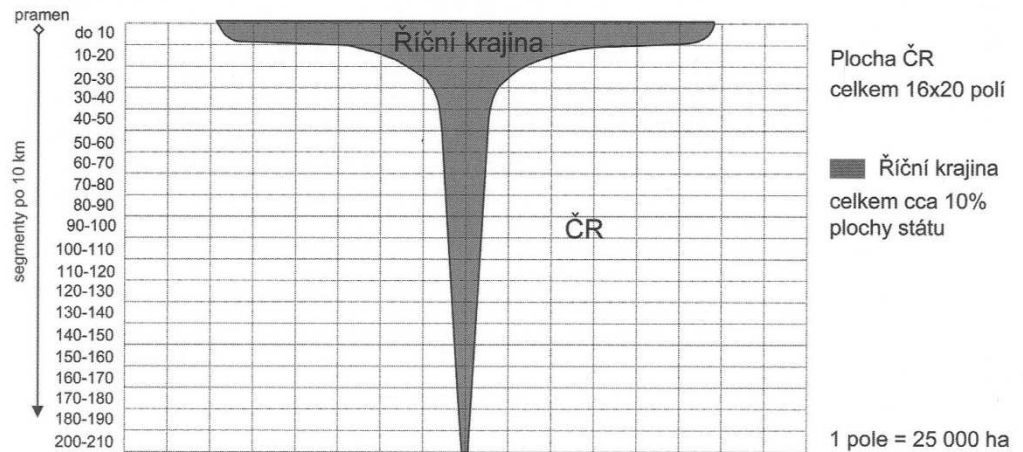
Funkce říční krajiny

- Geofyzikální (tvorba geomorfologických tvarů, nivy, říční sítě, eroze atd.)
- Půdotvorná (kolem vodních toků se z nánosů tvoří nové půdy, nejčastěji fluvizemě)
- Klimatická (vliv na mikro a mezoklima)
- Hydrologická (infiltrace, zvýšení hladiny podzemní vody, vedení vody, zadržení vody, zdroj vody pro organismy)
- Ekologická (životní prostředí, migrace, samočištění, produkce biomasy, biodiverzita)
- Společensko-ekonomická (rekreační, ekonomická, obytná...)

Kromě klasických říčních krajin existují i speciální typy. Jedná se o říční krajiny podzemních krasových řek, ledovcových řek, které protékají pod ledovcem nebo meandrují přímo v ledovci a poté periodické vodní toky pouští a polopouští (creeky, vádí).

V rámci výzkumu říčních krajin v ČR došel tým O. Štěrby k závěrům, že říční krajina pokrývá v České republice přes 800 000 ha a tvoří zhruba 10% rozlohy naší republiky. Největší podíl na ploše říční krajiny mají paradoxně krátké, většinou bezejmenné vodní toky (viz obr.), proto je nutné dbát na ochranu a dohlížet na správné hospodaření na těch nejmenších vodních tocích. Jejich vymizení či přílišná regulace by mohla nenávratně poškodit říční krajiny a funkce, které plní.





Obr. 7.4.1 Rozložení celkové plochy říčních krajín podle vzdálenosti od pramene, ve vztahu k celkové ploše ČR (dle Štěrbý a Bednáře 2008)



Úkol / Úkol k zamyšlení

Na fotografii Vltavy (A. Motejla) určete a popište všechny fluvialní tvary.



SHRNUTÍ



Proudění v říčních tocích je většinou turbulentní. Vodní částice jsou schopny při dosažení určité rychlosti narušovat dno a břehy, tím dochází ke vzniku eroze a erozních fluvialních tvarů (meandry a zákruty, říční terasy). Erodovaný materiál ve formě splavenin je vodním tokem dále transportován a ukládán v akumulacích tvarech (náplavový kužel, říční niva). Řeka se svou nivou vytváří zcela unikátní typ krajiny, kterou nazýváme říční krajina.

Kontrolní otázky a úkoly

1. Jaké máme hlavní dělení fluviálních tvarů?
2. Vysvětlíte a zakreslete princip tvorby meandrů.
3. Jaké jsou součásti říční nivy?
4. Co je to říční krajina, jak ji vymezujeme a jaké funkce plní v krajině?

Pojmy k zapamatování

Laminární pohyb, turbulentní pohyb, Reynoldsovo číslo, hloubková eroze, boční eroze, zpětná eroze, evorze, meandr, výsep, jesep, šíje meandru, mrtvé rameno, říční terasa, náplavový kužel, badlands, ovrag, balka, údolí, soutěska, profil rovnováhy, fluvizem, říční krajina, říční niva.



8 Režim vodních toků

Cíl

Po prostudování této kapitoly budete umět:

- vysvětlit termín hydrologický režim vodního toku
- vyjmenovat a vysvětlit měrné jednotky odtoku
- jak se hodnotí průtok a vodní stav
- jaké jsou hydrologické modely a další metody výpočtů hydrologických charakteristik

Doba potřebná k prostudování kapitoly: **60 minut**.



Průvodce studiem

K vystižení režimu řek a ke vzájemnému porovnání poměrů jednotlivých řek i podmínek pro odtok na jejich povodích se používá absolutních a relativních odtokových jednotek a základních hydrologických veličin a metod jejich zpracování, které budou stručně zmíněny v následujících podkapitolách.

Hydrologickým režimem chápeme zákonitosti změn hydrologických prvků v čase a prostoru, způsobenými fyzickogeografickými činiteli (srážky, teplota vzduchu atd.), popřípadě umělými zásahy. Rozlišujeme potom režim vodního toku přirozený, který není ovlivněn umělými zásahy a režim ovlivněný, který může být ovlivněn vzdutím hladiny vlivem vodní stavby nebo změna teploty vody ve vodním toku v důsledku existence vodní nádrže na řece. Podle jednotlivých hydrologických prvků pak můžeme definovat režim vodních stavů, režim průtoků, teplot a ledový režim řek.

8.1 Měrné jednotky odtoku

<i>Průtok</i>	Základní jednotkou pro odtok vody v korytě řeky je průtok (značíme Q), který je základní měrná jednotka odtoku a budeme se o ní zmiňovat v další kapitole.
<i>Specifický odtok</i>	Průtok vody Q vztažený na jednotku plochy povodí S_p nazýváme specifickým odtokem q . Určuje se v $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ nebo v $\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$. Pro posouzení vodnosti a celkových podmínek pro odtok v jednotlivých povodích nebo jejich částech to tato charakteristika dobře umožňuje. Specifické odtoky závisí na podmínkách geografických a klimatických.
<i>Odtok</i>	Další měrnou jednotkou odtoku je odtok , značíme ho V_o a je to objem vody, který odtékl z povodí nebo vodního útvaru za daný časový úsek. Objem, který z povodí odtéče za uvažované časové období (den, měsíc, rok), se vyjadřuje v m^3 , popř. v km^3 .
<i>Odtoková výška</i>	Pokud objem odtoku přepočítáme na celou plochu povodí, tj. že vyjádříme výšku vrstvy vody, která by se vytvořila při rovnoměrném rozprostření množství odtoké vody po ploše daného povodí, pak mluvíme o odtokové výšce H_o , která se vyjadřuje v mm a je vztažena k danému časovému intervalu.

Analogicky se určuje **výška srážek H_S** , která vyjadřuje výšku vrstvy vody srážek, která by se vytvořila při rovnoměrném rozprostření množství srážek spadlých na plochu daného povodí. Vyjadřuje se v mm a je vztažena k danému časovému intervalu (rok).

Výška srážek

Podobně určíme i výšku **výparu** (evapotranspirace) **H_E** , která vystihuje výšku vrstvy celkového výparu, která by se vytvořila při rovnoměrném rozprostření množství výparu z plochy daného povodí. Vyjadřuje se také v mm a je vztažena k danému časovému intervalu (rok).

Výpar

Pro tyto charakteristiky platí základní rovnice hydrologické bilance:

$$H_S = H_O + H_E$$

Součinitel odtoku ϕ je číselná hodnota, která vyjadřuje celkové podmínky pro odtok v povodí bez vlivu geografických činitelů prostředí v povodí. Je to podíl výšky odtoku a výšky srážek. Udává se jako bezrozměrná veličina nebo se může vyjádřit v %. Číslo, vyjadřuje jaké procentuální množství srážek z povodí, oteklo.

Součinitel odtoku

Pokud se kterákoliv veličina vztahuje na období roku, jde zpravidla vždy o **rok hydrologický**, který v našich zeměpisných podmínkách začíná 1. 11. a končí 30. 10. následujícího roku, jehož letopočtem se i tento rok označuje. Příklad hydrologický rok 2012, začal 1. 11. 2011 a skončí 30. 10. 2012.

Hydrologický rok

8.2 Hodnocení průtoků

Režimem průtoků se rozumí typické změny vodnosti řek v daných časových úsecích (dny, měsíce, roky, desetiletí apod.) Druh režimu je výsledkem působení mnoha činitelů, které působí v celém povodí a ovlivňují nejen odtok z plochy, ale i odtok přímo v říčním korytě. Ze zdroji vodnosti řek souvisí i časově rozložení odtoku vody z povodí v průběhu roku. Základní zdroje vodnosti jsou voda z dešťů, z periodické sněhové pokrývky, z ledovců nebo trvalé sněhové pokrývky nad sněžnou čarou a z podzemní vody.

Průtok je množství vody, které proteče za jednu vteřinu příčným průřezem koryta. **Denní průtoky** (Q_d) se mohou označit pojmem průměrný denní průtok jen v případě, kdy byl stanoven na základě limnigrafického záznamu. Na základě měrné křivky průtoků jsou pro většinu vodoměrných profilů udávány denní průtoky. Z denních průtoků se stanovují nejen **měsíční průtoky** (Q_M), ale i **průtoky roční** (Q_R). Důležité je ale i stanovení dlouhodobého průměrného průtoku Q_a , který se nazývá normál, který vyjadřuje průměrnou vodnost řeky za určité časové období např. 1961 – 1991.

Stanovení dlouhodobého průměrného ročního průtoku (Q_R):

Průměrný roční průtok

- je-li pro daný profil toku k dispozici dostatečně dlouhá řada pozorování, vypočítáme tento aritmetickým průměrem
- není-li pro výpočet dostatečně dlouhá řada pozorování, tak máme několik možností, např. prodloužíme řadu průměrných ročních průtoků Q_R grafickou extrapolací (přibližné a subjektivní) nebo použijeme statistických metod, např. korelace, tj. řadu ročních průtoků Q_R (minimálně 10 členů) nebo prodloužíme pomocí korelačního vztahu s dostatečně dlouhou řadou v jiném profilu (povodí) atd.

- hodnotu Q_{ra} při nedostatku pozorování v daném profilu můžeme vypočítat také z bilanční rovnice povodí

Hydrogram Podkladem pro vyjádření časových změn v profilu je chronologická čára průtoků – **hydrogram**. Je odvozená z měřených vodních stavů. Z hydrogramu zjistíme nejen maximální a minimální hodnotu sledované hydrologické řady, ale i změny průtoků v průběhu roku, jejich kolísání a velikost amplitudy.

Histogram Čára rozdělení četností výskytu (**histogram**) je závislost mezi hodnotami průtoků a absolutní četností výskytu (počtem výskytů). Průměrné denní průtoky se rozdělí do třídních intervalů a zjišťuje se počet výskytů v jednotlivých intervalech. V histogramu se určuje **modus**. Je to hodnota průtoku, která se nejčastěji vyskytla za dané období.

Čas překročení průtoků

Čára překročení průtoků vyjadřuje závislost mezi hodnotami průtoků a kumulativní četností, tj. počtem dosažení nebo překročení těchto hodnot za uvažované období. Zpracovává se:

- čára překročení průměrných denních průtoků: v daném roce z průměrných denních průtoků
- čára překročení dlouhodobých průměrných denních průtoků: za dlouhodobé období, za řadu let (z průměrných dlouhodobých denních průtoků)

Z čáry překročení průtoků se určuje medián neboli obyčejný průtok. Je to průměrný denní průtok, který je 50 % výskytu dosažen nebo překročen, dále se určují M-denní průtoky. M-denní průtok Q_{md} je průměrný denní průtok, dosažený nebo překročený po M dní ve zvoleném časovém období. (násobek 30, tj. Q_{30d} až Q_{330d} , dále Q_{355d} a Q_{364d}). Obvykle se za délku časového období volí hydrologický rok. Například $Q_{30} = 28 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ znamená, že po dobu 30 dní v roce byl dosažen nebo překročen průtok $28 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, po zbytek roku byl tento průtok nedostupný. Je to velký průtok.

P-procentní denní průtok je průměrný denní průtok dosažený nebo překročený po p % počtu dnů ve zvoleném časovém období. Pravděpodobnost $p = 1, 2, 5, 10, 20, 50, 80, 90, 95, 99, 99.72 \%$. Určuje se z čáry překročení průtoků.

Dále se stanovují extrémní hodnoty průtoků. Maximální průtok Q_{max} je největší (kulminační) průtok povodňové vlny v určitém období (den, měsíc, rok, řada let). N-letý maximální průtok $Q_{max,N}$ je největší (kulminační) průtok povodňové vlny, který je dosažen nebo překročen v dlouhodobém průměru jednou za N let. ($Q_1, Q_2, Q_5, Q_{10}, Q_{20}, Q_{50}, Q_{100}$). Minimální průtok Q_{min} je nejmenší průměrný denní průtok v určeném období (den, měsíc, rok, řada let). N-letý minimální průtok $Q_{min,N}$ je nejmenší průměrný denní průtok, který je dosažen nebo nedostoupen průměrně jednou za N let.

8.3 Hodnocení vodních stavů

Po stanovení hodnot vodních stavů je základním způsobem jejich vyjádření do chronologické čáry vodních stavů za určité časové období. Z množiny naměřených dat se tímto způsobem stává hydrologická řada. Konstrukce grafu je jednoduchá. Na osu X se vynášejí jednotky času a na osu Y hodnoty příslušných naměřených nebo vypočítaných hodnot vodních stavů. Z chronologické řady se dá zjistit maximální a minimální vodní stav. Rozdíl těchto hodnot se nazývá variační rozpětí – amplituda. Pomocí jednoduché statistiky získáváme další hodnoty jako u zpracování dat průtoků, jako je aritmetický průměr (měsíční, roční, dlouhodobý), modus, medián.

Při analýze ročního chodu vodních stavů je v hydrologické praxi nutné znát jak dlouho byl na sledovaném vodním toku určitý vodní stav překročen. Podobně jako u průtoků konstruuje se **čára překročení**. Hodnoty z této křivky obecně označujeme jako M denní vodní stavy, kde M je počet dní (nejčastěji 30, 60, 90, 280, 330, 354 atd.). Celý postup je možný v současnosti automatizovat pomocí standardních počítačových programů.

Čára překročení

Příklad / Příklad z praxe

Konstrukce čáry překročení:

nejmenší počet prvků hydrologické řady vodních stavů je 365 dní, počet dní v daném sledovaném roce. Ten si nejprve rozdělíme do třídních intervalů pravidelného nebo nepravidelného rozsahu, nejčastěji volíme 10 až 20 pravidelných intervalů. Při tomto počtu dosáhneme nejmenší chyby. Zjistíme, kolik vodních stavů ze sledované řady patří do příslušného intervalu a vypočítáme kumulativní četnost. Na základě těchto hodnot vykreslíme čáru překročení vodních stavů tak, že na osu X vynášíme hodnoty kumulativní četnosti a na osu Y hodnoty vodních stavů (horní hranici intervalu. Z tohoto grafu můžeme zjistit dobu (počet dnů), po čas kterých je dosažena nebo překročena určitá hodnota vodního stavu.



8.4 Hydrologické modely a další metody používané v hydrologické praxi

Model je zjednodušené vyjádření reality pro účely popisu, vysvětlení, prognózy nebo plánování. Umožňují simulovat skutečný hydrologický proces, ale také předpovídat chování povodí v různých extrémních situacích. Matematický model srážko-odtokového procesu existuje již od 60. let 20. století, jeho plné využití je datováno od 80. let spolu se zaváděním počítačů a počítačových programů.

Vlastnosti hydrologických modelů:

- nesmějí být příliš složité
- nesmějí být duplicitou reality
- přílišná jednoduchost snižuje význam modelovaného jevu
- musí věrohodně popisovat hlavní vlastnosti modelovaného jevu

Aplikace modelů v hydrologii má velkou škálu možností jako je pohyb vody v řečišti, přenos hmoty ve vodě, chemické složení, znečištění, odtok vody z povrchu, různé erozní modely, model vytváření a tání sněhové pokrývky, srážko-odtokový model, model simulující chování nádrží nebo model proudění vody korytem.

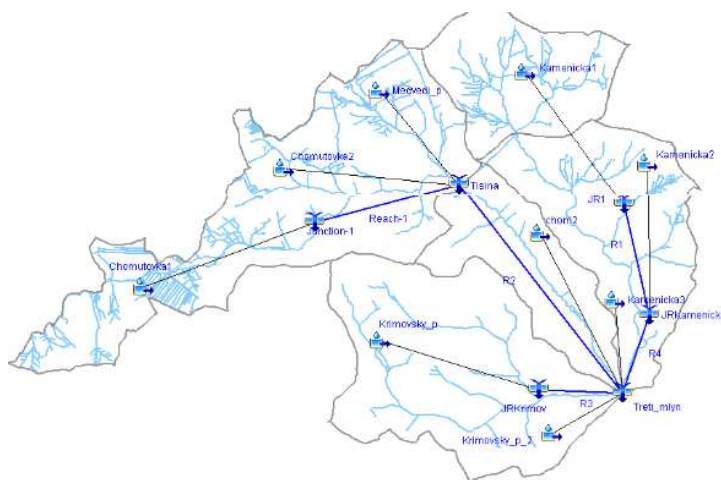
Modely se dělí podle mnoha parametrů např. podle kauzality (deterministické a stochastické), dále detailněji rozebereme dělení podle dle využití a dle prostorové diskretizace.

Dělení modelů dle účelu využití:

- modely v operativní hydrologii – okamžitá data ze stanic a radarů, krátkodobá předpověď vodních stavů a průtoků v profilu – předpovědní systém FFS (Flood forecasting system)
- modely pro návrhovou a projekční činnost ve VH – dlouhodobější předpovědi, povodňové ochrany, technické stavby
- modely využívané ve výzkumu – experimentální povodí, podrobnější výzkum jednotlivých komponent srážko-odtokového procesu a jejich přesnější popis

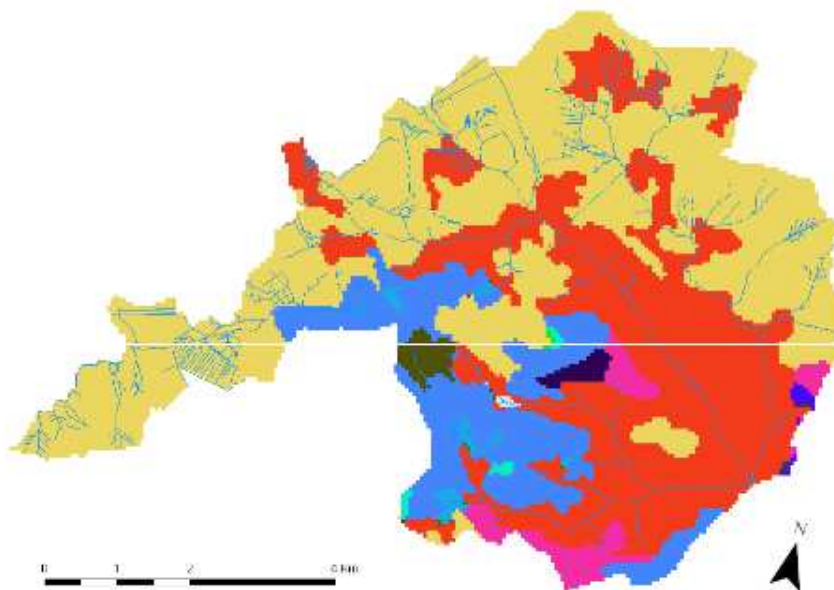
Modely dle prostorové diskretizace:

- celistvé modely („lumped models“) – parametry charakterizující povodí (veličiny i časové řady) jsou vztahovány k celému nebo dílčímu povodí, data bodově měřená (stanice), přepočítání pomocí geostatistických metod na plošné hodnoty (obr. 8.4)



Obr. 8.4: Příklad využití celistvého modelu v povodí

- distribuované modely – distribuované parametry, prostorová variabilita *Distribuované modely*
vstupních a výstupních parametrů, rozdělení povodí GRIDEM (čtvercová či trojúhelníková síť, max. do 1 km²) na elementární odtokové plochy, pro každé políčko charakteristická hodnota parametru (obr. 7.3.2)



Obr. 8.4.1: Příklad využití distribuovaného modelu v povodí

- semi-distribuované modely - rozdělení povodí na elementární odtokové *Semi-distribuované modely*
plochy (hydrotypy), které se vyznačují homogenními prostorovými parametry (stejný půdní druh, vegetační kryt atd.), jsou nejhodněji využívané, využívá se kombinace prostorové distribuce parametrů hydrologického systému a respektování územních faktorů ovlivňujících odtokový režim jako je topografie, půdní podmínky, pokryv, hydrogeologie (obr. 7.4.3).



Obr. 8.4.2: Příklad využití semi – distribuovaného modelu v povodí

V hydrologii se dále využívají metody pro různé účely výpočtů. Často tvoří moduly hydrologických modelů např. DesQ –MAX. využívá CN křivky. Pro výpočet odtokové ztráty v každém pixelu povodí se používá metoda CN-křivek, která je v hydrologické praxi nejznámější a často používána. Metoda CN-křivek byla vypracována Soil Conservation Service (SCS) v USA a pro naše poměry úspěšně adaptována (Janeček, 1992). Metoda umožňuje stanovení objemu „přímého odtoku“ a kulminačního průtoku na zemědělsky a lesnický využívaných povodích, i na povodích urbanizovaných, do velikosti plochy povodí cca 10 km² (SCS, 1986 in Kulhavý, Kovář, 2000). Účelem metody je kvantitativní ohodnocení hydrologických funkcí krajinných složek. Metoda ve svém řešení zohledňuje závislost retence povodí na hydrologických vlastnostech půd, počátečním stavu nasycenosti půd a způsobu využívání půd a hydrologických podmínkách.

Odtok je především určen množstvím srážek, infiltrací vody do půdy, vlhkostí půdy, porostem, nepropustnými plochami a retencí povrchu. Základním vstupem metody CN – křivek je srážkový úhrn o určitém časovém rozdělení, za předpokladu jeho stejnoměrného rozdělení po ploše povodí. Objem srážek je přeměněn na objem odtoku pomocí čísel odtokových křivek. Jejich hodnoty jsou závislé na hydrologických vlastnostech půd, vegetačním pokryvu, velikosti nepropustných ploch, intercepci a povrchové akumulaci.

Čísla odtokových křivek jsou tabelizována podle hydrologických vlastností půd rozdělených do 4 skupin: A, B, C, D na základě minimálních rychlostí infiltrace vody bez pokryvu po dlouhodobém syčení a využití půdy, vegetačního pokryvu.

SHRNUTÍ

Hydrologické jevy jsou ve své podstatě náhodné (stochastické). Není možné stanovit přesně výskyt náhodného jevu, jsme schopni pouze odhadnout pravděpodobnost tohoto výskytu. Při popisu náhodných jevů se využívá poznatků z teorie pravděpodobnosti, resp. statistiky. V hydrologické praxi se využívá standardizovaných hydrologických charakteristik a metod jejich zpracování. Tyto hodnoty často slouží jako vstupní údaje do hydrologických modelů, které mají různé možnosti využití v hydrologické praxi (od předpovědí, po možné návrhy hydrologických situací a možností návrhů třeba prevence atd.).



Kontrolní otázky a úkoly

1. Jaké základní charakteristiky průtoku se zjišťují a vypočítávají?
2. Vysvětlí, co se dá vyčíst z čáry překročení.
3. Vysvětlí základní principy hydrologických modelů.



Pojmy k zapamatování

Hydrologický režim vodního toku, odtokové charakteristiky, specifický odtok, výška srážek, výška odtoku, objem odtoku, součinitel odtoku, modus, medián, maximální a minimální hodnoty průtoku a vodního stavu, čára překročení, hydrogram, hydrologické modely, CN křivky



9 Extrémní jevy v povodí

Cíl

Po prostudování této kapitoly budete umět:

- Rozlišit typy povodní a jejich příčiny
- Popsat povodňovou situaci
- Vysvětlit pojem sucho

Doba potřebná k prostudování kapitoly: **50 minut.**



Průvodce studiem

V současné době slyšíme o povodních ve sdělovacích prostředcích často. Je to častěji než dříve? Kdo za to může? Povodně tady „dlouhou dobu“ nebyly a může se zdát, že jsou něčím extrémním. Je třeba si ale uvědomit, že na to celé ale nahlížíme v časovém horizontu jedné generace či z hlediska délky historických záznamů měření. Podíváme-li se na povodně v horizontu 10 000 let, pak zjistíme, že se ve střední Evropě vyskytlo několik na povodně bohatých období a že povodně tady byly i dříve než začal člověk výrazně měnit své životní prostředí. Povodně jsou pro krajinu přirozenou součástí a jsou přirozenou součástí „života“ řeky samotné, tak rostlinných a živočišných společenstev údolní nivy a tedy i člověka, který v ní žije. Lidská paměť je však krátká. Těsně po povodni nebo v oblastech, kde dochází k pravidelným záplavám, lidé s tímto jevem počítají a přizpůsobují se mu, ale v místech, kde delší dobu k žádné povodni nedošlo, jako by si toto riziko nepřipouštěli.

Historicky byla většina sídel budována v blízkosti toků, ale na vyvýšených místech, kde byla přirozeně chráněna před povodněmi a do říční nivy – údolního dna byly stavěny pouze specializované stavby (mlýny, pily, hamry). Ve 20. století se však vývoj měst a vesnic rozvíjel a intravilány se rozšiřovaly do povodněmi ohrožených míst údolního dna. Dlouhé období bez větších povodní a zdokonalování jen technických protipovodňových opatření přispěly k falešnému pocitu bezpečí, přestalo se připouštět riziko povodní, přestalo se dbát na šetrné hospodaření na zemědělské půdě i v krajině.

O čem ale není ve sdělovacích prostředcích moc informací je další extrémní jev – sucho. Česká republika nepatří mezi nejohroženější oblasti v Evropě, ani na světě, ale sucha často postihují v letních měsících hlavně oblasti Žatecka, Lounska, které leží ve srážkovém stínu Krušných hor, ale i oblasti jižní Moravy. Důsledky sucha jsou spojovány hlavně se zemědělstvím – neúrodou, ale také a nedostatkem podzemní i povrchové vody pro vodní hospodářství.

9.1 Povodně

Povodně

Pojem povodeň definují různí autoři různě. Nejčastěji se uvádí, že je to situace, při níž množství vody překročí z různých příčin průtočnou kapacitu koryta toku. Nebo také jako náhlé zvětšení vodního stavu v důsledku srážkové činnosti, ale také zmenšením průtočnosti koryta, jako je například ledová zácpa, či bariéra ze splavených překážek.

Průběh odtoku je popisován průtokovou vlnou, která představuje přechodné zvětšení a následující pokles průtoků a vodních stavů, vyvolaný deštěm, táním sněhu, nebo umělým zásahem. Povodně lze také charakterizovat kulminačním průtokem, což znamená, vrcholový objem vody, který proteče daným korytem za určitou jednotku času.

9.1.1 Typy povodní dle příčiny

Dešťové povodně – ty jsou vyvolány kapalnými srážkami a podle způsobu vzniku, doby trvání a intenzity deště je možno dále rozdělit na povodně z trvalých srážek a povodně z přivalových srážek. Dešťové povodně z trvalých srážek jsou vázány hlavně na vícedenní trvalé srážky (mohou být přerušované), které mohou být spojené s některými srážkově významnými situacemi (srážkotvorná cyklona). Dešťové povodně z přivalových srážek souvisejí se srážkami s krátkou dobou trvání, zpravidla to bývá několik hodin, avšak tento druh povodně se projevuje svou silnou intenzitou, a často způsobuje velké lokální škody (i v důsledku kinetické energie tekoucí vody).

Dešťové povodně

Pro zájemce

Dešťová povodeň v roce 2002 v srpnu byla výjimečná, a to jak objemem spadlých srážek a velikostí zasažené plochy, ta i velikostí kulminačních průtoků a objemů povodňových vln. Na mnoha místech v povodí Vltavy a dolního Labe byly zaznamenány doposud nejvyšší pozorované vodní stavy a průtoky, např. na Vltavě v Praze byly překonány všechny vyhodnocené povodně od roku 1827 a hladina stoupla i nad značky starších historických povodní. Z hydrometrického hlediska probíhala povodeň ve dvou vlnách. V první vlně 6. - 7. srpna byly v Novohradských horách naměřeny dvoudenní úhrny 130-220 mm, ve stanici Pohorská Ves dokonce 277 mm. Ve druhé vlně srážek 11. - 12. srpna byly už zasaženy celé Čechy, např. třídenní maximum bylo naměřeno na Cínovci 400 mm. Z publikovaných grafů ČHMÚ je zřejmé, že došlo na soutoku Berounky a Vltavy k přibližné časové shodě kulminačních průtoků, které pak měly za následek katastrofální následky pro hlavní město. V Praze Chuchli byl dne 14. 8. 2012 ve 12 hodin naměřen kulminační průtok 5 160 m³/s a vodní stav 782 cm, což odpovídá době opakování 500 let.



Smíšené povodně – jsou nejčastěji zapříčiněné kombinací tání sněhu a dešťovými srážkami (taktéž mohou být doprovázeny ledovými jevy). Ke zhoršení situace nejčastěji dopomáhají další faktory, jako jsou například nerovnoměrné povětrnostní podmínky, a kapalné srážky, které přispívají ke zvětšení průtoků.

Smíšené povodně

Ledové povodně – vznikají po období déletrvajících mrazů, při kterých zamrzají koryta řek. Po oblevě ledová pokrývka řek popraská a kry se dají do pohybu (chod ledu).

Ledové povodně

Sněhové povodně – tento druh povodně vznik náhlým táním sněhu při kladných teplotách (nejčastěji v jarních měsících), které mohou být doprovázeny i ledovými jevy. Na obr. 8.1.1 vidíme jarní povodeň způsobenou táním sněhu v roce 2006 v Olomouci na řece Moravě v porovnání s normálním stavem stejného úseku řeky.

Sněhové povodně



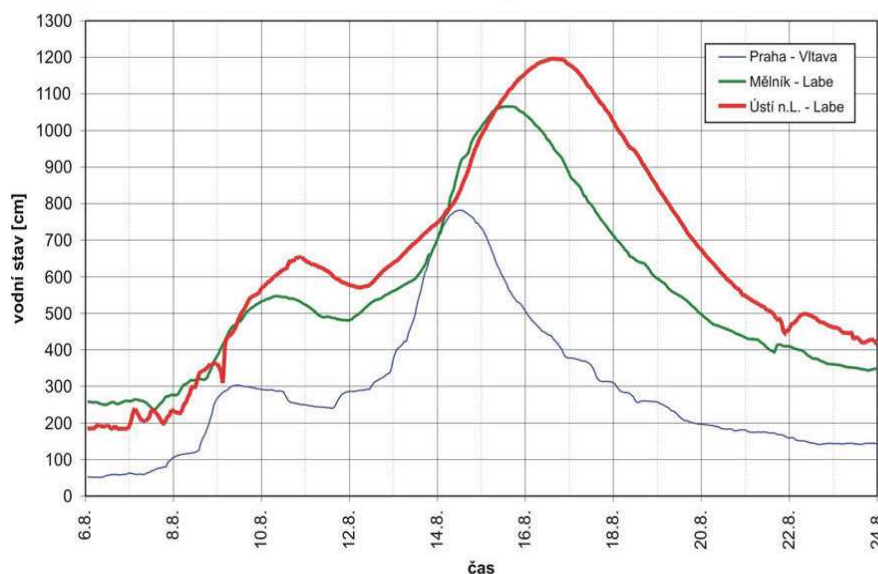
Obr.9.1.: Povodeň v Olomouci v roce 2006 v dubnu (autor: Pavelková Chmelová)

9.1.2 Popis povodňové události

Maximální průtok je největší průtok ve sledovaném příčném profilu vodního toku za zvolené období. Vlivem vydatných dešťů, táním sněhu nebo táním ledovců a sněhu nad sněžnou čarou dochází často na některých řekách k přechodnému, ale výraznému zvýšení hladiny. To je způsobeno náhlým zvětšením průtoků nebo dočasným zmenšením průtočnosti koryta (např. ledovou zácpou nebo v nálevkovitých ústích při pobřeží moří účinkem větru). Přechodné zvětšení a následující pokles průtoků vodních stavů se nazývá průtoková vlna. Voda, která nemůže rychle odtéci, se vylévá z koryta a způsobuje záplavy, postihující často rozsáhlé oblasti. Tento jev nazýváme povodeň, a průtokovou vlnu pak povodňová vlna.

Časový průběh povodní

Časový průběh každé průtokové vlny v konkrétním profilu můžeme vyjádřit graficky (obr. 9.1.2). Průtoková resp. povodňová vlna je charakterizována tvarem, kulminačním (vrcholovým) průtokem a objemem. Tvar povodně je vyjádřen začátkem povodňové vlny, tedy okamžikem, kdy dochází k výraznému a rychlému zvětšování průtoků. Doba nejvyššího průtoků povodňové vlny (vrcholení povodně) odpovídá kulminačnímu průtoků a ukončení povodně (pata povodně) je okamžik, kdy průtok klesne na počáteční stav nebo na stav odpovídající dlouhodobému normálu. Doba mezi začátkem a koncem povodňové vlny se označuje jako trvání, které se skládá z doby vzestupu, která vrcholí kulminačním průtokem a doby poklesu. Celkové množství vody, které proteklo sledovaným profilem od začátku do konce povodňové vlny, tedy během trvání povodně, je objem povodně. (CHÁBERA, 1999)



Obr. 9.1.2: Průběh vodních stavů během povodně v roce 2002 na dolním toku Vltavy a Labe (Pramen: ČHMÚ).

9.1.3 Opatření proti povodním

Pro plynulý průchod povodní v povodích je dle Soukupa a Kulhavého důležité zajistit:

Protipovodňová opatření

- dostatečnou výšku mostů, pokud možno bez většího počtu pilířů,
- vybavení jezů na menších tocích pohyblivými konstrukcemi
- uvolnění kritických míst v záplavových územích toků (povolování staveb, změny územních plánů, zamezit ukládání volně plovoucích materiálů a drobných staveb atd.)
- vybavit kanalizační vyústění ovladatelnými klapkami
- navrhovat a realizovat protierozní opatření na zemědělských půdách
- zajistit, aby se koryta co nejvíce přibližovaly přirozenému, tj. miskovitému tvaru nebo tvaru dvojitého lichoběžníku
- definovat a vymezovat místa pro rozliv k odlehčení průtoků chráněných hrázemi, bočními nádržemi apod.

Velkou úlohu při protipovodňové ochraně hraje vegetace v povodích, ať už je to dobrý stav lesů, existence trvalých travních porostů třeba v drahách soustředěného odtoku až po zajištění vhodného osevního postupu na kritických lokalitách, hospodářného obdělávání zemědělské půdy, která má dobré infiltrační vlastnosti a není příčinou nežádoucího povrchového odtoku a zrychlené eroze a není zhutnělá.



Příklad / Příklad z praxe

Povodněmi v srpnu 2002 bylo zasaženo v různém rozsahu celkem 43 okresů v rámci 9 krajů ČR. Zatopeno bylo celkem 99 měst, obcí a městských částí, voda částečně poškodila dalších 347 měst a obcí. Přímou nebo nepřímou bylo povodněmi dotčeno 15,5 % obyvatel České republiky. Složkami Integrovaného záchranného systému bylo evakuováno 123 200 osob a bezprostředně bylo zachráněno 3 374 osob.

Z hlediska jednotlivých druhů majetku došlo k největším škodám především na:

- budovách, halách a stavbách ve výši cca 6 mld. Kč,
- pražském metru ve výši cca 6 mld. Kč.
- pozemních komunikacích ve výši cca 4 mld. Kč,
- rodinných domech ve výši cca 3 mld. Kč atd. (ČAMROVÁ, 2006)

9.2 Sucho

Pravděpodobně nejjednodušším vymezením pojmu sucho je věta: „Sucho je nedostatek vody“. Ucelenější definici přináší H. J. Critchfield: „Sucho je deficit, který nastává, když půdní vlhkost nestačí pokrýt požadavky půdní potenciální evapotranspirace (celkový výpar). Ve světě můžeme rozlišit tři skupiny such: a) stálé sucho spojené s aridními podnebími; b) sezónní sucho, které se vyskytuje v podobě zřetelných každoročních období suchého počasí; c) sucho způsobené proměnlivostí srážek.“ (CRITCHFIELD, H. J. 1984).

Sucho v našich podmínkách dle Sobíška (1993) můžeme dělit na:

<i>Meteorologické sucho</i>	Meteorologické – primárním zdrojem vody v suchozemském geobiocyklu jsou atmosférické srážky, daný fakt je zohledněn v Kakosově definici meteorologického sucha: „sucho definované nejčastěji časovými a prostorovými srážkovými poměry, např. výskytem suchého nebo vyprahlého období.“
<i>Hydrologické sucho</i>	Hydrologické – „sucho hydrologické definované pro povrchové toky určitým počtem za sebou jdoucích dní, týdnů, měsíců i roků s výskytem relativně velmi nízkých průtoků vzhledem k dlouhodobým měsíčním či ročním normálům. Sucho hydrologické se vyskytuje zpravidla ke konci déle trvajícího období sucha, ve kterém nepadaly kapalně ani smíšené srážky. Obdobných kritérií lze použít i pro stavy hladin podzemních vod a vydatnosti pramenů. Sucho hydrologické se často vlivem retardačních účinků vyskytuje i v době, kdy již meteorologické sucho dávno odeznělo. Naopak při výskytu meteorologického sucha se ještě vůbec nemusí projevit sucho hydrologické.“
<i>Zemědělské sucho</i>	Zemědělské – „sucho agronomické je nedostatek vody v půdě, ovlivněný předchozím nebo ještě nadále trvajícím výskytem meteorologického sucha.“
<i>Socioekonomické sucho</i>	Socioekonomické – sucho socioekonomické spojuje dodávky a požadavky ekonomických statků s faktory meteorologického, zemědělského a hydrologického sucha.

Podle Brázdila a Štekla (1986) souvisejí extrémně nízké měsíční úhrny srážek na území ČR s izolovanými, v mnoha případech blokujícími anticyklony nebo protaženými hřebeny vysokého tlaku vzduchu, jejichž středy popř. osy neleží dále než asi 1500 km od středu ČR. Pokud nejde o centrální části anticyklon, pro výskyt sucha je důležitý směr proudění, způsobujícího advekci relativně suchého vzduchu.

Se suchem úzce souvisí pojem desertifikace. Geologická služba Spojených států (USGS) definuje desertifikaci jako: „Desertifikace je přeměna orné obdělávací země na suchou, holou a neúrodnou poušť v důsledku dlouhotrvajícího sucha nebo škodlivých dopadů lidské činnosti, jako jsou destruktivní zemědělská činnost, často způsobena velkým přelidněním“. (USGS, 2006)

9.2.1 Sucho v ČR

Podle zpracovaných dat (Potop, Soukup, Možný, 2011) z 5 klimatologických stanic (Doksany, Čáslav, České Budějovice, Brno a Olomouc) za období 1901–2010 byly definovány období sucha v ČR. Pro stanovení epizod sucha bylo použito Standardizovaného srážkového a evapotranspiračního indexu (SPEI) a Standardizovaného srážkového indexu (SPI).

Sucho v ČR

Nejvyšší počet a trvání sucha (v délce 3 měsíců) v zimním období (prosinec až únor) byly zaznamenány v desetiletích 1901–1910 (7 případů s maximálním trváním 3 měsíce), 1911–1920 (4 případy s maximálním trváním 2 měsíce), 1921–1930 (3 případy s maximálním trváním 3 měsíce) a 1941–1950 (3 případy s maximálním trváním 2 měsíce). V první polovině 20. století byla průměrná maximální doba trvání zimního sucha 2 měsíce, po roce 1960 jen 1 měsíc. Pro stanice ležící v nížinách byla většina zimních suchých epizod soustředěna do období 1901–1960, zatímco jarní a letní suché epizody se vyskytují s větší četností a závažností v obdobích 1991–2000 a 2001–2010. Oba indexy identifikují minimální výskyt nebo nejkratší suché jarní epizody v desetiletích 1961–1970 a 1981–1990. Jarní sucha (v březnu až květnu) získávají perzistenci v průběhu posledních 20 let, největší počet a doba trvání se vyskytla v období 1991–2000 (5 případů) a 2001–2010 (4 případy).

Extrémní jarní sucha byla zaznamenána v letech 1903, 1943, 1946, 1953, 1959, 1976, 1993, 1998, 2003 a 2007. Letní sucha (v červnu až srpnu), na rozdíl od jarních, mají tendenci být delší a extrémní, s častým rozšířením až do podzimního období (září až listopad). Větší četnost letního sucha byla v období 1911–1920, 1941–1950, 1991–2000 a 2001–2010. Nejčtenější podzimní suché epizody podle SPEI byly zaznamenány v desetiletích 1941–1950, 1951–1960, 1991–2000 a 2001–2010. Největší počet a extrémnost těchto epizod se vyskytla v období 1941–1950.

Extrémní jarní sucha

Extrémní podzimní sucha byla v letech 1942, 1947, 1949, 1953, 1959, 1973, 1975, 1992, 1997, 2003 a 2006. Podle indexu SPEI bylo sucho v roce 1947 zařazeno do nejvyšší závažnosti a trvání pro vybrané stanice na území České republiky. Tendence rostoucí frekvence sucha dle SPEI v časovém intervalu od 12 do 24 měsíců v průběhu posledních dvou desetiletí souvisí se zvyšováním teploty vzduchu v letním období.

Extrémní podzimní sucha



Příklad / Příklad z praxe

Suchá období působí v ČR problémy hlavně v zemědělství, ale i ve vodním hospodářství a v lesnictví. V teplotně extrémním roce 2000 zapříčinila velká sucha a horka od dubna do června neúrodu obilovin zvláště na jižní Moravě, přičemž ztráty kompenzované zemědělci ze státního rozpočtu dosáhly asi 5 miliard Kč. Na příkladu jarní pšenice, která je zvláště citlivá na srážky, v uvedeném roce poklesl průměrný hektarový výnos z 3,9 t.ha⁻¹ v roce 1999 na 2,81 t.ha⁻¹ v následujícím roce (statistiky MZe, Praha).



Úkol / Úkol k zamyšlení

Zjistěte z územního plánu (můžete jej najít na webu obce či města) nebo přímo ze záplavové mapy, která území vaší obce nebo města jsou ohrožena.

Pokud byla vaše obec nebo město postiženo povodněmi, zkuste na plánu nebo přímo v terénu identifikovat nejrizikovější části obce a vysvětlíte, proč jsou nejvíce ohroženy.



Až na nepatrné výjimky jsou povodně i sucho v naší krajině přirozeným jevem a obyvatelstvo je zažívá od nepaměti. Hlavní faktory, které oba jevy způsobují, jsou zřejmé, otázka je do jaké míry jsou ovlivňovány lidskou činností. V naší blízké paměti jsou katastrofické povodně z let 1997 na Moravě a v roce 2002 v Čechách, které zasáhly plošně obrovská území. Mnohem častěji se opakující jsou bleskové povodně („flash floods“) způsobené přívalovými srážkami, které mohou způsobit na malém území obrovské škody a, které se dají špatně předpovídat. Sucho způsobuje hlavně velké škody v zemědělství (neúrodu, finanční škody zemědělci, státu), na mnoha územích světa potom i hladomory a nedostatek pitné vody. Hydrologické charakteristiky těchto dvou jevů a jejich předpovědi jsou nepostradatelnou informací pro vodohospodářské pracovníky a pro rozhodovací procesy na všech úrovních.



Kontrolní otázky a úkoly

1. Vyjmenuj typy povodní a stručně je charakterizuj.
2. Co je to vzestupná a sestupná větev povodňové vlny?
3. Jak se definuje sucho.

Pojmy k zapamatování



Typy povodní, objem povodně, doba trvání povodně, kulminační průtok, pata povodně, sucho hydrologické, meteorologické sucho

10 Limnologie

Cíl

Po prostudování této kapitoly budete umět:

- Určit rozdíl mezi jezerem a rybníkem
- Rozlišit jezera dle jejich geneze a vlastností
- Sestavit hydrologickou bilanci jezera

Doba potřebná k prostudování kapitoly: **110 minut**.

Průvodce studiem

Jezero hladké v křovích stinných zvučelo temně tajný bol, břeh je objímal kol a kol.... „známý úryvek z básně K. H. Máchy „Máj“ popisuje neblahý osud Jarmily, která ukončila svůj život skokem do jezera. Krajina v okolí hradu Bezděz, která Máchu inspirovala k sepsání tohoto díla, je skutečně mystická. Ono temné jezero - dnešní Máchovo jezero není jezerem ale vlastně Velkým rybníkem..., který se ovšem dle určitých definic dá považovat za jezero... tak jak to vlastně je?



10.1 Definice jezera

Za zakladatele limnologie, tedy nauky (vědy) o jezerech je považován švýcarský vědec, původně profesor medicíny, **Francoise-Alphonse Forel**. Zkoumal ledovcová jezera v Alpách a v roce 1904 publikoval první limnologickou studii „Le Léman“. V ní uvedl také vůbec první definici jezera:

„Jako jezero je označována stojatá stagnující vodní hmota, která se nachází v prohlubni zemského povrchu, na všech stranách uzavřené, nemající přímé spojení s mořem“

Tato definice je však příliš široká a zahrnuje každou akumulaci vody v terénní depresi, která nemá spojení s mořem. Patřily by sem potom také louže, tůňe, rašeliniště, rybníky i přehradní nádrže. Forel tedy jezera dále dělí na:

a, Jezera v úzkém slova smyslu – hluboká, u nichž povrchové vlnění neovlivňuje dno a břehová vegetace kromě mělčin, nedosahuje na dno. U jezer v mírných šířkách se poté v průběhu roku vyvíjí a mění vertikální teplotní zvrstvení.

b, Rybníky – jsou dle Forela velmi mělké a tudíž ovlivněné vlněním, s břehovou vegetací prorůstající na dno a bez zřetelnější vertikální teplotní stratifikace.

Jak poznamenávají Jánský (2003) a Löffler (2004), Forelova definice je platná pouze pro určité typy jezer. Velmi mělké Neziderské jezero (183 km²), které zarůstá vegetací, by tak bylo zařazeno mezi rybníky.

Zároveň jezero Ichkeul v severním Tunisku je v zimě a na jaře napájeno šesti řekami, ale v létě a na podzim při poklesu vodnosti řek je napájeno slanou vodou ze zálivu Bizerta mořskou vodou prostřednictvím řeky Tinja. Termín rybník (angl. pond, fishpond) je navíc v našich končinách spjatý spíše s umělými vodními stavbami a nikoliv s mělkými jezery. Mělká jezera jsou navíc některými autory odlišována a jinými ztotožňována s bažinami, močály a mokřinami. Definice jezera je tedy velmi problematická.

V rámci rozsáhlého výzkumu jezer České republiky stanovil tým prof. Jánského tuto definici jezera:

„Jezero je přírodní deprese na zemském povrchu nebo pod ním, trvale nebo dočasně vyplněná vodou, nemající bezprostřední spojení s mořem. Oproti rybníkům a malým vodním nádržím se jezera nedají jednoduchým způsobem vypustit. Na rozdíl od mělkých stojatých vod, jako jsou drobné vody (louže, tůně), organogenní jezera, fluvialní jezera u hlubokých jezer neovlivňuje povrchové vlnění jejich dno a břehová vegetace díky jejich hloubce nedosahuje na dno. Oblast největších hloubek tedy není zarostlá vegetací“

Definice tedy zohledňuje rozdíl mezi dvěma hlavními skupinami jezer – **hlubokými jezery** a **mělkými jezery**. Zároveň vymezuje jezera oproti uměle zbudovaným malým vodním nádržím a postihuje také případné výjimečné avšak ne přímé spojení s mořem. Samostatnou kategorií poté Jánský a kol. (2003) spatřuje v **antropogenních jezerech**, které vznikly zatopením starých těžebních oblastí. Jejich původ není čistě přírodní, ale splňují mnohé předpoklady, aby se mohly za jezera považovat.

Velikostní kategorie jezer

Vedle uvedených definic jezer existují ještě definice založené na velikost či objemu jezer, jednu z nich publikoval Kalff (2002). Ten rozlišuje čtyři **velikostní kategorie jezer**:

- 1, Největší jezera ($>10000 \text{ km}^2$)
- 2, Velká jezera ($100 - 10000 \text{ km}^2$)
- 3, Střední jezera ($1 - 100 \text{ km}^2$)
- 4, Malá jezera ($0,1 - 1 \text{ km}^2$)

Dale rozlišuje tzv. „drobné vody“ (large ponds $1 - 10 \text{ ha}$ a other ponds $< 1 \text{ ha}$). Toto rozdělení není pro naše poměry ideální, neboť všechna naše jezera by spadaly svou velikostí maximálně do kategorie malých jezer, většina spíše do „large ponds“ (velkých rybníků).



Úkol / Velikosti jezer

Pomocí internetu naleznete ke každé velikostní kategorii jezer (dle Kalffa), pět příkladů ze světa.

10.2 Fáze vývoje jezer

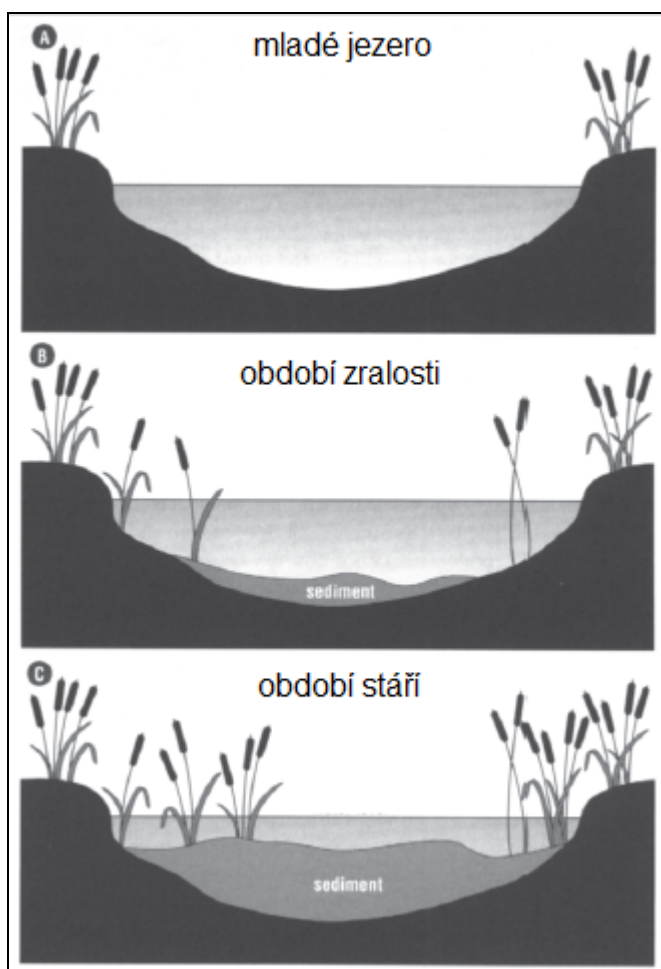
Podobně jako živé organismy i jezero má svůj „životní cyklus“, jehož časové rozpětí je závislé především na genetickém typu jezera a zároveň velkém množství geofaktorů (klima, reliéf, vegetace atd.). Může trvat několik tisíciletí (v případě horských ledovcových jezer) nebo může být omezeno na období zvýšených vodností (periodická jezera v nivě). Ve vývoji jezer můžeme stanovit základní tři fáze.

1, **Období mládí** – jedná se o období po vzniku jezera, kdy jezerní pánev nedoznala zásadních změn a usazeniny nezměnily ani její tvar.

Vývojové fáze jezer

2, **Období zralosti** – kolem jezera se vytvořila pobřežní mělčina vzniklá ze sedimentů z okolních svahů (koluvium), z eroze břehů, z organických zbytků vegetace nebo byly přineseny vodním tokem.

3, **Období stáří** – sedimenty jsou rozšířeny po celé jezerní pánvi. Mění se zároveň její tvar (dno je vyrovnáno a tvoří souměrně prohnutou depresi) a redukuje se celková hloubka jezera. Jezero je tak schopno pojmout menší množství vody. Břehová vegetace se často rozšiřuje do nově vzniklých mělčin a jezero zarůstá.



Obr. 10.2 – Fáze vývoje jezer (zdroj: Allaby 2000, upraveno autory)

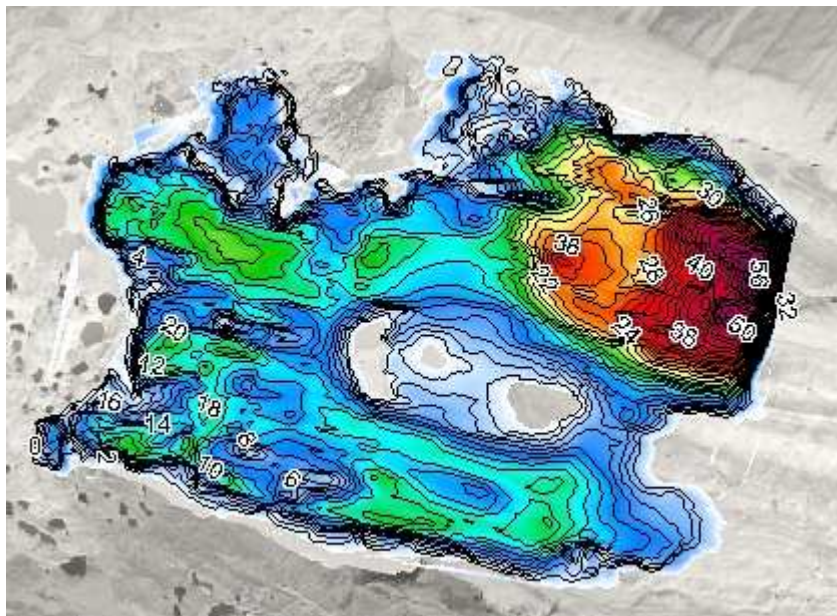
10.3 Morfometrické charakteristiky jezer

Stejně jako u ostatních vodních útvarů, můžeme i u jezer určit základní charakteristiky vztahující se k jejich morfologii.

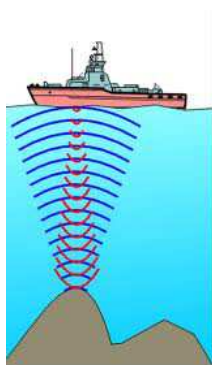
*Základní charakteristiky
morfologie jezer*

- **Plocha hladiny (P)** – udává plošný výměr jezera. Určuje se buď z přímých měření v terénu nebo planimetricky z mapy vhodného měřítka.
- **Délka jezera (l)** – je definována jako nejkratší vzdálenost na hladině mezi dvěma nejvzdálenějšími body na pobřeží.

- **Šířka jezera** ($\bar{s}$, b_m) – je poměrem plochy a délky jezera $\frac{P}{l}$
- **Hloubka jezera** (h) – hloubka jezera se měří hloubkoměrem (pomocí závaží na škálovém laně) nebo pomocí echolotu (zařízení pracující na principu odrazu rázových vln vysílaných ze zařízení na lodi a zpětně přijímané odrazem ode dna jezerní pánve). Z hloubkových (batymetrických) měření se sestavují **batymetrické mapy**.



Obr. 10.3 Batymetrická mapa ledovcového jezera v Kyrgyzstánu (zdroj: geominprojects.com)



Obr. 10.3.1 Princip echolotu (zdroj: seaspirt.ru)

- **Objem jezera** (W) – velikost objemu jezera se počítá na základě batymetrických map jako součet dílčích objemů vymezených hloubkou a plochou dvou **izobat** (myšlená linie spojující místa se stejnou hloubkou).
- **Délka břehové linie** (u , s) – je v podstatě obvod jezera
- **Křivolakost břehové linie** (E , D_s) – je poměr skutečné délky břehové linie a délky obvodu kruhu, jehož plocha je stejná jako plocha jezera (P)

$$E = \frac{u}{2\sqrt{P\pi}}$$

- **Povodí jezera** – stejně jako u vodních toků, můžeme určit také povodí jezera, kdy zjišťujeme plochu, ze které stéká voda do jezera (např. u karových jezer nebo kráterových jezer), případně vymezujeme plochu povodí k závěrnému profilu u odtoku jezera.

Povodí jezera

10.4 Vodní bilance jezer

Vodní bilance jezer nám udává změny v objemu jezera za určitou časovou jednotku v důsledku přítoku a odtoku vody.

Pozitivní složky vodní bilance jezer (přítok) jsou:

Pozitivní složky vodní bilance jezer

- povrchový přítok vody do jezera (vodním tokem), plošný splach
- přítok podzemní vody břehovým pásmem či dnem pánve
- kondenzace par ze vzduchu na hladině, v době kdy je teplota vody nižší než teplota vzduchu
- srážky spadlé na hladinu

Záporné složky vodní bilance jezer (odtokové ztráty) jsou:

Záporné složky vodní bilance jezer

- přímý říční odtok
- podzemní odtok
- evaporace z volné vodní hladiny
- transpirace rostlin v pobřežním pásmu
- antropogenní odběry vod

Zjednodušená rovnice vodní bilance jezer, lze tedy vyjádřit takto:

Rovnice vodní bilance jezer

$$\pm \Delta W = Q + S - O - E$$

ΔW ... změna objemu jezera
 Q ... povrchový přítok do jezera
 S ... srážky
 O ... přímý odtok z jezera
 E ... evaporace

Do zjednodušené bilance nejsou započítávány těžko měřitelné přítoky a odtoky podzemní vody, kondenzace vodních par a hodnota evapotranspirace odpovídá evaporaci. Změna objemu jezera lze vyjádřit také pomocí snížení a zvýšení hladiny a plochy jezera:

$$\pm \Delta W = \frac{P_1 - P_2}{2} \cdot \Delta h$$

ΔW ... změna objemu jezera
 P_1 ... plocha jezera před změnou objemu

P_2 ... plocha jezera po změně objemu

Δh ... rozdíl hloubek jezera

Rovnici vodní bilance vždy musíme sestavovat s ohledem na typ jezera a jeho možným zdrojům vody a naopak odtokovým ztrátám. Neprůtočná jezera jsou tak citlivější k jakýmkoli klimatickým změnám, které se okamžitě projeví v poklesu nebo zdvihu hladiny.



Úkol / Vodní bilance jezera

Nalezněte si informace o Plešném jezeře pomocí internetu a odborné literatury a sestavte rovnici jeho vodní bilance.

10.5 Vlastnosti jezerní vody

10.5.1 Proudění

Říční proudění V rámci jezera se uplatňují tři druhy proudění. Prvním je prouděním **říční**, které se vyvine pouze v průtočných jezerech. Hladina těchto jezer je u vtoku nepatrně výše než u výtoku, zároveň má voda u vtoku jiné teplotní a hmotnostní (splaveniny) charakteristiky, což způsobuje vznik proudění. Velikost tohoto proudění lze měřit speciálními barvivy (dosahuje rychlosti až 10 m/hod.).

Proudění vyvolané větrem Proudění **vyvolané větrem** nastává, pokud je hladina jezera dlouhou dobu vystavena působením větru z určitého směru. Při takové situaci nastává vlnění a voda je větrem „nakupena“ na návětrném břehu. Vzniká tak proudění, které vyrovnává rozložení hmotnosti vody v jezeře. U hlubokých jezer se toto proudění realizuje v hloubkách, u mělkých jezer podél břehů.

Konvekční proudění Třetím typem proudění je proudění **konvekční**, které se odehrává ve vertikálním směru. Jedná se o proudění vyvolané nerovnoměrným rozložením teplot v jezeře.

10.5.2 Vlnění

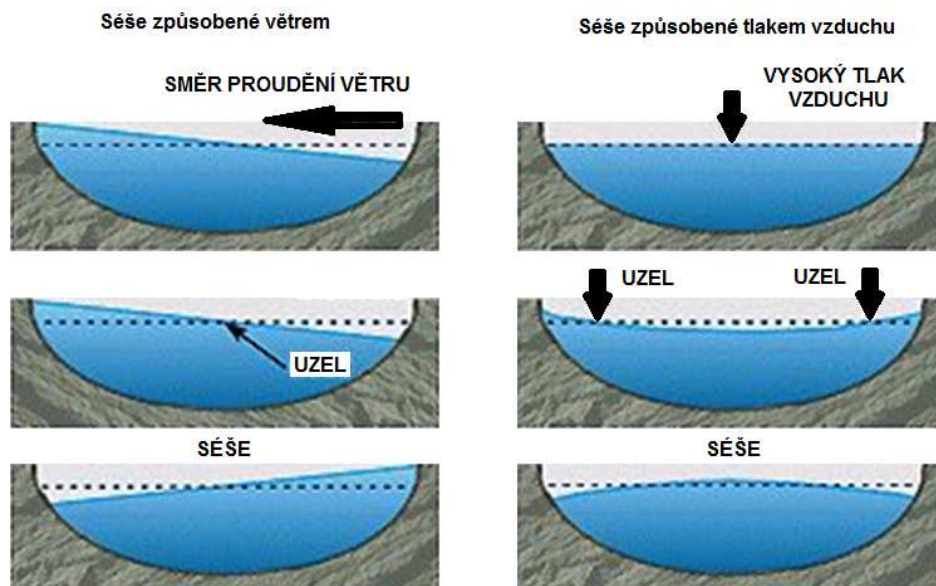
Vznik vlnění na jezeře ovlivňuje celá řada faktorů, mezi jinými především samotné proudění vzduchu (jeho rychlost a směr), šířka jezera, plocha jezera a přítomnost litorálního pásma. Rozlišujeme tyto typy jezerního vlnění:

Vlny vyvolané větrem a, **vlny vyvolané větrem** – v případě vzniku těchto vln se posuzuje výška vlny, délka vlny, perioda vlny a rychlost pohybu vlny. Kromě speciálních zařízení jako jsou automatická měřicí zařízení na bójích, se k těmto měření stále využívá vlnoměrná lať.

Vlny vyvolané ponorem b, **vlny vyvolané ponorem** – jedná se o vlny vyvolané náhlou událostí jako je řízení skal, sesuv svahu atd.

Vlny stojaté c, **vlny stojaté** – objevil zakladatel limnologie F. A. Forel, který je popsal na Ženevském jezeře. Sěse jsou rezonance jezerní vody způsobeny vnějším faktorem, kterým může být vítr, změny atmosférického tlaku, seismika nebo vzdálená přírodní katastrofa (tsunami). Hladina jezera se začne pohybovat (kývat) a vyrovnávat rozdíl v tlacích či změně gravitačního pole kolem uzlových bodů.

Velikost stojatého vlnění se pohybuje od několika cm až k několika metrům. V prostředí Velkých kanadských jezer se tyto vlny nazývají „slosh“.



Obr. 10.5.2 Vznik séší (seiche) – rozkývání hladiny kolem uzlových bodů (zdroj: Axler, Hagley 2004, upraveno autory)

10.5.3 Teplotní vlastnosti jezer

Pro hluboká jezera je charakteristická teplotní stratifikace vodního sloupce. Ta se v průběhu roku mění a je výrazná u jezer mírného a polárního pásu. Tropická (ekvatoriální) jezera mají rozdíl teplot ve vodním sloupci v průběhu roku maximálně 2°C. V jezeře nám vznikají při normální stratifikaci tři teplotní vrstvy:

- **epilimnion** – je prohřátá vrstva u hladiny, dobře okysličená kontaktem se vzduchem, vyskytuje se zde nejvíce zooplanktonu, teplota zde klesá asi 0,5°C na 1 m. Vlivem rozpuštěných živin a slunečního záření vzde vzniká nová organická hmota, která postupně klesá ke dnu. Výška epilimnionu je značně proměnlivá a záleží na mnoha faktorech.
- **metalimnion** – skočná vrstva, v této vrstvě dochází k přechodu od teplé vody u hladiny ke studené vodě u dna. Teplota vody s hloubkou zde rychle klesá, zhruba 2°C na 1 m.

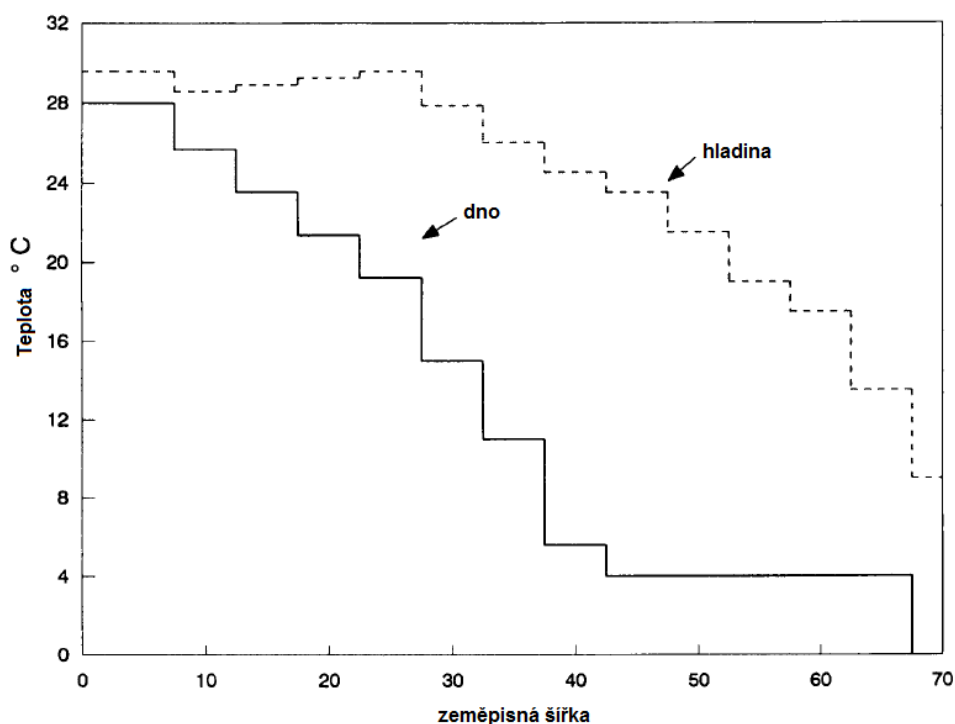
Epilimnion

Metalimnion

Velikost skočné vrstvy roste spolu se zeměpisnou šířkou. Nejtenčí je tato vrstva v tropických oblastech, největší v polárních oblastech. Při obrácené stratifikaci se tyto rozdíly stírají. Někdy je tato vrstva označována jako **termoklina**.

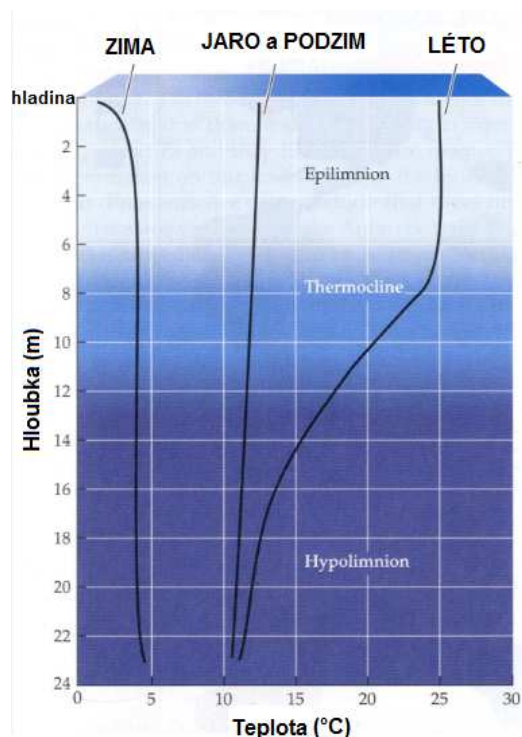
- **hypolimnion** – chladná vrstva vody. Voda zde dosahuje minimální teploty 4°C, kdy má zároveň největší hustotu. Teplota vody zde již nepatrně klesá o 0,1°C na 1 m. Je zde velký nedostatek kyslíku, který se spotřebovává na rozklad organické hmoty. Ta se zde hromadí v sedimentech. Čím je jezero hlubší, tím je také větší šířka hypolimnionu.

Hypolimnion



Obr. 10.5.3 Průměrné teploty vody jezer u dna a u hladiny v závislosti na zeměpisné šířce. U tropických jezer je rozdíl v teplotách minimální, oproti jezerům temperátním a polárním. (zdroj: Lewis, 1996, upraveno autory)

Normální teplotní stratifikace vzniká v letním období. Způsobuje, že u hladiny je prohřátá vrstva vody od slunce s velkým množstvím kyslíku a u dna je chladná vrstva vody o větší hustotě a teplotě blízká 4°C. Stabilní teplotní zvrstvení zapříčiňuje, že se chladná voda nemůže dostat k hladině a je pevně oddělena termoklinou. Je zde velmi málo kyslíku, ale za to mnoho živin, které se nemohou dostat do epilimnionu. Toto období se nachází období **letní stagnace**. K promíchání vodního sloupce může docházet za větrného počasí nebo je-li v jezeře vyvinuto proudění. S koncem letního období dochází k ochlazení epilimnionu. Ochlazená voda je těžší a začíná „klesat“ ke dnu, dochází tak k výměně vody mezi jednotlivými vrstvami. Zároveň se snižuje teplotní rozdíl mezi vrstvami, až dojde k období tzv. **jarní a podzimní homotermie**, kdy se teplota mezi vrstvami ustálí na krátké období na 4°C. V zimním období dochází k tzv. **obrácené stratifikaci**, kdy je teplota vody u hladiny nižší (led) než teplota vody u dna, nastává období **zimní stagnace**.



Teplotní zvrstvení jezera

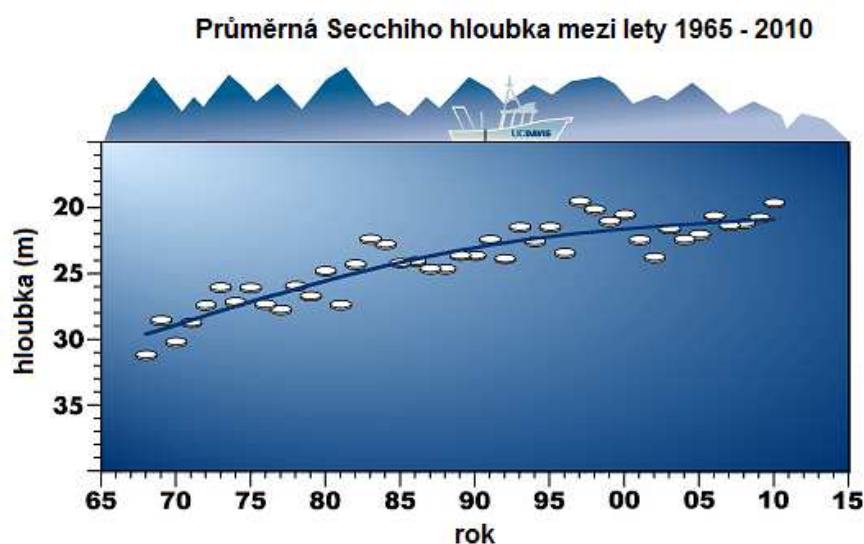
Obr 10.5.3.1 Teplotní zvrstvení jezera mírných šířek během ročních období (zdroj: XXX, upraveno autory)

10.5.4 Průzračnost a barva vody jezer

Průzračnost jezer se udává dle hloubky viditelnosti **Secchiho desky** (bílá-černý kotouč o průměru 20 – 25 cm) spouštěné do jezera na oškálovaném laně. Průzračnost jezer je tedy známa jako tzv. **Secchiho hloubka**. Průzračnost jezer se mění v závislosti na míře ve vodě rozpuštěných látek.

Secchiho desky

Secchiho hloubka



Obr. 10.5.4 Ukázka měnící se průměrné Secchiho hloubky v jezeře Tahoe (USA) (zdroj:)

Barva jezer je dána mírou rozpuštěných, které různou měrou absorbují modré světlo. Barva jezera se určuje podle **Forelovy-Uleovy stupnice**. Rozlišuje 21 odstínů barvy jezerní vody od modré až po hnědou. Barva vody se posuzuje dle Secchiho disku ponořeného do hloubky 1 m vizuální komparací se stupnicí.

10.5.5 Ledové jevy

Také na jezerech můžeme pozorovat ledové jevy. K zamrzání jezer dochází po vyčerpání energetických zásob vody, kdy poklesne teplota vzduchu pod bod mrazu a v epilimnionu na 0°C. Objemnější jezera mají více energetických zásob vody, proto zamrzají pomaleji. Pokud při zamrzání sněží nebo je větrno, ledové jevy se na hladině vytvářejí rychleji. Energie z vody se vyčerpává na tání sněhových vloček, které dopadnou na hladinu nebo je odnímána větrem. S rostoucí salinitou vody se rychlost zamrzání snižuje (např. pro salinitu 35‰ je tvorba ledu podmíněna teplotou -1,9°C). Pokud v průběhu zimy dochází ke střídání nízkých a vyšších teplot, dochází k efektu tzv. **vysouvání ledu**. Při nízkých teplotách se led smršťuje a vytvářejí se v něm dlouhé suché trhliny, při vyšších teplotách se naopak roztahuje a při působení silných větrů jsou kry vysouvány na pobřeží. Při tání dochází na jaře k odlamování ker podél trhlin. Tání probíhá slunečním zářením se shora, ale také u průtočných jezer zespoda (díky říčnímu proudění) (Bumerl, 2003).



Obr. 10.5.5: Vysouvání ledu na Michiganském jezeře (zdroj: Calvin College 2005).

10.5.6 Život ve vodě jezera

V mase jezerní vody lze vyčlenit různé části, dle živých organismů, které se v nich nacházejí. Jedná se o zónu litorální, limnetickou a profundální. **Litorální** (pobřežní zóna) je charakteristická vysokým počtem druhů organismů, které ji obývají. V příbřežní části dosahuje sluneční záření dna a malá hloubka vody umožňuje vegetaci prorůstat až na dno. Vegetace poskytuje ochranu dalším živočichům či a larvám hmyzu. V **limnetické zóně**, která je vázána na epilimnion se nachází velké množství fytoplanktonu (jako dominantního fotosyntetizujícího organismu) a ryb. Hluboké vody nazývané jako **profundální zóny** jsou zcela bez slunečního záření a teplota vody zde prudce klesá. Nenacházejí se zde žádné rostliny, pouze bakterie, vodní červy a ryby, které se živí konzumací organického materiálu, který se sem dostává z hladiny (Chang, 2006). Některými autory je vyčleňována benthická zóna, což je zóna dnová, která pokrývá celou jezerní pánev. Je tedy obsažena ve všech třech předchozích zónách.

10.6 Klasifikace jezer

Jezera lze dle jejich charakteristik dělit dle několika kritérií. Nejznámější je dělení jezer dle geologických a geomorfologických sil, které se uplatnily při vzniku jezera (tzv. genetická klasifikace jezer).

10.6.1 Klasifikace dle geomorfologických sil, které se podílely na vzniku jezer

a, **jezera ledovcová (glaciální)** – jezera, která vznikla v důsledku činnosti pevninského či horského ledovce. Jedná se o jezera **karová**, která vznikla erozí v pásnu vyživování ledovce, **hrazená morénová**, která vznikla přehrazením údolí morénou (čelní, boční, ústupová atd.), **proglaciální**, hrazená přímo ledovcem nebo vzniklá roztátím mrtvého či pohřbeného ledu (tzv. alasy) a **trogová**, která vznikla pohybem ledovcových jazyků. Specifickým typem jsou **subglaciální** jezera, nacházející se pod ledovou vrstvou (především v Antarktidě, např. jezero Vostok). Největší ledovcová jezera světa se nacházejí v Severní Americe (Velká Kanadská jezera). V podmínkách České republiky registrujeme celkem 6 jezer ledovcového původu, jsou to Černé, Čertovo, Plešné, Prášílské a Laka na Šumavě a Mechové jezírko v Krkonoších. Šumavská jezera jsou kombinací karových a morénových jezer. Mechové jezírko vzniklo v moréně (Jánský 2003).

Ledovcová jezera

b, **jezera tektonická** – patří mezi nejhlubší jezera světa. Vznikají v riftových zónách na tektonických rozhraních. Příkladem může být pás tektonických kolem Velké příkopové propadliny v Africe (jezera Malawi, Tanganika, Kivu, Kyoga, Edwardovo jezero, Albertovo jezero a Viktoriino jezero – které je druhé největší sladkovodní jezero světa).

Tektonická jezera

c, **jezera vulkanická** – do této skupiny patří jezera vzniklá v souvislosti se sopečnou činností. Do této kategorie zahrnujeme jezera kráterová, kalderová, jezera hrazená lávovými proudy a maary (forma kráteru s nízkým reliéfem, který vznikl erupcí způsobenou kontaktem magmatu a podzemní vody). Nejčastěji uváděným příkladem kráterového jezera je Crater Lake v USA, které vzniklo v kráteru sopky, jež explodovala před 7700 lety a je hluboké až 590 m. Kráterová jezera mají jediné zdroje vody srážky a podzemní vodu, jsou bez přítoku a zároveň problematicky odtékána. Relikty vulkanických jezer v ČR se nacházejí u Nepomyšle (Přikryl, 2011).

Vulkanická jezera



Obr. 10.6 Crater Lake v USA (zdroj: www.alaska-in-pictures.com)

Tremokrasová a krasová jezera

d, **termokrasová a krasová jezera** – v krasových oblastech. Jedná se o akumulace srážkové či podzemní vody v dutinách krasových hornin (vápence a dolomity). Patří mezi ně jezera v polích, v ucpaných závrtch nebo v jeskynních prostorách při tvorbě sintrových a travertinových hrázek (Jánský a kol. 2003). Nejznámější krasová jezera v České republice jsou vázána na propasti - Hranické jezero (hluboké až 205 m – přesná hloubka není stále zjištěna) a Horní a Dolní jezírko na dně Macochy.

Fluviální jezera

e, **fluviální jezera** – jsou jedním z nejrozšířenějších typů jezer na světě. Jejich vznik je vázán na erozní činnost vodních toků (odškrbené meandry) v říčních nivách na středních a dolních úsecích vodních toků. Periodická fluviální jezera vznikají po povodňových situacích, kdy voda zaplní terénní deprese v nivě (např. v CHKO Litovelské Pomoraví). Fluviální jezera bývají propojena s hlavním tokem. Jsou významným biotopem pro řadu chráněných rostlin a živočichů a proto jsou v České republice často součástí území se zvláštní ochranou (Křivé jezero, Vrapač, Polanská niva atd.). Tento typ jezer se rychle zazemňuje a následně zaniká nebo se přeměňuje ve slatiny.

Limanová jezera

f, **limanová jezera** – limanová jezera jsou spojena s vývojem mořského pobřeží. Jedná se o bývalé zálivy, které byly postupně zcela odděleny od moře např. písčnými kosami nebo říčními sedimenty. Zajímavostí je, že tato jezera se poměrně rychle vyslazují. Mnoho limanových jezer se nachází na pobřeží Černého moře (např. jezero Varna).

Eolická jezera

g, **eolická jezera** - jsou vázána většinou na aridní oblasti, ve kterých došlo k vyvátí (deflaci) reliéfu větrem a vznikla tak terénní deprese. Typickými příklady tohoto typu jezer je Čadské jezero a jezero. Mělká deflační jezera vznikají také v bezodtokých solných pláních (tzv. **šoty**) v severní Africe a v Asii, kde se nazývají **takyr**. Proces deflace záleží na rychlosti větru (uvádí se ≥ 10 m/s) a délkou trvání tohoto větru. Speciální typy deflačních jezer vznikají v souvislosti se systémem pohybu dun. Velmi staré duny z křemičitého materiálu jsou stabilizovány vegetací, která produkuje organický materiál, který se usazuje v přilehlé depresi. Spolu s pískem v depresi tvoří velmi nepropustný horizont, který je schopen udržet vodu. Taková jezera se často tvoří v blízkosti pobřeží.

h, **jezera hrazená** – vznikla přehrazením vodního toku např. sesuvem půdy. V České republice takto vzniklo nejmladší jezero – Mladotické.

Hrazená jezera

i, **jezera organogenní** – jsou jezera vzniklá činností rostlin a živočichů. V prostředí mořských korálových ostrovů se nachází **jezera korálová**, která vznikla přehrazením laguny korálovými útesy. Dalším příkladem organogenních jezer jsou **bobří jezera**, která vznikla přehrazením vodního toku bobří hrází (v případě Bobra amerického až 50 m dlouhé). V prostředí České republiky jezera organogenního původu vznikají většinou nadřazením srážkové vody nebo podzemní vody v mělkých terénních depresích, ve kterých dochází k procesům rašelinění nebo tvorby slatin (Jánský a kol. 2003).

Organogenní jezera

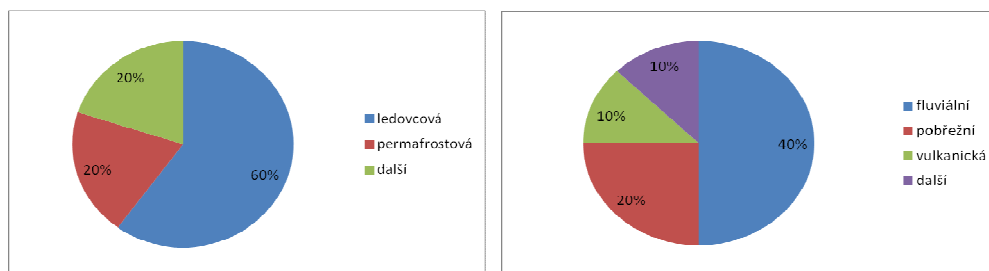
- **Rašelinná jezírka** – nejčastěji vznikají uvnitř vrchovišť, kde dochází k akumulaci srážkové vody, které je často zbarvena produkty z rašelinění (červená až hnědá barva). Tato jezírka mají nízké pH (3-5) a nedostatek minerálních látek a organických látek, které se zde vyskytují pouze ve formě humusových koloidů. Rašelinná jezírka se u nás hojně vyskytují v pohraničních pohořích - Roklaňská slat', Mlynářské slatě (Šumava) Velké a Malé jeřábí jezero (Krušné hory), Mechová jezírka u Rejvízu (Jeseníky), atd. Největší rašelinné jezírko v ČR se nachází v Chalupské slati na Šumavě a má výměru 1,3 ha.
- **Slatiništní jezera** – vyskytují se v menších nadmořských výškách v depresích s výstupem podzemních vod nebo v opuštěných říčních ramenech v pokročilém stadiu zazemnění. Voda v těchto jezerech je často bohatá na minerální látky i organické živiny, dochází zde proto k eutrofizaci. Tato jezera jsou typická pro odškrbené meandry v nivě našich velkých řek (Labe, Morava, Dyje). Slatiniště s periodickými jezírky se nachází v Černovíře u Olomouce. V případě, že slatiny vzniknou na kyselých půdách, potom je zde možnost vzniku přechodného rašeliniště. Přechodné formy mezi slatinami a rašeliništi se nazývají slatinná rašeliniště, často jsou v ČR pojmenována jako **blata**.

j, **jezera vzniklá impaktem vesmírných těles** – krátery po dopadech meteoritů jsou většinou suché, najdou se však také výjimky, kdy dno kráteru protne hladinu podzemní vody nebo je tvořeno nepropustným materiálem, který brání infiltraci srážkové vody, pak vznikne jezero. Příkladem může být jezero Chubb Lake v Kanadě u Quebecu kruhovitého tvaru s poloměrem 3,3 km a hloubkou až 251 m (Löffler 2004).

Jezera vzniklá impaktem vesmírných těles

k, **jezera vzniklá antropogenní činností** – jedná se o jezera, která vznikla následkem lidské činnosti v opuštěných povrchových lomech, jámách po těžbě rašeliny atd. Někteří autoři do kategorie zařazují také všechny umělé vodní nádrže, které zbudoval člověk – rybníky a přehradní nádrže, stavy atd.

Jezera vzniklá antropogenní činností



Obr. 10.6.1 Jezera mírného (graf vlevo) a tropického (vpravo) pásu dle původu (zdroj: Lewis 1996)

Jezera dle původu jezerní pánve

10.6.2 Klasifikace dle původu jezerní pánve

a, **hrozená jezera** (vzniklá zahrazením říčního údolí sesuvem, písečným valem, morénou, masou ledovce, lávovým proudem nebo zřícením skal)

b, **kotlinová jezera** (jezera v terénních depresích vzniklých deflací, poklesem ker zemské kůry, vyhloubením ledovcem, chemickou erozí, vulkanickou činností, degradací permafrostu)

c, **údolní jezera** (vyvinula se v inundačním korytě říčních toků díky větvení, zaškrcování meandrů nebo vývojem delty)

d, **smíšená jezera** (vznikla kombinací)

Jezera dle chemického složení vody

10.6.3 Klasifikace jezer dle chemického složení vody

a, jezera **sladkovodní** - nacházejí se v oblastech s dostatečným množstvím srážek nebo s dobrým zásobováním říční vodou.

b, jezera **brakická** - brakická jezera se nacházejí v prostředí, kde se mísí voda sladká s vodou slanou. Mají větší koncentraci solí než sladká voda, ale méně než voda slaná (od 0,5 do 30 g/l). Jsou většinou vázána na říční delty a estuária.

c, jezera **slaná** - nacházejí se především v tropických a subtropických oblastech s nízkými úhrny srážek, sůl ve vodě pochází většinou z hornin ve zdrojové oblasti nebo v oblasti jezerní pánve. Koncentrace solí převyšuje hodnotu 30g/l a v řadě případů tak dosahují větší salinity než moře a oceány.

Jezera dle vertikální výměny vody

10.6.4 Klasifikace jezer dle vertikální výměny vody

a, **holomiktní jezera** – jezera, u nichž dochází k výměně vody a jejím promíchávání v celém vodním sloupci

b, **meromiktní jezera** – voda se promíchává pouze do určité hloubky

10.6.5 Klasifikace jezer dle teplotních poměrů

Jezera dle teplotních poměrů

Dle teplotních poměrů můžeme rozlišit jezera na tropická, temperovaná a polární nebo také na:

- a, **teplá jezera** – teplota v celé hloubce jezera neklesne pod 4°C, celý rok je normální teplotní zvrstvení
- b, **chladná jezera** – v létě se vytváří přímá stratifikace a v zimě obrácená stratifikace
- c, **studená jezera** – po celý rok obrácená stratifikace

10.6.6 Klasifikace jezer dle převládajících biologických procesů

Jezera dle převládajících biologických procesů

Trofie (úživnost) jezera je spojena s teplotní stratifikací a hloubkou jezera. Čím je jezero hlubší, tím více je oligotrofní (nedostatek živin), čím je mělčí, tím více je eutrofní (s nadbytkem živin). Zatímco u hlubokých jezer s teplotní stratifikací je většina živin uložena v sedimentech hypolimnionu, které se do epilimnionu dostávají pouze při promíchávání, v mělkých jezerech se stratifikace nevyvíjí a celý vodní sloupec má charakter epilimnionu s možností obohacení o organické látky v sedimentech na dně (Přikryl, 2011). Rozlišujeme tedy:

- a, **eutrofní jezera** - v nich převládají produkční životní procesy nad rozkladnými, dochází zde k ukládání zahnívajícího bahna (sapropel a hnilokal), které jsou přeměňovány oxidací na anorganické látky (slatinná jezera, fluvialní jezera). Obsahují velké množství planktonu, často se v nich některé druhy organismů přemnoží (např. vodní květ, řasy, sinice, rákos).
- b, **oligotrofní jezera** – jsou jezera s dostatkem kyslíku a čistou vodou, s malou produkcí organických látek (např. alpská jezera)
- c, **mezotrofní jezera** – na přechodu mezi eutrofními a oligotrofními jezery s velkým druhovým množstvím organismů.
- c, **dystrofní jezera** – jezera s přebytkem organických látek ve tvaru humusových koloidů, které již dále nemohou být upotřebeny (rašeliníštní jezera)

10.6.7 Klasifikace jezer dle odtoku

Jezera dle odtoku

- a, bezodtoková
- b, odtoková
- c, s občasným odtokem
- d, s podzemním odtokem
- e, průtočná

10.7 Bažiny a mokřady

Mokřady jsou území, na kterých se po větší část roku vyskytuje silně provlhčená půda nebo mělká vrstva vody. Mnoho mokřadů vzniklo ze zazemněného jezera nebo v místech s vysokou hladinou podzemní vody.

Jinými názvy pro mokřady jsou bažiny, luhy, slatě, močály... Jedná se v podstatě o mělká periodická jezera, porostlá vodomilnou vegetací a mající velký ekologický význam v krajině. Někteří autoři řadí močály někde mezi suchozemské a vodní ekosystémy (Přikryl, 2011).

Ochrana bažin a mokřadů

Celková světová plocha mokřadů je odhadována na 6% souše. V minulém století se člověk snažil mokřadů v krajině zbavit a přeměnit je na zemědělskou půdu různým systémem drenáží. Staly se tak jedním z nejvíce ohrožených ekosystémů na světě. Mokřady jsou významným biotopem tažného ptactva. I z tohoto důvodu byla v roce 1971 v Iránu podepsána tzv. **Ramsarská úmluva** s platností od roku 1975. Tato úmluva si klade za cíl zastavit ničení mokřadních ekosystémů a vytvořit síť mokřadů mezinárodního významu. Doposud bylo vyhlášeno 1912 mezinárodně významných mokřadů. Česká republika dohodu ratifikovala v roce 1990, na našem území se nachází 12 mokřadů mezinárodního významu. Mokřady jsou u nás chráněny i v rámci zákona o ochraně přírody a krajiny jako významné krajinné prvky (Přikryl, 2011).

Tab. 10.7 Klasifikace mokřadů dle Ramsarské úmluvy (zdroj: Přikryl, 2011)

Klasifikace mokřadů dle Ramsarské úmluvy:		
mořské a pobřežní	vnitrozemské	uměle vytvořené
mořské estuární laguny	říční jezerní bažinné a mokřadní geotermální	(rybníky, zaplavená zemědělská půda, rýžoviště, lomy..)

SHRNUTÍ



Jezery se zabývá limnologie, jejímž zakladatelem je F. A. Forel. Definice jezera je velmi obtížná, obecně lze říci, že jezero je přírodní terénní deprese zatopená vodou, která nemá přímé spojení s mořem a na rozdíl od umělých nádrží nejde lehce vypustit. Existuje mnoho klasifikací jezer dle různých kritérií. Základní rozdělení jezer je na hluboká a mělká. Nejznámější klasifikace je dle geomorfologických sil, které se podílely na jejich vzniku. Jezero lze popsat různými morfometrickými charakteristikami a zároveň lze sestavit jeho hydrologickou bilanci. Jezerní voda má specifické vlastnosti, mezi nejdůležitější patří termická stratifikace. Každé jezero prochází vývojem. Důležitou úlohu v přírodě hrají mokřady, které jsou od roku 1975 chráněny Ramsarskou úmluvou.



Kontrolní otázky a úkoly

1. Pokuste se vysvětlit problém definice jezera.
2. Zakresli teplotní stratifikaci jezera při letní stagnaci.
3. Srovnejte jednotlivé klasifikace jezer a vyberte podobnosti.

Pojmy k zapamatování



Limnologie, zazemňování jezer, stojaté vlny (séše), epilimnion, metalimnion, hypolimnion, letní a zimní stagnace, podzimní a jarní homotetie, Secchiho disk, objem jezera, eutrofní jezera, oligotrofní jezera, dystrofní jezera, šoty, holomiktní jezera, meromiktní jezera, mokřad, Ramsarská úmluva, batymetrie, echolot

11 Hydrologie podpovrchových vod

Cíl

Po prostudování této kapitoly budete umět:

- Rozdělení podpovrchových vod
- Základní charakteristiky půdní a podzemní vody
- Základní metody měření hladiny podzemní vody
- Definice a rozdělení pramenů, vysvětlení pojmu artézská voda

Doba potřebná k prostudování kapitoly: **60 minut**.

Průvodce studiem

Podzemní vody mají prvořadý význam pro lidskou společnost jako jeden z hlavních přírodních zdrojů, který se využívá pro zásobování obyvatelstva, průmyslu i zemědělství. Z globálního hlediska lze podzemní vody zařadit mezi nevyčerpatelné přírodní zdroje, které se při oběhu vody v přírodě neustále doplňují a obnovují. Lidská společnost při využívání těchto zdrojů pro uspokojování svých potřeb ale může přispět k jejich vážnému poškození a znehodnocení. Tyto negativních antropogenních zásahy nemohou ohrozit podzemní vody v jejich podstatě, ale mohou mít nepříznivé důsledky pro jejich další využívání.



Podzemní voda vyniká svou stálou jakostí a obecně lepšími vlastnostmi pro využití pro pitné účely než voda povrchová. Využívání zdrojů podzemních vod má však své specifické problémy vyplývající z jejího chemického složení, způsobu vzniku a okolního horninového prostředí. Podzemní vody tvoří velmi důležitou část celkové zásoby vody použitelné pro zásobování obyvatelstva pitnou vodou.

V ČR je několik velkých oblastí přirozené akumulace vody, které jsou hlavními zdroji pitné vody v dané lokalitě, jejich rozdělení je však nerovnoměrné. Ve vodohospodářsky významných hydrogeologických rajonech svrchní křídly, které zaujímají rozlohu 12,5 tis. km², jsou soustředěny zdroje s využitelnou vydatností více než 17 m³.s⁻¹, v sedimentech jihočeských a západočeských pánví okolo 1,5 m³.s⁻¹, v neogénu a kvartéru v povodí Moravy a Odry 6 m³.s⁻¹.

Celková disponibilní kapacita obnovitelných využitelných zdrojů podzemní vody v ČR je zhruba 1 625 mil m³, což tvoří asi 20% celkových spolehlivých zásob pitné vody. Hlavní vodárenský zdroj v ČR však představuje voda povrchová (53%), na rozdíl od některých evropských zemí, kde představují hlavní zdroj pitné vody podzemní zásoby (např. Francie 56,4%, Německo 72%, Itálie 80,3%, Dánsko téměř 100%).

11.1 Rozdělení podpovrchových vod

Podpovrchová voda je voda, která se vyskytuje v zemské kůře ve všech skupenstvích a je součástí horninového prostředí, se kterým vstupuje do vzájemného vztahu. Také se uvádí, že je to voda, která se vyskytuje ve vodních útvech pod zemským povrchem (v zemské kůře), je to společné označení pro **půdní a podzemní vodu**.

Dělení podpovrchových vod

Vznik podpovrchové vody

Odhalení procesu vzniku podpovrchové vody a dělení do současné podoby byl v historii lidstva dlouhý proces poznání. Nejstarší teorie se přiklápěly k názoru, že jde pouze o vodu srážkovou, která se pod povrch dostávala velkými nebo malými otvory procesem vsakování – infiltrace. Již ve starověku se to mu to výkladu říkalo infiltrační teorie. Filozof Plinius obohatil tuto teorii o poznatek, že voda pod povrchem získává vlastnosti díky horninovému prostředí, kterým prochází.

Na druhou stranu však vznikl i jiný názor (filozofové Seneca, Aristoteles), že se voda dostává do podzemí v podobě vodní páry a tam kondenzuje.

Teprve ve druhé polovině 17. století teoreticky odůvodnil infiltrační teorii francouzský fyzik Mariotte a ruský učenec Lomonosov ji doplnil o geochemickou část výkladu. Platnost pouze této teorie se udržela až do druhé poloviny 19. století, kdy se znovu „oprášila“ kondenzační teorie a teorie vzniku podpovrchové vody byla rozšířena o nové poznatky a důkazy kondenzační teorie a vzniku vody i hluboko v zemské kůře.

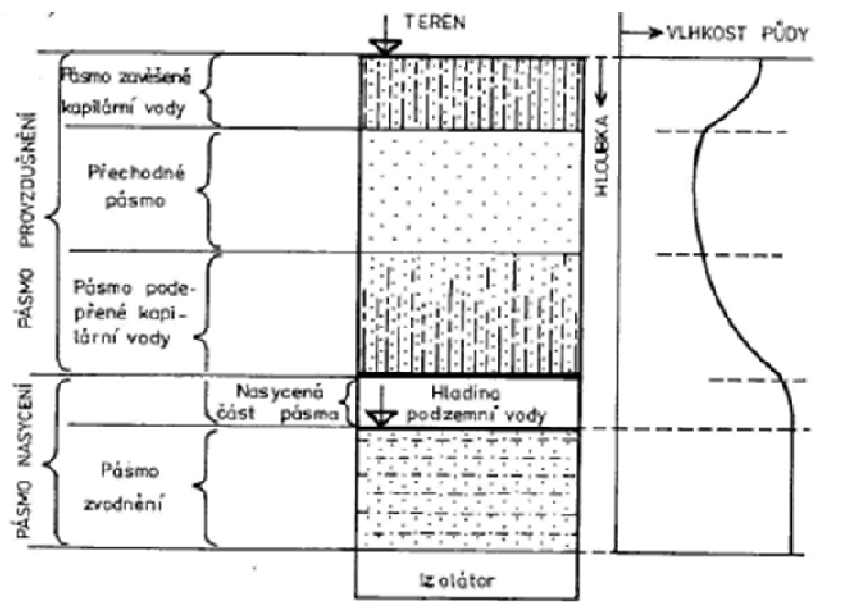
Také se bilančně prokázalo, že největší část vody pod povrchem vzniká infilrací.

Podpovrchová voda vzniká několika způsoby:

- průsakem z povrchu (infilrací) nebo průsakem tekoucí vody v korytech – voda infiltrační
- kondenzací vodních par v půdě - voda kondenzační
- v hlubinách zemské kůry vzniká voda v podobě vodní páry, kdy se za vhodných podmínek (teploty a tlaku) spojují molekuly kyslíku a vodíku a v chladnějších vrstvách zemské kůry zkapalní – juvenilní voda

Společné označení pro vodu infiltrační a kondenzační je voda vadózní (plytká).

Podpovrchová voda, která se nachází v půdních prostorech a vyplňuje pukliny a trhliny spolu se vzduchem se nazývá půdní voda a nachází se v pásmu provzdušnění (aerace). V hlubších vrstvách dochází k úplnému zaplnění porů vodou (pásmo saturace) a této vodě se říká voda podzemní. Rozložení vrstev v půdě ukazuje obr. 9.1



Obr. 11.1: Rozdělení půdní vody v půdním a horninovém prostředí.

11.1.1 Půdní voda

Půdní voda je souhrnné označení pro veškerou vodu v půdě ve všech skupenstvích. Tato voda se vyskytuje převážně v aeračním pásmu, někdy ale i v zóně se souvislou podzemní hladinou, která je součástí spodní části půdního profilu nebo pod půdním profilem a může do něj vztlínající voda významně zasahovat.

Půdní voda je hybnou silou různých fyzikálních, chemických, fyzikálně-chemických, biochemických a biologických pochodů, které v půdě probíhají. Fyziologický význam vody je v tom, že je nenahraditelným životním faktorem pro rostliny a edafon.

Jejím prostřednictvím organismy přijímají potřebné živiny a existuje těsná souvislost půda – voda – biota. Biologická účinnost vody závisí na jejím množství v půdě (vlhkost půdy) a na energetických poměrech, které ovlivňují její pohyblivost a dostupnost rostlinám.

Voda je v půdě vázaná různými silami a podle těchto sil můžeme rozlišovat:

- adsorpční vodu – ta je vázaná adsorpčními silami půdních zrn a horninových částic, tyto síly jsou značně velké, ale mají malý dosah. Přímou na povrchu těchto pevných částic (vnitřní strana) je vázaná nejsilnějšími silami voda hygroskopická, která není přístupná rostlinám. Vnější vrstva je vázaná slabšími silami a voda se nazývá voda obalová.
- kapilární voda – zaplňuje póry (kapiláry) s velikostí 1 mm nebo pukliny s průměrem 0,25 mm, k povrchu, resp. ke stěnám je připoutána kapilárními silami. Pokud je hmotnost vody a průměr kapilárních pórů velmi malá, může voda vzlínat i proti směru gravitačních sil. Vyskytuje se v bezprostřední blízkosti hladiny podzemní vody, podepřená kapilární voda – vyplňuje prostory nad hladinou podzemní vody, při poklesu hladiny může vzniknout zavěšená kapilární voda.
- gravitační voda – se vyskytuje pouze krátce v půdním profilu (při dešti, tání sněhu) a prosakuje nekapilárními póry hlouběji do půdního profilu a odnáší sebou rozpuštěné látky z povrchových vrstev do spodních částí profilu. Gravitační síla způsobuje, že se voda dostane až k hladině podzemní vody, kterou společně s vodou kapilární doplňuje.

Adsorpční voda

Kapilární voda

Gravitační voda

Gravitační a kapilární vody jsou přístupné rostlinám. Obecně platí, čím větší póry se v půdě vyskytují, tím lépe se voda v půdě pohybuje. Půda s malými póry (např. jílovité půdy) se po nasycení stávají prakticky nepropustné.

Mezi další druhy půdní vody podle skupenství patří:

- vodní pára – je to forma půdní vody, která vyplňuje pukliny i póry v plynném skupenství a vzniká při zvýšení teploty půdy.
- půdní led – vzniká při poklesu teploty půdy pod bod mrazu. Největší množství ho je v permafrostu. Mocnost dlouhodobě zmrzlé půdy může dosahovat i několik set metrů.

Permafrost zaujímá na planetě poměrně velkou plochu (asi 21 mil km²). Převážná část je na severní polokouli od severovýchodní Evropy přes severní Asii, v severní Kanadě, Arktickém kanadském souostroví a Grónsku. Jen asi 5 % je v Antarktidě a Jižní Americe. Maximální mocnost permafrostu se udává 1500 metrů.

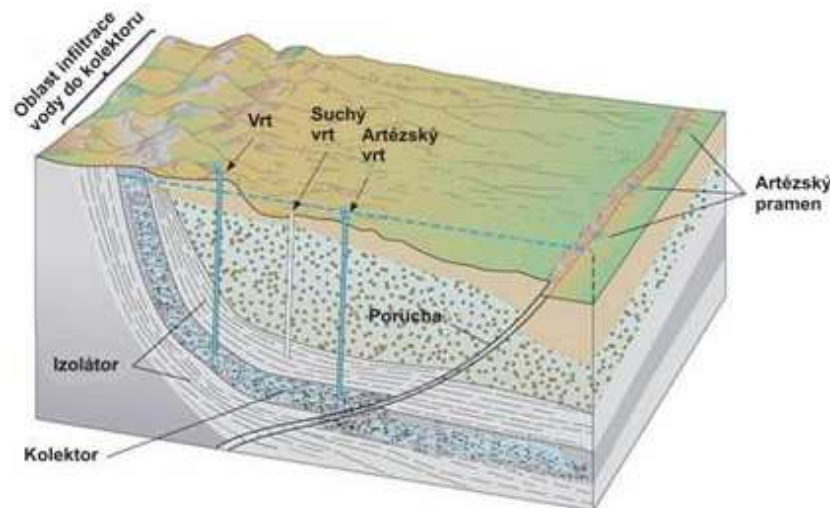
11.1.2 Podzemní vody prosté

Jako prostou podzemní vodu označujeme kapalnou vodu s obsahem rozpuštěných látek nebo oxidu uhličitého menší než 1 000 mg.l⁻¹. Výskyt podzemní vody je vázán na takové horninové prostředí, které má schopnost vodu nejen přijmout, ale i odevzdávat. Toto prostředí musí obsahovat póry a pukliny větší než kapilární.

Pohyb je vyvolán pouze gravitační silou a voda přenáší hydrostatický tlak. Jako kolektor označujeme takové horninové prostředí, jehož propustnost je v porovnání se sousední horninou o tolik větší, že gravitační voda se jím může snadněji pohybovat. Jako izolátor označujeme takové horninové prostředí, jehož propustnost je ve srovnání se sousední horninou o tolik menší, že za stejných podmínek se jím může gravitační voda pohybovat nesnadněji. Horninové prostředí, které je tvořeno materiálem plně nasyceným se nazývá zvodeň.

Zvodeň

Zvodní se může při střídání propustných a nepropustných vrstev vyskytovat do hloubky několik pod sebou. Podzemní voda v první z nich se nazývá mělká voda (freatická). K doplňování zásob podzemní vody dochází v našich podmínkách hlavně v zimě a na jaře. Čím větší hloubka výskytu podzemní vody, tím je její pohyb pomalejší a doba setrvání delší, proto bývá i její minerální zátěž větší než u vody pohybující se rychle a v malé hloubce pod povrchem.



Obr. 11.1.2: Příklad geologické stavby území s příkladem kolektoru a izolátoru.

Jak je zvodeň mohutná závisí na tom, v jaké hloubce se nachází nepropustný izolátor. Voda se nad ním hromadí a jsou dvě možnosti:

- nahromadí se až k hornímu izolátoru (nepropustné nadloží), v tom případě může být pod tlakem (je větší než atmosférický) a má napjatou vodní hladinu.

Název artézská voda pochází podle historické země v severní Francii Artois, dnes v departementu Pas-de-Calais, kde byla ve 12. století poprvé mnichy tamního kláštera taková to studna vykopána. Specifickým případem výskytu podzemní hladiny jsou pouštní oázy. Infiltrační oblast je často vzdálená desítky, až stovky kilometrů od místa výstupu na zemský povrch. Základní podmínkou je jako u pramenů existence poruchy v nadložní vrstvě, díky které může pronikat voda do vyšších vrstev, případně až na povrch

Specifickým druhem této podzemní vody je **artézská voda**, kdy pro vznik této vody je třeba specifické geologické poměry se synklinální formou uložení propustných a nepropustných vrstev a této formaci se říká artézská pánev.

- nahromadí se ke své horní volné hladině a má volnou vodní hladinu, kde je normální atmosférický tlak. Hladina se může volně pohybovat v rozsahu celého kolektoru.

Z hlediska propustnosti a kvality horninového prostředí se podzemní voda dělí:

- prùlinová voda, kdy voda vyplňuje prostory mezi částicemi (prùliny, póry) nezpevněných a zpevněných sedimentů. Voda se pohybuje díky gravitaci, ale může být i pod tlakem. Dochází zde k přirozenému procesu samočištění (filtrace). Obvykle tvoří tato voda plošně rozsáhlé zvodně.
- puklinová voda, která se vyskytuje v puklinách a trhlínách zpevněných hornin, kdy tyto prostory vznikají především mechanicky (smršťováním, rozpínáním, zvětráváním). Proudění vody v puklinách je nestejněměrné a nedochází k filtraci, nevytváří se souvislá vodní hladina a nepřenáší se hydrostatický tlak.

- krasová podzemní voda se vyskytuje v krasových horninách, kde mohou v horninách vznikat malé vnitřní prostory, pukliny až krasové jeskynní systémy, kde voda teče jako povrchový tok. Jsou zde tři pásma, kdy nejspodnější patro je trvale zaplaveno vodou. Tato voda není schopná filtrace, může být znečišťována vodou z povrchu a je velmi bohatá na rozpuštěné látky.

11.1.3 Prameny

Pramenem se označuje místo, kudy se přirozeným soustředěným nebo nesoustředěným způsobem dostává podzemní voda na zemský povrch. Zpravidla se vyskytuje tam, kde zvodnělá vrstva protíná terén, na místech styku dvou vrstev s rozdílnou propustností. Prameny můžeme klasifikovat podle různých kritérií. Podle doby trvání vývěru vody na stálé, občasné (periodické) a epizodické.

Podle způsobu, jak se voda dostává na povrch, se dělí na:

Dělení pramenů

- **sestupné** – vznikají tak, že se podzemní voda pohybuje vlivem gravitace ve směru sklonu vrstev a v místě, kde kolektor i podložní izolátor vystupují na povrch, volně vytéká. Rozlišujeme svahový, suťový, přelivný, vrstevní nebo roklinový.
- **výstupné** - vyvěrají díky přetlaku způsobeného gravitací nebo tlaku vody ve zvodnělé vrstvě, v místech tektonické poruchy, vlivem tlaku plynu nebo účinkem vysoké teploty. Rozlišujeme prameny zlomové nebo vyvěračky v krasových oblastech.
- **podmořské prameny** – vyvěrají skrytě pod mořskou hladinou u pobřeží, které je tvořeno propustnými, nejčastěji krasovými horninami.
- **gejzíry** – jsou periodické prameny, které vznikají tlakem nadloží nebo tlakem plynu, kdy je voda vytlačována na povrch v cyklech, které mohou trvat několik minut, hodin nebo dokonce dnů. Voda vystřikuje do výšky až několik desítek metrů a bývají doprovodným jevem vulkanické a postvulkanické činnosti.

Vydatnost pramenů Q se zjišťuje obdobně jako průtok menších vodních toků jednak přímým měřením pomocí měrné nádoby nebo přelivy. Měrný přeliv se umísťuje, co nejbližší k prameni. Jednotkou vydatnosti pramene je l.s^{-1} nebo $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ v závislosti na velikosti pramene. Režim pramenů je vyjadřován změnami vydatnosti v čase a jejich rozkolísaností. Na režim pramenů mají na něho vliv různé faktory např. velikost infiltrační oblasti (čím větší, tím vyrovnanější režim), geomorfologické parametry, klimatické poměry (srážky, výpar), rozsah, uložení a propustnost zvodnělých vrstev a tlakové poměry.

Vydatnost pramenů

11.1.4 Minerální vody

Pokud se v jednom litru vody nachází více než 1 gram minerálních látek nebo plynů, označuje se tato voda jako minerální.

Podle způsobu utváření minerálních vod je dělíme na:

- minerální vody kontinentálního původu, které se tvoří při oběhu podzemní vody, doplňované průsakem z povrchu země)

- fosilní mořské vody, které vznikly uzavřením mořské vody nepropustným sedimentem, které obsahují vyšší obsahy solí, jodidů a bromidů
- vody ropného původu, které jsou tvořeny směsí mořské vody vytěsněné z organických zbytků živočichů a rostlin během jejich rozkladu. Obsahují malé množství síranů, zbarvují vodu do žluta.

11.2 Hydrologické charakteristiky podzemních vod

Základní charakteristika režimu podzemní vody jsou průměrné hodnoty stavu hladiny podzemní vody. Z hlediska sledování podzemní hladiny vody vodohospodáře zajímá její úroveň a to buď v absolutním vyjádření nadmořskou výškou, nebo její hloubka pod zemským povrchem. Aby bylo možné poznat lépe režim podzemních vod, jsou nutná spolehlivá dlouhodobá a nepřetržitá sledování stavů hladiny podzemní vody a vydatnosti pramenů. Vedle toho se sleduje i teplota a na vybraných profilech i kvalita vody. K pozorování slouží síť pozorovacích stanic (základní, vyhledávací, účelová), kterou tvoří objekty různého typu (vrty, studny, prameny).

Stav hladiny podzemní vody se zjišťuje měřením její svislé vzdálenosti od pevně stanoveného bodu na povrchu (horní okraj výstroje vrtu nebo studny). Pokud je bod geodeticky zaměřen, pak lze hladinu udávat i v metrech nadmořské výšky. Některé speciální objekty jsou vybaveny mechanickými měřeními (limnigrafy) nebo moderními hladinoměry, které předávají údaje automaticky.

*Měření hladiny
podzemních vod*

K měření hladiny se používá:

- kovová tyčka délky 30-10 cm, připojená na pásmo
- Rangova (frankfurtská) píšťala – kovová trubka na obvodu opatřená miskovými žlábkami vzdálenými od sebe 1 cm a připevněná na pásmo. Při ponoření do vody vzduch uniká z píšťaly a vydá tón.
- světelná olovnice – trubice s plováčky a kontakty ve dně a se svítilnou v horní části trubice. Plováčky sepnou při dotyku s vodou kontakty a rozsvítí baterku. Trubice je zavěšena na pásmu.
- elektrická hrotová měřidla – využívají vodivosti vody k uzavření proudového obvodu.
- limnimetr – kde se pohyb plováku (o průměru 4 cm) přenáší lankem na počítadlo.
- limnigrafické přístroje (Metra 500) – s plovákem o průměru 9 cm.
- hladinoměry - tlakové, ultrazvukové, atd.

Hladinu podzemní vody znázorňujeme pomocí různých izochar. V případě, že znázorňujeme nadmořskou výšku hladiny podzemní vody, tak použijeme hydroizohypsu. Pokud znázorňujeme úroveň hladiny podzemní vody pod povrchem, použijeme hydroizobatu. V případě, že znázorňujeme úroveň hladiny podzemní vody s napjatou hladinou, používáme hydroizopiezu.

Úkol / Úkol k zamyšlení

Vypočítejte vlhkost půdy v %, byla – li hmotnost odebraného čerstvého vzorku 56,8 g a po vysušení vážil 42,6 g.

**SHRNUTÍ**

Voda pod zemským povrchem se nazývá voda podpovrchová. Pod zemský povrch se dostává především z atmosférických srážek vsakováním (filtrací). Podpovrchová voda se dělí na vodu půdní a podzemní (prostou, minerální). V nepevných horninách se podzemní voda vyskytuje v průlinách, v pevných horninách se váže na pukliny. Ve vápencích se vytvářejí díky mechanické a chemické činnosti vody velké pukliny, ve kterých se může hromadit podzemní voda krasová. V oblastech, kde je geologické podloží tvořeno střídavě propustnými a nepropustnými horninami, je hladina podzemní vody pod tlakem. Jedná se o vodu s napjatou hladinou, též o artézskou vodu. Pokud se v 1 litru vody nachází více než 1 gram minerálních látek nebo plynů, tak se jedná o vodu minerální. Hladina podzemní vody je úroveň, do které jsou průliny a pukliny vyplněné vodou. Místo vývěru podzemní vody na zemský povrch se nazývá pramen. Vydatnost pramene určuje množství vyvěrající vody za 1 sekundu, jednotka je l.s^{-1} nebo $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ v závislosti na velikosti pramene.

**Kontrolní otázky a úkoly**

4. Jaké jsou teorie vzniku podzemní vody?
5. Vysvětlíte rozdíl mezi gravitační a kapilární vodou.
6. Jak měříme hladinu podzemní vody?
7. Jak dělíme prameny?

**Pojmy k zapamatování**

Podpovrchová voda, podzemní voda, půdní voda, pramen, artézská voda, minerální voda, saturační pásmo, aerační pásmo, kolektor, izolátor,



12 Voda v oceánech

Cíl

Po prostudování této kapitoly budete umět:

- Na jaké dílčí disciplíny dělíme oceánografii.
- Jak se vymezují oceány a kolik jich od roku 2000 oceánografové rozlišují
- Jaké zvláštní vlastnosti má mořská voda, co ovlivňuje její vlastnosti
- Jaké jsou pohyby mořské vody, mořské proudy

Doba potřebná k prostudování kapitoly: **60 minut**.



Průvodce studiem

O planetě Zemi se tvrdí, že je planetou moří, vodstvo pokrývá 70% jejího povrchu a při pohledu z vesmíru převažuje modrá barva. Jsou to právě oceány plné kapalné vody, které nás ve sluneční soustavě odlišují od ostatních planet. Nejen proto je oceánografie jako věda a její poznatky důležité nejen pro státy, které leží při břehu moře nebo oceánu, které třeba v rámci hospodářství využívají moře ať už pro rybolov nebo pro těžbu nerostných surovin, ale z celosvětového hlediska i pro rozhodování různých mezinárodních uskupení a vlád států.

Oceánografie se ve většině učebnic definuje jako věda o moři (ale tato definice je značně neurčitá). Je součástí oceánografie např. studium námořní dopravy? Nebo struktura dna oceánu nebo klimatologie, když víme, že oceány ovlivňují podnebí všech kontinentů? Patří sem třeba studium historie a vývoje mořské vody a vůbec vznik a geologický vývoj oceánů? Stejně obtížně je zařadit oceánografii do systému věd. Hlásí se o ni geografie, ale hydrologie hlavně. Samozřejmě část oceánografie by se mohla zařadit i do biologie, chemie, fyziky atd. V poslední době se ale oceánografie zařazuje do tzv. „vědy o Zemi“ – Earth Science. Je to mladá věda, vznik této disciplíny spadá do druhé poloviny 19. století. Geografové ji začali rozvíjet jako první.

Také my, obyvatelé vnitrozemského státu, víme, že oceánské fronty ovlivňují naše podnebí i počasí, naše flotila brázdí světová moře, geologická minulost našeho území byla také historií mořskou, na našem území se nacházejí mořské sedimenty, na jídelníčku máme dnes už běžně mořské ryby a plody, dovolené trávíme často na břehu moře nebo oceánu, někteří obyvatelé ČR vlastní jachty a plachetnice, jiní se potápějí, naši sportovci mají úspěchy ve sportech spojených s mořem. Dalo by se jmenovat mnoho dalších důvodů, proč byla tato kapitola zařazena do tohoto distančního textu. Autoři zvolili jen vybrané kapitoly z důvodu rozsahu textu.

12.1. Oceánografie

Oceánografie, někdy zvaná také oceánologie, se definuje jako věda o moři a je jednou z věd o Zemi. Pokud si budeme definovat užší vymezení (fyzická geografie moří), tak se zabývá výzkumem fyzikálních a chemických jevů a procesů mořské vody, včetně pohybu mořských vod (proudů), poznáním vztahů mezi oceánem – atmosférou – pevninou a morfologií oceánského dna. Širší vymezení oceánografie navíc zahrnuje i mořskou geologii, geofyziku a také mořskou biologii. Na světový oceán je třeba se dívat jako na otevřený systém, který je součástí celého systému Země (geosystému). V něm existují složité vzájemné vnitřní vztahy mezi všemi jeho složkami – vodou, anorganickými látkami v ní obsaženými, organismy a

roślinami. Tyto vztahy se projevují funkčně spjatými jevy a procesy nejen uvnitř oceánu, ale tyto jsou v interakci s ostatními složkami geosystému Země, kterého obklopují (atmosféra, pevnina, zemská kůra dna oceánů, vesmír). Oceánografie je věda velmi široká, která využívá metod zkoumání a poznatků mnoha vědních oborů.

Oceánografie se člení do několika samostatných vědních disciplín:

Členění oceánografie

- Fyzická oceánografie
- Geologická oceánografie
- Chemická oceánografie
- Mořská biologie
- Aplikované oceánografické disciplíny (např. mořské inženýrství, podmořská archeologie, mořská politika atd.)

12.1.1 Světový oceán

Světový oceán

Voda pokrývá 70,8% povrchu Země. Světový oceán je na rozdíl od pevniny souvislá masa mořské vody s průměrnou hloubkou 3729 m. Světový oceán obsahuje 97,2% všech zásob vody na Zemi.

Světový oceán můžeme rozdělit do čtyř hlavních oceánů, jejichž rozmístění a tvar jsou závislé na postavení kontinentů a charakteru podmořských pánví. Pátý oceán – Jižní ledový – nemá hranice vymezené pevninou a byl oficiálně schválen v roce 2000 Mezinárodní hydrografickou organizací. Rozkládá se na jižní polokouli okolo Antarktidy a není vymezen pevninami, ale mořským prouděním – přesněji řečeno antarktickou konvergencí, což je zóna, kde se střetávají mořské proudy okolo Antarktidy, a tím vody Jižního ledového oceánu oddělují. Geograficky tento oceán zahrnuje části Tichého, Atlantského a Indického oceánu na jih od 50° jižní zeměpisné šířky. Oceán je nazýván podle své geografické polohy.

12.2. Vybrané vlastnosti mořské vody

Vlastnosti mořské vody

Mořská voda má oproti sladké vodě větší množství rozpuštěných minerálních látek, nejen nejznámější chlorid sodný NaCl, ale i příměsi dalších solí, kovů a plynů. **Salinita** je celkový objem pevných látek rozpuštěných ve vodě včetně plynů, protože i ty se při nízkých teplotách přeměňují do skupenství pevného. Nejčastěji je udávána v promilách (‰). V jednom kilogramu mořské vody s průměrnou salinitou 35 ‰ je 965,31 g vody a 34,69 g solí. Z toho je nejvíce iontů chlóru 19,1 g, sodíku 10,62 g, síranu 2,66 g, hořčíku 1,28 g, vápníku 0,4 g, draslíku 0,38 g, zbytek tvoří stopové prvky (fosfor, jód, železo, mangan atd.). Salinita je odlišná v různých místech oceánu nebo moře. Na otevřeném moři se pohybuje salinita v rozpětí 33-38 ‰. Ve vnitrozemních mořích mohou být rozdíly velké, např. Rudé moře má 42‰, Baltské moře 10‰. Největší salinitu ale nemá moře, ale vnitrozemské jezero Mrtvé moře, kde je její hodnota na 330‰. V některých místech se může hodnota měnit i během roku. Např. na Floridě v Miami Beach je v říjnu průměrná salinita 34,8 ‰, zatímco v květnu a červnu, kdy je velký výpar, dosahuje 36,4‰.

Procesy ovlivňující salinitu

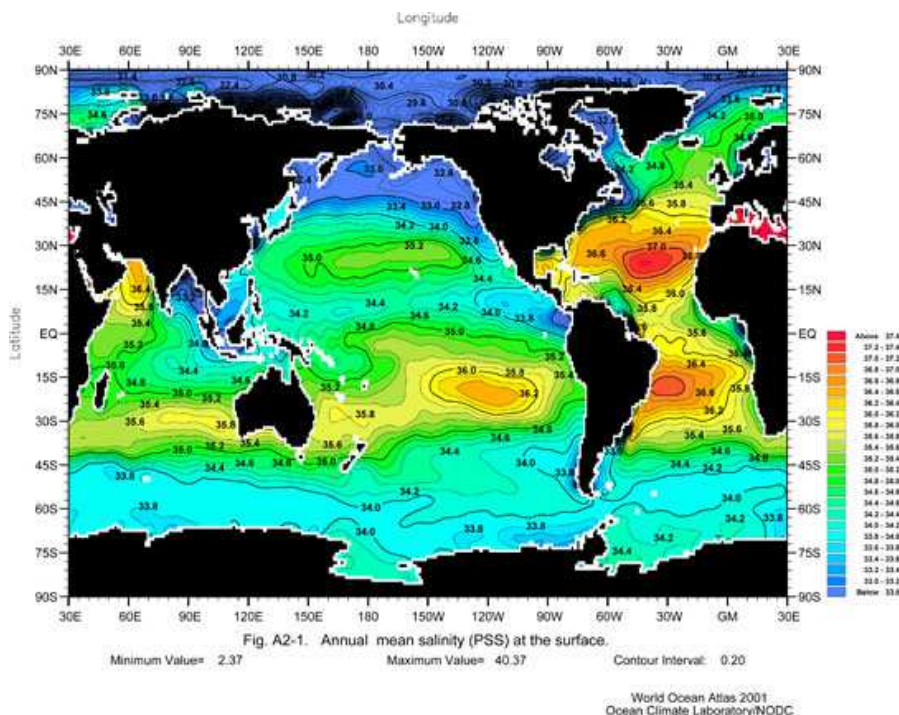
Procesy, které ovlivňují salinitu:

- Atmosférické srážky (salinita klesá)
- Říční přítoky (salinita klesá)
- Tání ledových ker (salinita klesá)
- Tání mořského ledu (salinita klesá)
- Evaporace (salinita stoupá)
- Tvorba mořského ledu (salinita stoupá)

Na obrázku 12.2.1 vidíme rozdíly v povrchové salinitě, která se mění v závislosti na zeměpisné šířce. Červené odstíny znamenají oblasti s vysokou salinitou, modré odstíny s nízkými hodnotami. Nejvyšší salinita je kolem obratníků Raka a Kozoroha. Blízko rovníku se salinita propadá. Ve vysokých zeměpisných šířkách jsou hojné atmosférické srážky, říční přítoky i tání ledových ker, které způsobují její snižování. Nízké teploty vzduchu omezují intenzitu evaporace.

Globální cirkulace vzduchu se projevuje sestupem suchého a teplého vzduchu v blízkosti obratníků Raka a Kozoroha, což má za následek zvýšenou evaporaci a nárůst salinity. Zde ale salinitu také zvyšuje i malý úhrn atmosférických srážek, nepřítomnost významnějších přítoků a výskyt pouští na pevnině. Vysoké teploty v blízkosti rovníku způsobují intenzivní evaporaci, která salinitu zvyšuje, ale zvýšené množství atmosférických srážek a přítoky velkých řek ji částečně snižují.

Průměrná roční salinita v oceánech



Obr. 12.2: Průměrná roční povrchová salinita v oceánech na Zemi

Fyzikální vlastnosti čisté a mořské vody jsou až na pár výjimek, zejména rozdílnou vodivost, shodné. Mořská voda má vůči čisté vodě vyšší pH, a hustotu. Bod varu mořské vody je o 0,6°C vyšší než u čisté vody a bod mrazu je o 1,9°C nižší. Rozpuštěné soli tak zvyšují rozmezí teplot, kdy voda existuje jako kapalina.

*Fyzikální vlastnosti
mořské vody*

V hloubce mezi 300 a 1000 metry dochází k výrazným změnám v salinitě a teplotě mořské vody, říká se jí skočná vrstva. Skočná vrstva je vrstva v hloubkách, kde dochází k prudkým změnám teploty (termoklina), salinity (haloklina) a s tím související hustoty vody (pyknoklina). Pod hloubkou 1000 metrů se salinita pohybuje kolem průměrné hodnoty 35 ‰ a teplota se pohybuje pod 4°C. Této vodě se říká hlubinná voda, která je studená a má vyšší hustotu.

Pyknoklina představuje obtížnou překážku, která zabráňuje promíchávání svrchní vrstvy vody a hlubinné vody.

Pyknoklina

Ve vysokých zeměpisných šířkách zůstávají teploty povrchové vody během roku stejné, takže jsou tu jen malé teplotní rozdíly mezi svrchní vrstvou a hlubinnou vodou. Proto se v těchto šířkách jen málokdy objevují termokliny a pyknokliny. Voda má téměř celý rok ve vertikálním směru stejnou teplotu i hustotu.

12.3. Pohyb mořské vody

Pokud nebere v úvahu směr pohybu vodních částic (vertikální a horizontální) můžeme rozlišovat pohyby mořské vody, které se uskutečňují v uzavřených drahách a pohyby, kterými se přemisťuje voda z místa na místo. Do první skupiny patří **vlnění mořské vody**, do druhé **mořské proudy** nebo proudění vody. Oba druhy pohybu ale od sebe nemůžeme oddělovat. Příčinou vzniku příbřežních proudů může být vlnění při pobřeží.

Pohyb oceánských vod

Pohyby oceánských vod vyvolává celá řada příčin:

- přitažlivá síla Měsíce a Slunce
- vliv zemské rotace
- nerovnoměrné ohřívání vody v různých zeměpisných šířkách
- gradienty atmosférického tlaku a vzniklé větrné proudy
- vliv podmořského zemětřesení
- sopečná činnost
- sesuvy břehů a dnových sedimentů

12.3.1 Eolické vlnění vody

Se stoupající rychlosti větru se zvyšuje výška vln, zpočátku tzv. kapilární vlny (o vlnové délce menší než 1,74 cm), kdy je v rovnováze povrchové napětí vodní hladiny a gravitační síly, přechází ve vlny gravitační (vlnová délka větší než 1,74 cm), kdy nad silou povrchovou začne převládat síla gravitační.

Golfský proud je relativně teplý mořský proud v Atlantském oceánu. Vzniká v Mexickém zálivu účinkem Yucatánského a Floridského proudu, je posilován i Antilským proudem. Z Floridského průlivu pokračuje podél pobřeží Severní Ameriky k mysu Hatteras a dále k Newfoundlandu, kde se stýká s chladnými proudy Labradorským a Východogrónským. Na styku proudů pásmo Cold Wall s četnými mlhami a bohatými lovišti ryb. Od Newfoundlandu pokračuje napříč Atlantským oceánem jako Severoatlantský proud, omývá pobřeží Velké Británie, Islandu, Norska, poloostrov Kola, západní pobřeží ostrova Špicberky. Při pobřeží Floridy dosahuje rychlosti až 5 námořních mil/hod, u mysu Hatteras přenáší přes 55 mil. m³ vody za s a u Velké Británie 7 mil. m³/s. V celém průběhu je Golfský proud vzhledem k okolním vodám teplejší (u mysu Hatteras o 3 °C, mezi Velkou Británií a Islandem o 7 – 9 °C, v Norském moři o 4 – 8 °C, v Severním moři o 5 – 8 °C). Vlivem Golfského proudu Norské a Barentsovo moře většinou nezamrzají, pro lodi jsou přístupné přístavy v Bodo, Narviku, Tromso v Norsku a Murmansk v Rusku. Golfský proud výrazně otepluje atmosféru; zvýšený výpar ovlivňuje výši srážek v Evropě a cyklonální cirkulaci ovzduší.

Každá vlna se skládá ze hřbetu a vpadliny (důl) a můžeme ji dále charakterizovat těmito parametry:

- délka vlny (L), což vzdálenost mezi dvěma hřbety
- výška vlny (H), což je vertikální vzdálenost mezi nejvyšším bodem hřbetu a nejnižším bodem vpadliny
- perioda (T), je doba mezi průchodem dvou následujících hřbetů vln stejným bodem
- rychlost vlny (L/T)
- amplituda vlny (L/H)

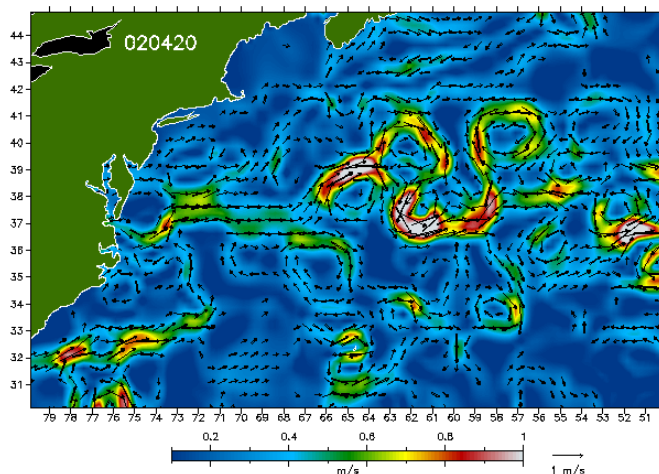
12.3.2 Mořské proudy

Mořské proudy jsou dílčí, různou rychlostí se pohybující jazyky mezi, kterými mohou být i protiproud a víry. Trasy velkých mořských proudů se mohou měnit nejen v průběhu sezóny, ale i v průběhu dne a někdy i několika minut. Mořské proudy jsou součástí celooceánské cirkulace a jeden z nejdůležitějších mořských fenoménů (přenášejí obrovské vodní masy na ohromné vzdálenosti, regulují a určují teplotu oceánských vod na povrchu i v hloubce, mají značný vliv na přilehlou pevninu). Hlavní příčinou vzniku oceánského proudění je všeobecná cirkulace atmosféry – činností pravidelných větrů. Základní dělení je na povrchové proudy a hlubinné proudy.

Nejvíce proměnlivé vlastnosti mají povrchové proudy, jsou nejpohyblivější a mají soustavný kontakt s atmosférou. Hlavním činitelem vzniku je vítr, který předává asi 2% energie mořské vodě (vítr 50 uzlů zvýší rychlost vody o 1 uzel = námořní míle 1,85 km za hodinu). Jejich šířka je 200-250 m (dosah vlivu vinění, větru a radiace). Nacházejí se nad pyknoklinou (vrstva rychle se měnící hustoty vody – max. 1 km hloubky). V ideálním případě by na Zemi sledovali větrné pásy, ale existence kontinentů tyto směry mění.

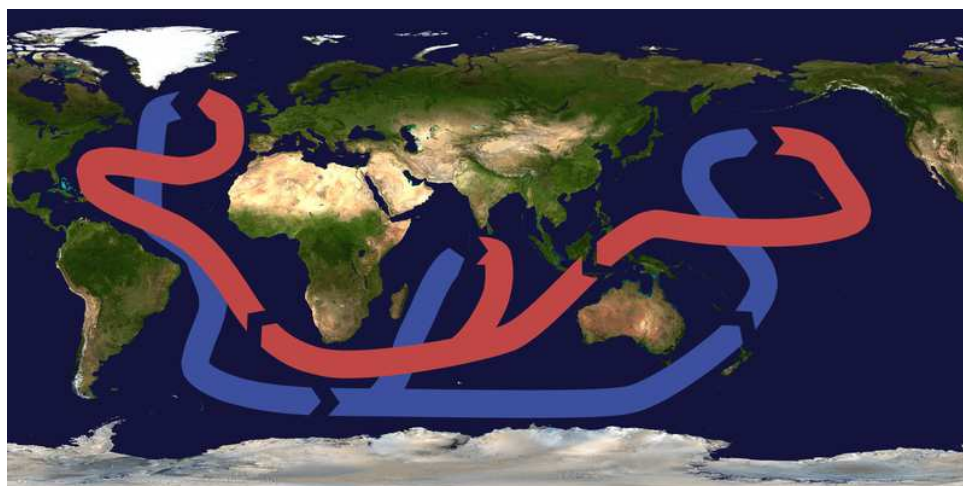
Pasáty dávají do pohybu vodní masy **rovníkové proudy** mezi obratníky, které se pohybují směrem na západ podél rovníku. Jakmile dosáhnou západní části oceánu, tak Coriolisový efekt odkloní tyto západní okrajové proudy (Golfský nebo Brazílský) a přitékají z rovníkových oblastí. Mezi 30° a 60° zem. šířky převažují západní větry a tečou východním směrem přes oceán (Severoatlantický proud, Západní příhon). Tyto východní okrajové proudy, jakmile dosáhnou pevniny, tak je Coriolisova síla je odkloní směrem k rovníku (Kanárský proud, Benguelský proud)

Ekmanova smyčka (spirála) způsobuje, že plovoucí kry se odchylují o 20 - 40° doprava ke směru větru vanoucím v Severním ledovém oceánu. Pozorováno už kolem roku 1900. Tento jev vzniká v důsledku větru, který vane nad hladinou, hloubky vody a Coriolisovy síly a je v ideálním případě 90°. Obvykle se odklon pohybuje kolem 45°, v otevřeném moři kolem 70° od směru větru na severní polokouli doprava na jižní doleva.



Obr. 12.3.2 : Rychlost Golského proudu 20. 4. 2002

Hlubinné proudy jsou vyvolány termohalinní cirkulací (různá hustota mořské vody). Platí pravidlo, že vody s vyšší hustotou klesají do hloubek. Severoatlantské hlubinné vody, které vznikají v Norském moři, odkud tento proud teče do severního Atlantiku (obr. 11.3.2.2).



Obr. 12.3.2.1: Celosvětová cirkulace hlubinné vody – pásová cirkulace

Metody měření rychlosti mořských proudů:

- **Přímé** - plovoucí bóje, které vysílají radiový signál nebo průtokoměry (z pevného bodu, nebo tažené za lodí)
- **Nepřímé** - radarové výškoměry, které zjišťuje se vyklenutí vodní hladiny (závisí na reliéfu dna a na toku proudů) nebo Dopplerův tokoměr (vysílající nízkofrekvenční signál do vody a odražený zaznamenává zpět).

Měření rychlosti mořských proudů

12.3.3 Význam mořských proudů v rozvodu tepla a živin

Významnou roli v rozvodu tepla a také živin po zemském glóbu sehrávají mořské proudy, které tak mají charakter obrovského **oceánického tepelného výměníku**.

Proud meandruje (obr. 11.3.2.1) a meandry se zvětšují směrem po proudu, někdy se i odškrtní a vytvoří víry. Víry na jv. straně mají směr cyklonální–po směru hodinových ručiček a jsou studené, na sz. straně anticyklonální, teplé, často se odělují od proudu. Ročně se po jedné straně vytvoří až 5 takových vírů a může trvat až 2 roky než se takový vír rozruší.

Z celé řady mořských proudů je třeba jmenovat zejména tzv. hluboký slaný proud, který představuje největší systém globální cirkulace.

Tento hluboký proud vystupuje k hladině v severním Atlantiku jižně u Islandu, kde silné větry rozhánějí chladnou vodu oceánu. Proud uvolňuje velké množství tepla a živin, které průběžně hromadí během své cesty z tropického pásu, a které následně ovlivňují životní podmínky v severní a střední Evropě. U Labradoru se tento proud opět noří, míjí jižní Afriku, Austrálii a na povrch vystupuje opět při západním pobřeží USA. Zmíněný proud má úzký vztah ke klimatickému jevu zvanému **severní oscilace**. Ta má své centrum v severním Atlantiku a určuje podobu a změny klimatu ve střední a severní Evropě v řádech desetiletí. Střetávají se při ní vlivy teplého hlubokého slaného proudu a studených sladkých vod z pevniny a tajících kontinentálních ledovců. Podle toho, zda převládá vliv teplého proudu nebo naopak studených pevninských vod, evropské klima se buď otepluje nebo ochlazuje.

Druhá, tzv. **jižní oscilace** s centrem v jižním Pacifiku propojuje vliv studeného Peruánského proudu od Antarktidy s monzunovými větry od západního pobřeží Jižní Ameriky nesoucích vláhu do Austrálie, Indie a Afriky. Odchytky v tomto významném klimatickém systému mohou vážně narušit hladký průběh období dešťů v Austrálii, jihovýchodní Asii a Africe a jsou původcem nechvalně proslulého jevu El Niño.

Dalekosáhlý vliv mořských proudů na světovou biodiverzitu dokumentují množící se fosilní důkazy o vymírání velkých obratlovců (až 20 % druhů) ve starších třetihorách (eocénu) v důsledku posunu Antarktidy, jehož následkem došlo k dramatickému přebudování globálního systému mořských proudů a tím i světového klimatu.



Úkol / Úkol k zamyšlení

Vyhledejte si mapu mořských proudů např. ve Školním atlase a pokuste se vysvětlit, jak konkrétní proudy ovlivňují pevninu a její pobřeží v jejich blízkosti a zda se dají vypořádat nějaké pravidelnosti. Zapamatuj si nejvýznamnější mořské teplé i studené proudy.



Tato kapitola se snažila stručně představit vědu, která by klidně zabrala celý jeden semestr přednášek, oceánografii. Je to věda velmi široká a má přesah do mnoha oborů. Zmínili jsme se jen stručně ve vybraných kapitolách o vlastnostech mořské vody, mořském vlnění, mořských proudech, jejich příčinách vzniku, jejich dělení a jejich vlivu na globální cirkulaci.



Kontrolní otázky a úkoly

1. Jaké jsou příčiny pohybu mořské vody?
2. Jak se definuje Jižní ledový oceán?
3. Vysvětlí, jak se projevuje Ekmanova spirála na severní polokouli.
4. Jak se měří rychlost mořských proudů?
5. Co je to pyknoklina?

Pojmy k zapamatování



Oceánografie, salinita, pyknoklina, mořské proudy, Ekmanova spirála, hlubinné mořské proudy, povrchové mořské proudy, Golfský proud.

13 Vodní hospodářství

Cíl

Po prostudování této kapitoly budete umět:

- Vysvětlit pojem vodní hospodářství
- Popsat etapy ve vývoji vodního hospodářství
- Popsat platné dokumenty ve vodohospodářském plánování ČR

Doba potřebná k prostudování kapitoly: **30 minut**.

Průvodce studiem

Voda je běžnou součástí našeho života. Aniž bychom si to uvědomovali samotným otočením kohoutku, dokončíme sáhodlouhý proces, který započal u kolektoru podzemní vody nebo přehradní nádrže. Ochrana tohoto zdroje, zajištění jeho dostupnosti, budování infrastruktury, úprava vody a její přivedení do našich domácností – to všechno jsou úkoly vodního hospodářství.



13.1 Vodní hospodářství

Definovat vodní hospodářství je velmi složité. Mezinárodně uznávaná definice neexistuje, především kvůli rozdílnému pojetí vodního hospodářství v různých zemích. Obecně lze říci, že se jedná o „soubor opatření ke zkoumání, ochraně, racionálnímu využívání a k rozvoji vodních zdrojů pro potřeby společnosti a zároveň k ochraně proti škodlivým účinkům vody s cílem zajištění optimálních parametrů životního prostředí“ (Říha, 1990).

13.1.1 Etapy ve vývoji vodního hospodářství

Každý stát prochází určitými etapami ve vývoji vodního hospodářství. Ty se určují na základě množství dostupných přírodních zdrojů vody a uspokojování potřeb a nároků společnosti daného státu. Čím je tlak na vodní zdroje větší, tím je kladen větší nárok na úkoly vodního hospodářství a zároveň by se měla pozvednout také celková úroveň vodního hospodářství (což bohužel ne vždy platí). Rozlišujeme čtyři etapy ve vývoji vodního hospodářství (Beran, 2009).

Vývoj vodního hospodářství

- I. etapa vývoje – k uspokojení potřeb obyvatelstva stačí přirozené vodní zdroje s minimální regulací
- II. etapa vývoje – vznik vodního hospodářství jako samostatného odvětví. Přichází nutnost regulovat zacházení s vodními zdroji pomocí elementárních zákonů, potřebu již nelze uspokojovat z přirozených zdrojů, jednoúčelové použití vody se stává neúnosným.
- III. etapa vývoje – ukončení extenzivního využívání vodních zdrojů. Snaha o intenzifikaci hospodaření s vodou vedoucí k zavádění nových technologií s menšími nároky na vodu. Renovují se inženýrské sítě, aby se zamezilo ztrátám. Průmyslové závody snižují spotřebu zaváděním vnitřní cirkulace vody. Ochrana a komplexní péče o vodní zdroje v povodí.

- IV. etapa vývoje – Maximální péče o vodní zdroje a jejich řízení rozdělování. Snaha o vyrovnávání případné negativní hydrologické bilance pomocí distribuce vody mezi povodími. Mezinárodní spolupráce a péče o vodu v mezinárodních povodích.

Legislativa vodního hospodářství v ČR

13.1.2 Vývoj legislativy vodního hospodářství v ČR

První zákon omezující užívání vody a nakládání s ní byl přijat již za Rakouska-Uherska v roce 1870. V platnosti zůstal až do roku 1954, kdy byl přijat nový zákon o vodě. Začala tím tak II. etapa vodního hospodářství v ČR. V roce 1953 vznikla Ústřední správa vodního hospodářství a byl sepsán **Státní vodohospodářský plán** (1954). Byl však silně zaměřen na hospodaření s vodou v souvislosti s rozvojem jejího energetického a průmyslového potenciálu, což bylo dlouhodobě ekologicky neudržitelné. Inovovaný plán byl přijat v roce 1972 jako **Směrný vodohospodářský plán**. V něm již dominuje problematika zdrojů pitné vody a jejich ochrana, ale v praxi se však zásady správného hospodaření udržovaly složitě. Zejména nízká cena vody nenutila průmyslovou výrobu ani obyvatele s vodou šetřit. V období po roce 1989 nastal pomyslný zlom. Česká republika přijala **Rámcovou směrnici pro vodní politiku EU** (v roce 2000) a schválila nový **zákon „O vodách“** (254/2001 sb.). Vodohospodářské plánování mají na starosti podniky oblasti povodí. Obecné cíle jsou stanoveny v **Plánu hlavních povodí** (2007) a v rámci něj také tři Plány národních částí mezinárodní oblasti povodí Labe, Dunaje a Odry. Konkrétní cíle pro jednotlivá povodí jsou rozpracována v **Plánech oblastí povodí** (celkem 8) pro plánovací období 2010 – 2015. Ve spojení se sousedními státy jsou zpracovány také **Plány mezinárodních povodí** pro oblast povodí Labe, Odry a Dunaje.

*Každý rok zpracovává
Ministerstvo zemědělství
odbor ochrany vod tzv.
Modrou zprávu o stavu
vodního hospodářství
České republiky.*

13.1.3 Složky vodního hospodářství v ČR

Co všechno tedy zahrnuje vodní hospodářství? Jeho působnost je široká, shrnou ji lze do těchto 15 bodů včetně objektů a zařízení k jejich provozu. Součástí vodního hospodářství je také plánování, dokumentace, odborné vzdělávání a osvěta.

- 1, zásobování obyvatelstva, průmyslu a zemědělství pitnou a užitkovou vodou
- 2, péče o vodní zdroje
- 3, hospodaření vodou v zemědělství
- 4, péče o čistotu vodních toků
- 5, ochrana před povodněmi
- 6, rybníční hospodářství (rybníkářství)
- 7, využívání vodní energie pomocí jezů, stupňů, přehrad a vodních elektráren
- 8, splavňování vodních toků
- 9, stokování obcí
- 10, ochrana lázeňských a minerálních vod
- 11, péče o rašeliniště
- 12, ochrana rezervací pro zachování geofundu vzácné fauny a flóry

13, péče o rekreační vodní plochy

14, vlastní vodní hospodářství závodů s hydraulickou dopravou speciálních substrátů, odkaliště a složiště popílků

15, vodní hospodářství skládek odpadů

13.1.4 Problémy vodního hospodářství

Celosvětový problém vodního hospodářství je zajistit dostatečný přístup k nezávadné **pitné vodě** pro populaci každého státu. Díky průmyslové a intenzivní zemědělské činnosti a nedokonalým odpadním systémům a systémům čističek odpadních vod se mnohé vodní zdroje stávají zejména v rozvojových zemích ekologickou a zdravotní hrozbou. Dalším problémem je plošná **eroze**, díky které ztrácí lidstvo nejurodnější svrchní humusové horizonty půdy a je nuceno používat čím dál více umělých hnojiv, aby dosáhlo stejných výnosů. Chemická hnojiva se usazují v půdě a prostřednictvím infiltrující se vody se dostávají do podzemí a snižují jakost podzemní vody. Část je povrchovým odtokem splavována do recipientů (jezer, nádrží), kde způsobí **eutrofizaci**. V problémových oblastech světa, s nedostatkem vody je potom komplikované hospodařit a plánovat na mezinárodní úrovni. Každý stát se snaží zabrat co nejvíce vodních zdrojů a voda se tak v blízké budoucnosti může stát velmi drahou, strategickou surovinou. Celosvětovým problémem také zůstávají katastrofické **povodně** a ochrana proti nim, stejně jako **sucha** a z nich pramenící neúrody.

Úkol / Úkol k zamyšlení

Prostřednictvím statistik na portálu unwater.org sestav žebříček 10 států, které mají nejméně obnovitelných zdrojů vody na obyvatele.



SHRNUTÍ

Vodní hospodářství se zabývá racionálním využíváním vodních zdrojů a jejich ochranou. V závislosti na množství zdrojů vody má každý stát vlastní vodohospodářskou koncepci a nachází se na různém stupni vývoje. V rámci EU dochází ke společnému vodohospodářskému plánování. Vodní hospodářství zahrnuje v ČR celkem 15 složek.



Kontrolní otázky a úkoly

6. Vyjmenujte složky vodního hospodářství v ČR?
7. Jaké jsou hlavní světové vodohospodářské problémy?
8. Co je Plán hlavních povodí?



Pojmy k zapamatování

Etapy vývoje vodního hospodářství, Státní vodohospodářský plán, Plán hlavních povodí, složky vodního hospodářství.



Závěr

Milí studenti, jak již bylo zmíněno v úvodu, používali jste text určený studentům připravovaného kombinovaného studia studijního oboru Geografie. Cílem jeho ověření ve výuce bylo – kromě vlastního předávání nových informací – také identifikovat místa obtížně srozumitelná, nepřehledná, případně upozornit na překlepy, typografické i věcné chyby. Děkujeme Vám, že pečlivým vyplněním závěrečného hodnotícího dotazníku přispějete ke zdokonalení tohoto textu a tím i k efektivnějšímu studiu Vašich budoucích kolegů.

Použité zdroje

- Allaby, M. (2000) *Basics of Environmental Science*, second edition. New York: Routledge.
- Beran, J. (2009) *Základy vodního hospodářství*. Praha: ČVUT.
- Bulu, A. (2010) Historical development of hydrology. BALWOIS 2010.
- Burt, T. P. (1987): Measuring infiltration capacity. *Geography Review* (1, s. 37–39)
- Davies, T. (2008) *Fundamentals of hydrology, second edition*. New York: Routledge.
- Demek, J. (1983) *Nauka o krajině*. Brno: Univerzita J. E. Purkyně v Brně.
- Demek, J., Quitt, E., Raušer, J. (1976) *Úvod do obecné fyzické geografie*, Praha: Academia.
- Dyck, S., Peschke, G. (1983) *Grundlagen der Hydrologie*. Berlin: VEB Verlag Bauwesen.
- Dub, O., Němec, J. (1969) *Hydrologie*. Praha: SNTL.
- Dub, O. (1957): *Hydrológia, hydrografia, hydrometria*. Bratislava: SVTL.
- Eagleson, P.S. (1991) Hydrologic science: A distinct geoscience. *Reviews of Geophysics* (29,2, s. 10–15)
- Farský, I., Matějček, T. (2008) *Vybrané kapitoly z fyzické geografie*. Ústí nad Labem: Přírodovědecká fakulta UJEP
- Gabler, R.E., Petersen J.F. (2007): *Essentials of Physical Geography*, 8th edition. New York: Thompson.
- Herber, V., Suda, J. (1996) *Cvičení z fyzické geografie I. Hydrologie*. Plzeň: Fakulta pedagogická Západočeská Univerzita.
- Hladný, J. (2009) Vývojové trendy české hydrologické služby. *Meteorologické zprávy* (62, s. 148-152).
- Hubáčková, V., Oppeltová, P. (2008): *Úpravy vodních toků a ochrana vodních zdrojů*. Brno: MENDELU.
- Hugget, R.J. (2007) *Fundamentals of Geomorphology*. New York: Routledge.
- Chang, M. (2006) *Forest Hydrology* second edition. Boca Raon: CRS press.
- Chuman, T. (2012) Vegetace a půdy údolních niv. *Geografické rozhledy* (5, 11-12, s. 6–8).
- Jeníček, M. *Klasifikace hydrologických modelů*. Cit. 2012-08-15. Dostupné z: <<http://hydro.natur.cuni.cz/jenicek/download.php?akce=dokumenty&cislo=7>>.
- Jánský, B., Šobr, M. a kol. (2003) *Jezera České republiky*. Praha: Přírodovědecká fakulta UK Praha.
- Kohnke, H. (1968) *Soil Physics*. New York: Mc.Graw-Hill Book Company.
- Klokočník J., Lemoine F. G. (2000) Mars jako na dlani. *Vesmír* (79, s. 217–218).
- Krešl, J. (2001): *Hydrologie*. Brno: MENDELU
- Kravka, M. (2009): *Základy lesnické a krajinářské hydrologie a hydrauliky*. Brno: MENDELU
- Kříž, V. a kol. (1988) *Hydrometrie*. Praha: SPN.
- Křížek, M. (2012) Údolní niva – její vymezení a vývoj. IN *Geografické rozhledy* (5, 11-12, s. 2–5)
- Kukul, Z. (1984) *Oceán pevnina budoucnosti*. Praha: Horizont.
- Kukul, Z. a kol. (1990) *Základy oceánografie*. Praha: Academia.
- Lewis, W. M. jr. (1996) Tropical lakes: how latitude makes a diference. IN Schiemer F., Boland K. T. (eds.) *Perspectives in Tropical Limnology*. Amsterdam: Academic Publishing bv. S. 43–64
- Löffler, H. (2004) The Origin of Lake Basins. IN O'Sullivan, Reynolds C.S. eds. *The Lakes Handbook Volume I*. Oxford: Blackwell publ.. s. 8–60.
- Nace, R. (1984) *Water of the World*. Washington: U.S. Geological Survey, U.S. Government
- National Resarearch Council (1991): *Opportunities in the hydrologic sciences*. Washington: National Academic Press.
- Nosek, M. (1972) *Metody v klimatologii*. Praha: Academia.
- Netopil, R. (1972) *Hydrologie pevnin*. Praha: Academia.
- Netopil, R. a kol. (1984): *Fyzická geografie I*. Praha: SPN.
- Plainer, J. (1983) *Využívání a ochrana vodních zdrojů*. Praha: MLVH.
- Pošta, P. (2008) *Hydrografie I*. (on-line). Cit. 2012-02-14. Dostupné z: http://hpz.vesmirweb.net/wiki/images/2/22/Hydrografie_1.pdf

- Příkryl, I. (2011) Louže, tůňe, jezera. IN Kleczek, J. ed. *Voda ve vesmíru, na zemi, v životě a v kultuře*. Praha: Radioservis. S. 255–279.
- Říha, J. (1990) *Vodní hospodářství*. Praha: SPN.
- Slavík, L., Neruda, M. (2007) *Voda v krajině*. Ústí nad Labem: Fakulta životního prostředí UJEP.
- Smolová, I. Vítek, J. (2007) *Základy geomorfologie. Vybrané tvary reliéfu*. Olomouc: UP Olomouc
- Soukup, M., Kulhavý, Z. (1997) Povodně let 1995, 1996 a 1997. *Vesmír* (76, září, 516-518).
- Starý, M. (2005) *Hydrologie*, Modul 01. Brno: VUT.
- Šterlc, P., Lett, P., Soukalová, E., Kašpárek, L. (2003) Povodeň v srpnu 2002 v České republice. *VTEI* (45, 1,1-4).
- Štěrbá, O. a kol. (2008) *Říční krajina a její ekosystémy*. Olomouc: Vydavatelství UP Olomouc.
- Tlapák, V., Šálek, J., Legát, V. (1992) *Voda v zemědělské krajině*. Praha: Brázda.
- Trizna, M. (2007) *Meteorologia, klimatologia, hydrologia pre geografov*. Bratislava: Geografika.
- Thomas, S. G. D., Goudie, A. eds. (2010) *The Dictionary of Physical Geography, Third edition*. Oxford: Blackwell publishing
- Thurman H.V., Trujillo, A.P. (2005) *Oceánografie*. Praha: Computer Press.
- Zapletal, M. (2004) *Hydrologie*. Vodňany: Vyšší odborná škola vodního hospodářství a ekologie Vodňany.

Profil autorů

RNDr. Renata Pavelková Chmelová, Ph.D.

Absolventka Přírodovědecké fakulty UP v Olomouci (učitelský obor biologie-geografie -ochrana životního prostředí), v roce 2003 získala RNDr. na PřF UP v Olomouci (obor: geografie pro střední školy) a v roce 2006 ukončila Ph.D. studium na Ostravské univerzitě v Ostravě, Přírodovědecká fakulta (obor: environmentální geografie), kde obhájila práci na téma Historická a environmentální analýza změn využití krajiny a jejich vliv na odtokové poměry v povodí. V letech 2007-2010 byla na mateřské dovolené. Během tohoto období se ale podílela na řešení projektu NPV II – Optimalizace zemědělské a říční krajiny v ČR s důrazem na rozvoj biodiverzity (rok ukončení 2011) i na výuce. Specializuje se na hydrologii, přesněji na využití historických a archivních dat v hydrologickém, geografickém a ekologickém výzkumu, ve kterém také publikuje. V současné době je hlavní řešitelkou grantu QJ1220233 Hodnocení území na bývalých rybníčních soustavách (vodních plochách) s cílem posílení udržitelného hospodaření s vodními a půdními zdroji v ČR a je součástí řešitelského týmu grantu GA ČR Víceúrovňová analýza městského a příměstského klimatu na příkladu středně velkých měst.

Mgr. Jindřich Frajer

Je absolventem Přírodovědecké fakulty UP v Olomouci (obor Učitelství zeměpisu pro střední školy – Historie). V roce 2008 obhájil diplomovou práci Historie vodního hospodářství na Čáslavsku, se zaměřením na rybníkářství. Od roku 2008 je doktorandem Přírodovědecké fakulty Ostravské univerzity v oboru Environmentální geografie. Pracuje jako odborný projektový pracovník na Katedře geografie UP. Vyučuje předměty Hydrologie, Historická geografie a Vodní hospodářství. Odborně se zaměřuje na hydrologii a environmentální historii.