

HYDROLOGIE

(učební text pro studenty 3. ročníku SOŠ OTŽP Veselí n. L.)

Ing. Milan BUMERL, CSc.

Veselí nad Lužnicí, 2003

© - text smí být používán pouze se souhlasem autora textu

*Moto: Hledání pramenů
I člověk dokázal řeku přehradit
Spoutal ji betonem, využívá její energii,
Čerpá z ní vodu a navrácí odpad.
Příliš se spoléhá na sílu přírody.
Přichází k řece a hledá její krásu
Stále obtížněji ji nachází.
Voda znamená život,
Nalezněme k ní úctu.*

Úvod

Bez vody by nebylo života na Zemi. Vodu potřebuje fauna i flóra, člověk je také úzce spjatý s vodou, na místo jejího výskytu. Od nepaměti se člověk usazoval a budoval svá sídla v blízkosti vodních toků a ploch. Voda vždy byla pro člověka nezbytnou složkou potravy, surovinou, zdrojem energie i dopravní cestou, v současnosti navíc i místem rekreace. Ne náhodou v údolích velkých řek vznikly první vyspělé civilizace, lidé se spojovali při budování zavodňovacích soustav a ochranných hrází.

Voda nejen člověku slouží, ale dokáže být i nebezpečná. V období povodní dokáže svou silou ničit vše co jí přijde do cesty, nezřídka bere i lidské životy. Nejen nadbytek vody, ale i její nedostatek přináší člověku problémy a škody. Dlouhotrvající sucha a s nimi i nedostatek vláhy způsobují škody v přírodě i na zemědělských plodinách.

Stále zřetelněji se ukazuje, že voda ve všech jejích podobách je základní složkou životního prostředí, je významnou součástí přírodního bohatství a je nezbytným předpokladem dalšího rozvoje společnosti. Díky zásahům člověka do životního prostředí je stále náročnější zabezpečit dostatek kvalitní vody, ochrana jejích zdrojů je stále obtížnější a složitější. Vzhledem k tomu, že se voda na Zemi vyskytuje v omezeném množství, není rovnoměrně rozložena ani prostorově ani časově, je zapotřebí s ní velmi dobře hospodařit. K tomu je nezbytně nutné znát zákonitosti výskytu a oběhu vody v přírodě, její vlastnosti a možnosti jejího využití.

1. Význam, vývoj a rozdělení hydrologie

Hydrologie je věda, která se systematicky zabývá poznáváním zákonů výskytu, oběhu a vlastností vody v přírodě. Poznané zákonitosti jsou využívány v celé řadě dalších oblastí lidské činnosti. Hydrologické poznatky jsou využívány při navrhování, stavbě a provozování vodních děl, úpravy vodních toků, ochraně před povodněmi, ochraně přírodních vod a nápravou škod na přírodních vodách.

Hydrologie se začala vyvíjet pozorováním a zaznamenáváním pohybu toků, periodicitou záplav a využíváním řek již v období starověku. Na pravidelných záplavách, přinášeném úrodném bahně a dopravě po řece byly závislé první státy, na stavbách zavlažovacích systémů a ochraně proti povodním docházelo k další dělbě práce a k třídnímu rozdělení společnosti. Na prvotním pozorování kolísání hladin řek, pohybu vody a předpovědích povodní byly závislé sklizně úrody a následně i existence celých národů. Veškeré poznatky byly využívány hospodářskou činností člověka. **Jakub Krčín z Jelčan a Sedlčan** se stal roku 1569 regentem rožmberských panství. Vytvořil jihočeský rybniční systém, vybudoval rybník Rožmberk, tehdy největší rybník na světě (původní rozloha více než 1 000 ha), rybník Svět a další. Zcela přetvořil krajinu v Třeboňské pánvi. Tento geniální stavitel a jeho následovníci pracovali pouze s omezenými technickými prostředky a možnostmi. Z počátku nebyla hydrologie samostatným vědním oborem, ale byla součástí fyziky. Základním předpokladem jejího

vývoje byly způsoby měření průtoku. K vyřešení tohoto problému přispěli **Torricelli**, který v 17.stol. uskutečnil měření průtoku výtokem z otvoru v nádobě. **Perreault** v roce 1650 určil jako první přibližné měření průtoku řeky Seiny v Paříži a jako první se pokusil kvantifikovat vztahy při oběhu vody v přírodě. Hlavní rozvoj hydrologie je spjat s rozvojem ostatních technických a přírodních věd (hydraulika, matematika, geodézie, meteorologie a další). Bouřlivý rozvoj začíná v 18. a 19. století. 1732 objevil **Pitot** možnost měření průtokové rychlosti pomocí trubice, 1775 **Chézy** uveřejnil způsob výpočtu stěnění průtokové rychlosti. Velkým přelomem se stala konstrukce hydrometrické vrtule **Woltmannem**.

I v českých zemích se hydrologie začínala rozvíjet. V první polovině 19. stol. byla založena síť srážkoměrných stanic **F.J.Studničkou**, v roce 1875 byla zřízena hydrologická komise Království českého, ve které bylo oddělení srážkoměrné a vodoměrné, vedené **A.R.Harlacherem**. V roce 1920 byl založen Státní ústav hydrologický, v roce 1954 byl spojen s meteorologickou službou a v současné době funguje jako Český hydrometeorologický ústav. Velmi úzce spolupracuje s Výzkumným ústavem vodohospodářským TGM v Praze a se správami povodí toků..

Obdobně jako jiné vědní a technické obory je možno ji dělit podle řady hledisek. Ta část hydrologie, která je využívána k projekci, tvorbě a provozu vodohospodářských děl se nazývá *inženýrská hydrologie*. *Hydrografie* se zabývá pozorováním, shromažďováním, tříděním a zpracováváním hydrologických jevů a dat. Tato data se získávají měřeními a sledováními, metodami a způsoby měření, tvorbou metodik a přístrojů i samotným měřením v terénu se zabývá *hydrometrie*. V současné době je hydrologie velmi obsáhlý vědní obor. Hydrologii můžeme dělit na dílčí ucelené celky, na *hydrologii moří* a *hydrologii pevnin*. Dále můžeme dělit na *hydrologii atmosféry*, *hydrologii tekoucích vod*, *hydrologii stojatých vod*, *hydrologii bažin a mokřadů*, *hydrologii podzemních vod*, *hydrologii ledovců apod.*

Výsledků hydrologie využívají technické obory – *hydrotechnika* se zabývá problematikou využití vodní energie, výstavbou jezů, přehrad atd., splavněním a úpravami toků, ochranou přilehlých území před povodněmi a řešením dalších stavebních problémů. *Hydromeliorace* se zabývá zavlahami a odvodňováním zemědělských pozemků, prováděním protierozních opatření, hrazením bystřin a zakládáním rybníků. Z hydrologických dat se vychází při projekci objektů tzv. *zdravotního inženýrství* – výstavba vodáren, čistíren vody, projektování rozvodů pitné vody a kanalizace, zabývá se i oblastí lázeňství.

Hydrologie musí spolupracovat a využívat poznatků celé řady styčných oborů. Především je to *meteorologie*, zkoumající fyzikální změny a děje v ovzduší, kde se odehrává velká část koloběhu vody - transport vody na velké vzdálenosti. *Klimatologie* zkoumá dlouhodobý režim počasí a jeho vliv na hydrologické poměry. Voda je součástí prostředí, které je zkoumáno *pedologií* a *geologií*. Poznatky z hydrologie jsou využívány v *agrotechnice*, *lesním hospodářství*, *stavebnictví* apod., a zároveň využívá poznatky z *hydrauliky*, *termiky*, *biologie*, *hydrochemie* atd.

1.1 Hydrosféra a základní pojmy

Veškerá voda na Zemi a v atmosféře, bez rozdílů skupenství se nazývá *hydrosféra* - vodní obal Země; zahrnuje všechny formy vody vyskytující se na Zemi: vodní páry v atmosféře, podzemní vody a povrchové vody ve vodních tocích, v nádržích, jezerech, mořích a v oceánech (tabulka 2.1)

Součástí biosféry nacházející se v hranicích hydrosféry se nazývá *hydrobiosféra*. Vlivem Slunce, které je iniciátorem a regulátorem oběhu vody v přírodě, dochází k výparu vody z vodní hladiny, z půdy, povrchu rostlin atd. Voda se tak dostává do atmosféry, ve které je prouděním vzdušných mas odtransportována na jiná místa, kde vlivem podmínek dochází ke

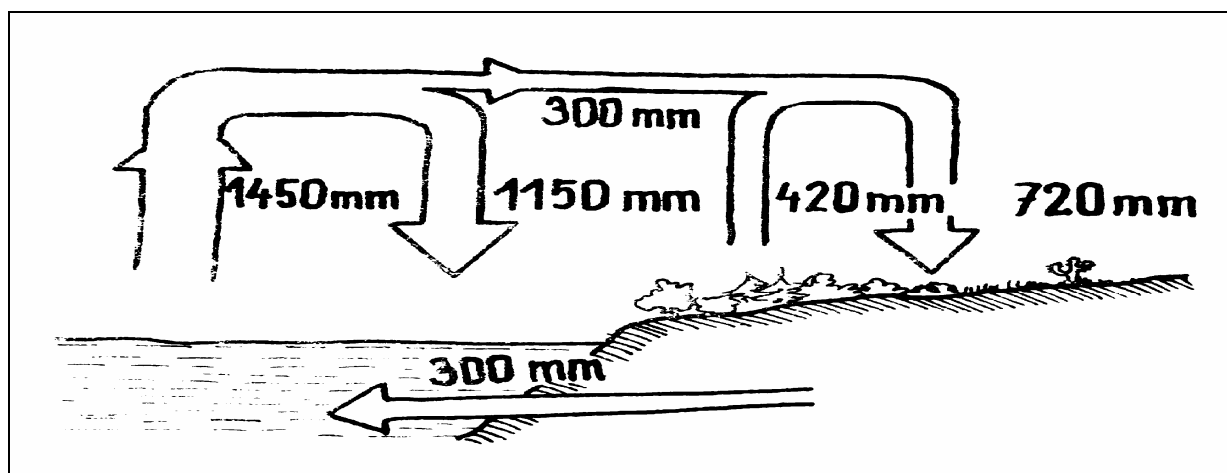
kondenzaci a выпадávání srážek na povrch Země. Zde se voda vsakuje do půdního profilu a obohacuje podzemní vody, doplňuje vodu v tocích a vodních plochách a opět se vypařuje do atmosféry, část vody odtéká řekami do moře, kde se opět vypařuje do atmosféry. Tomuto jevu říkáme *koloběh vody v přírodě* (obr. 2.1).

Tabulka 2.1 : Ocenění zásob vody na Zemi [5]

Výskyt vody	Objem [10^9 m^3]	Podíl [%]
Světový oceán	1 322 000 000	97,23130
Voda na kontinentech celkem	37 631 800	2,76777
z toho:		
- sladkovodní jezera	125 100	0,00920
- slaná jezera a vnitrozemská moře	104 250	0,00767
- bažina a močály	3 600	0,00027
- vodní toky (průměr)	1 250	0,00009
- vlhkost půdy a voda vadózní	66 000	0,00486
- podzemní voda v hloubkách	330 600	0,61270
- polární led a ledovce	29 000 000	2,13291
- voda vázaná v organismech	1 000	0,00007
Voda v atmosféře	12 700	0,00093
Zásoba vody na Zemi celkem	1 359 644 500	100,00000

Podle výpočtů M.I.Lvoviče [3], který provedl odhad celkové bilance vody na Zemi, vyplývá, že:

- na oběhu vody se zúčastňuje jen nepatrná část – asi 0,4% zásob světového oceánu.
- objem vody v atmosféře je asi $12\,300 \text{ km}^3$, což činí asi jednu čtyřicetinu ročního úhrnu srážek. Z toho plyne, že v průměru každých 9 dní se voda v atmosféře vymění.
- zásoba vody v korytech řek se vymění asi 30× do roka, tedy přibližně každých 12 dní.



Obr. 2.1 : Koloběh vody (číselné hodnoty odpovídají ČR) [7]

Povodí – je základní hydrologickou oblastí, na níž sledujeme vzájemné vztahy a bilance, je to území, ze kterého veškerá spadlá voda povrchově stéká do říčního systému a proteče určitým *uzávěrovým profilem* (pokud se nevypaří). Povodí povrchových vod není totožné s

povodím podzemních vod, které je určeno geologickou stavbou území Povodí je ohraničeno **rozvodnicí**, myšlenou hraniční čarou, určenou z vrstevnicových map vhodného měřítka, procházející po obvodových nejvyšších místech, vrcholec a hřebenech hor tak, že odděluje sousedící povodí. Rozvodnice mohou být **orografické** – určené pouze z map a plánů nebo **hydrogeologické**, která je dána geologickým složením a průběhem nepropustných podpovrchových vrstev. U velkých povodí jsou rozdíly mezi jednotlivými rozvodnicemi obvykle malé a nevýznamné. Není tomu tak u malých povodí. **Plocha povodí (F)** je určována planimetrováním z map. Je definována jako plocha vodorovného průmětu a uvádí se obvykle v [km²].

Vzájemný vztah bilančních prvků je pro povodí dán **bilanční rovnicí**:

$$H_s = H_o + H_v \pm R$$

kde

H _s	- množství srážek spadlých na povodí
H _o	- množství vody odtokem uzavíracím profilem povodí
H _v	- množství vody, které se odpařilo z povrchu povodí
R	- změna v zásobách vody na povodí (v rybnících, jezerech, půdě, podzemní vodě)

Jednotlivé bilanční prvky se musí uvádět ve stejných jednotkách, obvykle se používá forma výšky vodní vrstvy v [mm], hovoříme pak o srážkové výšce, odtokové výšce apod. Výška 1 mm odpovídá 1 litru vody na metr čtverečný.

Velmi důležité je, aby se všechny bilanční prvky vztahovaly ke stejnému časovému období, které musí být dostatečně dlouhé. Obvykle se používá tzv. **hydrologický rok**. Je to časová jednotka o délce jednoho kalendářního roku, která je zvolena tak, aby pevné srážky, spadlé v tomto období, se zúčastnily odtoku ještě ve stejné časové jednotce. U nás se hydrologický rok počítá od 1.11. do 31.10. následujícího roku, jehož letopočtem se označuje. (Např. hydrologický rok 2000 začal 1.11.1999 a skončil 31.10.2000).

2. Rozdělení vod

Vody se rozlišují podle původu a podle použití. Podle původu je dělíme na vody přírodní a odpadní.

Mezi přírodní vody patří:

- a) **vody atmosférické**
- b) **vody podzemní** - půdní
- prosté
- minerální
- c) **vody povrchové** - tekoucí
- stojaté
- mořské

Odpadní vody se dělí podle původu na:

a) **odpadní vody splaškové (splašky)**

b) **odpadní vody průmyslové** - ty se dále dělí podle původu nebo podle převládající složky

Podle způsobu použití vody dělíme na :

- a) **vodu pitnou**
- b) **vodu užitkovou**
- c) **vodu provozní**

d) **ostatní** - zvláštní požadavky na kvalitu a složení vody mají např. vody pro rekreaci, závlahy, chov ryb, vody chladicí, kotelní a další.

2.1 Vody atmosférické

Vzduch obsahuje vždy vodní páry, které se do něho dostávají výparem. Největší podíl vodních par se však dostává do ovzduší prouděním vzduchu, které je přináší od oceánů. Množství vodních par v ovzduší označujeme jako **vlhkost vzduchu** se mění s teplotou vzduchu. V teplejším vzduchu může být obsaženo větší množství vodní páry. Rozeznáváme **vlhkost absolutní** – tj. množství vody v gramech obsažené v 1 m³ vzduchu. Tato vlhkost se s teplotou nemění, pokud nezačne voda kondenzovat, častěji je uváděna **vlhkost relativní**, která se uvádí v procentech. Jedná se o procento množství vodních par ve vzduchu z maximálního množství vodních par obsažených ve vzduchu za daných podmínek (především teplota a tlak). Vzduch se 100% relativní vlhkostí je vzduch nasycený, další množství vody už nepohlí. Při poklesu teploty pod rosný bod začne voda ve vzduchu kondenzovat.

Pro měření relativní vlhkosti vzduchu se používá vlhkoměr vlasový, který podle vlhkosti vzduchu se vlas prodlužuje, což je přenášeno na ukazatel. Pro přesnější měření se používá rozdíl teplot tzv. suchého a mokrého teploměru, které jsou umístěny v meteorologické budce nebo v Assmannově psychrometru.

Při poklesu teploty dojde postupně k okamžiku, kdy vodní pára začne kondenzovat. Tuto teplotu nazýváme **rosný bod**. Relativní vlhkost je 100 %.

Sytostní doplněk udává rozdíl mezi maximální (100%) vlhkostí a skutečnou vlhkostí v daném okamžiku, tedy množství, které může vzduch ještě přijmout. Vlhkost a sytostní doplněk můžeme vyjadřovat i pomocí parciálních tlaků vodní páry.

2.1.1 Srážky

Při poklesu teploty vzduchu pod rosný bod dochází ke kondenzaci vodní páry a voda z plynného skupenství přechází ve skupenství kapalné až pevné a vznikají **srážky**. Srážky rozdělujeme podle místa vzniku na **horizontální** a **vertikální**.

Horizontální srážky vznikají ve vrstvě vzduchu bezprostředně nad povrchem země. Patří sem **mlha** - vzduch se ochladí na nebo pod teplotu rosného bodu a voda začne tvořit droboučké mikrokapičky. Tvorbu mlhy podporuje přítomnost prachových částic (*kondenzačních jader*) ve vzduchu. Proto v průmyslových oblastech bývají mlhy častější. **Rosa** vzniká kondenzací vodní páry při setkání s chladným (pod rosným bodem) povrchem těles. **Jinovatka** vzniká při pomalém tuhnutí – krystalizaci vody na tělesech při teplotách pod bodem mrazu. Setká-li se relativně teplý vlhký vzduch se silně podchlazeným povrchem (v zimě po dlouhých silných mrazech nastává příliv teplého vzduchu), vznikne na povrchu **námraza**.

Vertikální srážky se tvoří ve volné atmosféře a padají na zemský povrch jako **děšť**, **sníh**, **mrholení**, **kroupy** atd. Vlhký teplý vzduch stoupá do výšky, kde se ochlazuje a vodní pára kondenzuje a tuhne. Vzestupné vzdušné proudy udržují kapky v mracích. Po zeslabení vzestupných proudů se už neudrží ve výšce a spadávají na zem. V létě, kdy je vzduch při zemi velmi teplý a obsahuje mnoho vodní páry a vzestupné proudy jsou velmi silné, dojde k vynesení vody do velkých výšek, kde je velmi nízká teplota a voda ztuhne a vzniknou **kroupy**. Silné proudy je drží ve výšce a kroupy mohou narůstat do velkých rozměrů než spadnou na zem. Proto je krupobití místní, plošně malého rozsahu.

2.1.2 Měření srážek

Množství srážek, spadlé na určité území, je jedním ze základních prvků pro bilanci vody. Množství srážek se měří ve **srážkové výšce** – H_S – v [mm]. 1 mm srážek odpovídá 1 litru vody na 1 m², na ploše 1 km² pak objem vody dosáhne 1 000 m³.

Kromě úhrnu srážek je vhodné měřit i dobu trvání deště a jeho *intenzitu* - I_D . Ta je zpravidla vyjadřována jako množství srážek spadlých za 1 minutu v $[\text{mm} \cdot \text{min}^{-1}]$. Jestliže množství vyjádříme v litrech spadlých za 1 sekundu na 1 hektar $[1 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{ha}^{-1}]$, hovoříme o *vydatnosti deště* - W_D .

$$V = H_S \cdot F$$

Objem srážek

$$I_D = H_S / t$$

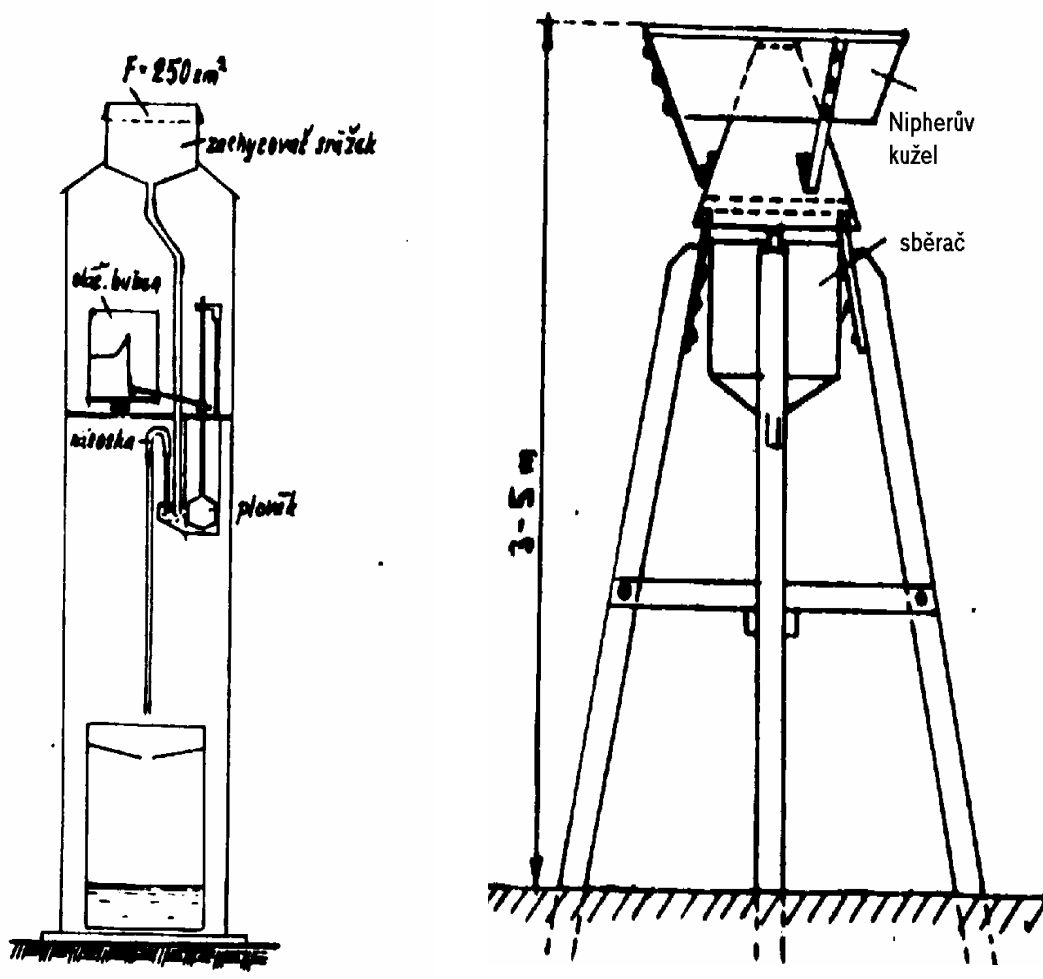
$$W_D = V / (t \cdot F)$$

(POZOR na jednotky ve výpočtu)

Pro sledování srážek je vytvořena *srážkoměrná síť*. Ta je tvořena jednotlivými srážkoměrnými stanicemi, které jsou vybaveny srážkoměry a dalším příslušenstvím. Srážkoměry měříme přímo velikost srážek.

Rozložení srážkoměrných stanic se určuje podle působení orografických a meteorologických činitelů. Proto se i hustota rozložení stanic mění. V horských oblastech jsou stanice budovány hustěji než v nížinách. Na území ČR připadá přibližně 1 stanice na 79 km^2 . Síť stanic je zřizována a provozována ČHMÚ, je vynesena do speciálních map a názvy stanic i se souřadnicemi jsou uvedeny v seznamu.

Pro měření srážek se používají *srážkoměr (ombrometr)*, *ombrograf* a *totalizátor* (obr. 2.2).



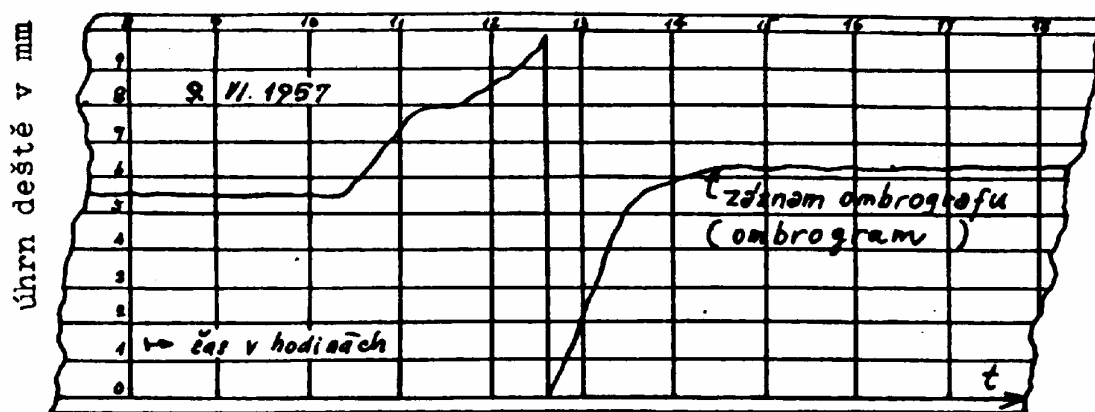
Obr. 2.2 : a) Ombrograf [3]

b) Totalizátor [3]

Srážkoměr (ombrometr) – je složen z kovové nádoby s nálevkou s vodorovnou záchytnou plochou 500 cm². Horní okraj ombrometru je 1 m nad terénem. Z nálevky stéká voda do konvice o obsahu 2 l. Voda se slévá do srážkoměrného válce, který je kalibrován přímo v [mm] srážek s přesností na 0,1 mm. Srážky se měří vždy v 7,00 hod ráno a údaj se zapisuje k předcházejícímu dni.

Ombrograf je přístroj plynule zaznamenávající průběh srážek v čase. Z nálevky o záchytné ploše 250 cm² stéká voda do plovákové komory. Pohyb plováku je přenášen na pisátko a zaznamenáván s přesností 0,1 mm na pásku v závislosti na čase (obr. 2.2 a). Ombrogram (grafický záznam) je napnut na válci hodinového stroje a je vyměřován 1x za týden nebo 2 týdny. Přestoupí-li pisátko k hornímu okraji pásky, plná plováková komora se vyprázdní pomocí násosky do nádrže a zápis pokračuje od nuly. Z ombrogramu můžeme odečítat i intenzitu deště (obr. 2.3)

Totalizátor se používá k měření srážkových úhrnů za delší časové období (měsíčně až ročně) na těžko dostupných místech. Válcovitá nádoba je opatřena speciálním Nipherovým kuželem, který brání vzniku vzdušných vírů, a je postavena na mohutném podstavci 3 – 4 m vysokém. Totalizátor měří kapalně i pevně srážky. Proto je opatřen silikonovým olejem, který brání výparu srážek z totalizátoru, chloridem vápenatým, který rozpouští pevně srážky až do teploty –30°C, a baktericidním přípravkem, aby se voda nekazila. Množství vody v totalizátoru se měří objemově, vážkově nebo chemicky (obr. 2.2 b).



Obr. 2.3 : Záznam z ombrogramu – ombrograf [3]

Sněhové srážky se měří pomocí *sněhoměrné latě*, umístěné na místě, které není ovlivňováno větrem. Výšku sněhové pokrývky měříme s přesností na 1 cm obvykle v 7,00 hod ráno. Pro měření *výšky nově napadlého sněhu* se používá destička 30 x 30 cm, která je umístěna na výšce sněhové pokrývky. Nově napadlý sníh se měří na této destičce. Nově napadlý sníh se zachytí do měrné nádoby srážkoměru, nechá se roztát a změří se množství srážek v [mm].

Vodní hodnota sněhu je hmotnosti sněhového vzorku (nebo objem roztáté vody ze vzorku) k objemu původního sněhového vzorku (tab. 2.2). Toto číslo je menší než 1.

2.1.3 Plošné rozložení srážek

Plošné rozdělení srážek se vyjadřuje nejčastěji graficky tak, že do mapy vykreslíme čáry spojující místa se stejnými srážkovými úhrny, tzv. *izohyety*. Izohyety mohou udávat úhrny za různě dlouhá období.

Tabulka 2.2 : Vodní hodnota sněhu

Druh sněhu	Vodní hodnota sněhu
nově napadlý sněh	0,1
ulehlý sněh	0,15 – 0,20
starší sněh	0,25 – 0,30
překrystalizovaný sněh	0,35 – 0,40
firnový sněh	> 0,50
firnový led	0,6 – 0,85
ledovcový led	0,80 – 0,90

Rozdělení srážek na Zemi je takové, že v pásu okolo rovníku jsou roční úhrny větší než 2 000 mm. Směrem na sever i na jih srážek ubývá. V pásu 15° - 30° jsou srážky nejmenší, vyskytují se zde největší pouště. V mírném pásu srážky opět přibývají, což je způsobeno střetem studených a teplých front. Celkový úhrn zde dosahuje hodnot 500 – 1000 mm. V polárních oblastech srážek ubývá na hodnoty menší než 300 mm.

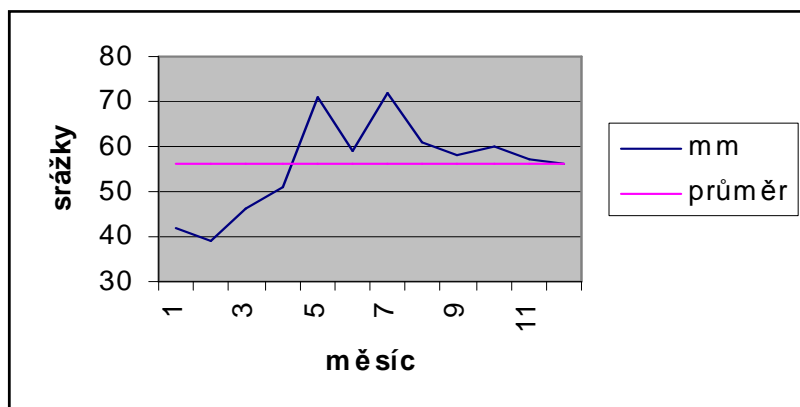
Maximální hodnoty srážek se vyskytují na ostrovech v Tichém oceánu jsou 5 000 – 6 000 mm, nejvyšší úhrn srážek je na jižních svazích Himaláje až 12 000 mm ročně. V Evropě jsou největší úhrny srážek v severním Skotsku a Švédsku – okolo 4 000 mm. Nejmenší srážky se vyskytují na pouštích – Sahara do 10 mm za rok, nejsušší místo na Zemi je v Chile na východním úpatí And, kde naprší cca 2 mm za 10 let. V Evropě jsou nejsušší místa na Balkáně a ve Španělsku (úhrny menší než 200 mm).

V ČR činí dlouhodobý průměrný roční úhrn srážek 740 mm. Nejmenší srážky jsou na Žatecku a v Dyjsko svrateckém úvalu (cca. 400 mm), nejvíce prší v horských oblastech – Krkonoše, Jeseníky, Beskydy a Šumava – cca. 1 500 – 2 000 mm rok. Na plošném rozložení srážek má výrazný vliv i nadmořská výška.

Rozložení srážek na území ČR odpovídá následujícím hodnotám [2]:

na 16 % plochy státu činí průměrný roční úhrn srážek	více než 800 mm
na 59 % plochy státu činí průměrný roční úhrn srážek	600 – 800 mm
na 25 % plochy státu činí průměrný roční úhrn srážek	méně než 600 mm

2.1.4 Časové rozložení srážek



Graf 2.1 : Průměrné srážky a srážková sezóna

Každodenním sledováním srážek se sčítají a získávají srážkové úhrny za jednotlivé dny, měsíce a roky (hydrologické). Udávají se také počty dní se srážkami. Největší význam mají dlouhodobá sledování –tzv. **srážkový normál** získáme sledováním nejméně za 25 let. Pro jednotlivé stanice

se zpracovávají i průměrné měsíční a roční úhrny.

Z dlouhodobých sledování určíme tzv. *srážkovou sezónu*, měsíce, ve kterých je měsíční úhrn vyšší než dlouhodobý průměr. Dobře je vidět z grafu 2.1.

Pravděpodobnost deště je poměr dní se srážkami k celkovému počtu dní v měsíci, je u nás největší v květnu až červenci, nejmenší naopak na podzim. Převrácená hodnota pravděpodobnosti deště je nazývána *hustotou deště* a znamená, kolik dní připadá na jeden den s deštěm. **Průměrný denní déšť** je údaj, získaný vydělením celkového úhrnu deště vypadlého za určité období, počtem dní se srážkami.

Periodicita deště (P) charakterizuje dešť určitě vydatnosti. Udává, jak často se vyskytuje dešť o určité nebo větší intenzitě. Periodicita 1 znamená, že takový nebo intenzivnější dešť se vyskytuje průměrně 1x do roka, periodicita 0,1 – 1x za 10 let, periodicita 5 – 5x do roka.

$$P = n / R$$

n – počet dešťů o určité vydatnosti

R – doba v letech, za kterou se deště vyskytly

Periodicita, intenzita a doba deště spolu do určité míry souvisí. Čím vydatnější dešť o určité době trvání, tím menší periodicita. Průměrné hodnoty jsou uvedeny v tabulce [3].

Tabulka 2.3 : Průměrné vydatnosti deště v [l · s⁻¹ · ha⁻¹] v ČR [3]

Doba trvání [min]	periodicita deště p									
	5	2	1	0,5	0,2	0,1	0,05	0,02	0,01	0,005
5	122	180	231	285	364	425	488	570	532	694
10	76,7	120	157	199	262	313	367	440	496	550
15	57,8	91,7	121	155	206	248	292	354	400	447
20	46,3	74,6	99,4	128	170	206	245	297	337	377
30	33,4	53,9	72,6	94,3	127	154	184	225	256	288
40	26,3	43	57,8	75,5	102	125	149	182	208	233
60	18,7	30,7	41,8	54,3	74,2	90,7	108	133	152	171
90	13,3	21,9	28,7	39,9	53,4	65,3	78,1	96,2	110	124
120	10,4	17,2	23,4	30,7	42,2	51,8	61,8	76,3	87,3	98,3

Časové rozdělení srážek na našem území: [3] u nás největší pravděpodobnost připadá na ranní a odpolední hodiny, méně často pak prší v noci a před polednem. Roční chod srážek reprezentovaný průměrným úhrnem srážek v jednotlivých měsících souvisí s cyklickou záměnou ročních období. Srážky jsou během roku u nás rozděleny nerovnoměrně. Maximum připadá na léto (asi 40 %), minimum na zimu (15 % v nižších a 25 % ve vyšších nadmořských výškách). Na jaro a podzim připadá cca 25 % ročního úhrnu srážek. Nejvíce srážek spadne v červenci nebo v červnu, nejméně pak v únoru nebo březnu. Roční chod srážek je charakteristický pro celé rozsáhlé oblasti světa a závisí na zeměpisné poloze. Rozlišujeme např. *rovníkový typ* (pásmo 0 – 10°) se dvěma maximy v dubnu a listopadu a minimy v lednu a červenci. Rovnoměrné rozložení srážek po celý rok je typické pro *přímořské* oblasti. Velké srážky v letním období, malé v období zimním jsou charakteristické pro klima *monzunového*

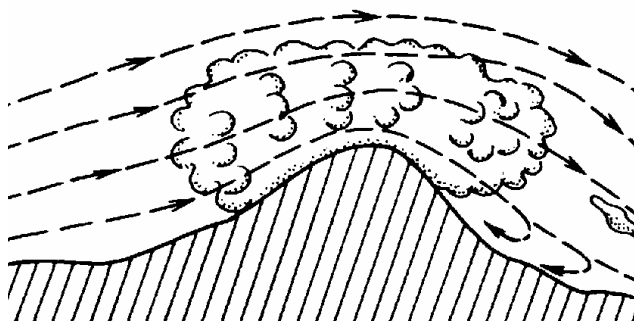
typu a pro klima pevnin *mírných* šířek. *Subtropy* jsou oblasti s velkými úhrny v zimním období a suchým létem.

2.1.5 Rozdělení dešťů podle původu

Podle okolností, za kterých deště vznikly, se dělí na: *deště z tepla*, *deště orografické*, *deště cyklonální*, *deště frontální*.

Deště z tepla vznikají kontaktním ohřevem vzduchu o povrch země, následným rychlým výstupem vlhkého teplého vzduchu do vyšších vrstev atmosféry, kde se ochladí pod teplotu rosného bodu. Vodní kapky jsou ve výšce udržovány silnými vzestupnými proudy a kapky se postupně spojují a narůstají, ve velkých výškách mohou ztuhnout v kroupy. Když narostou natolik, že vzestupné proudy už nejsou schopny je udržet, padají na povrch zemský. Tyto deště se vyznačují velkou intenzitou, zasahují však malé plochy a jejich trvání je poměrně krátké. Mohou však způsobit rozvodnění malých toků, zatopení sklepů, zahlcení kanalizace ve městech. Jsou typické pro tropické pásmo, u nás se vyskytují v létě.

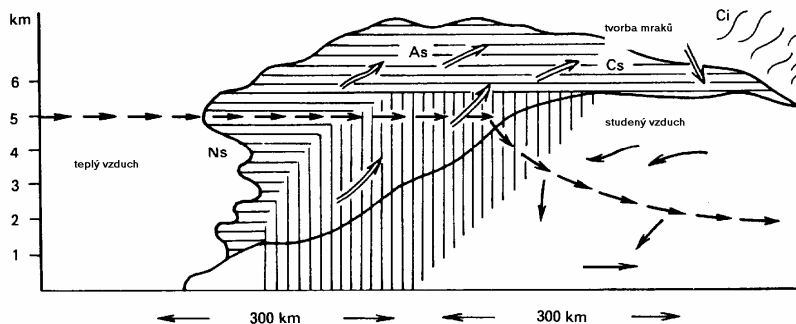
Deště orografické jsou způsobeny výstupem vlhkých vzdušných hmot přes reliéf území, např. horským hřbetem (obr. 2.4). Tyto deště bývají často vytrvalé, mají však menší intenzitu, ale zasahují větší území.



Deště cyklonální vznikají postupující cyklonou. Malé a hluboké cyklony bývají provázeny průtržemi mračen, ploché cyklony vyvolávají vytrvalé deště zasahující velké rozlohy. Způsobují povodně na velkých povodích. U nás se vyskytují dlouhodobé deště při postupu jádra tlakové níže od severní části Jadranu přes Maďarsko a naše území k Baltu. Vydatnost těchto dešťů dosahuje okolo 80 mm/den v nižších polohách, ve vyšších polohách i více. Pokud se pohyb cyklony zastaví nad určitým územím na delší dobu, mohou nastat velké ničivé povodně, jako v srpnu 2002 v Čechách.

Obr. 2.4 : Vznik orografických dešťů [3]

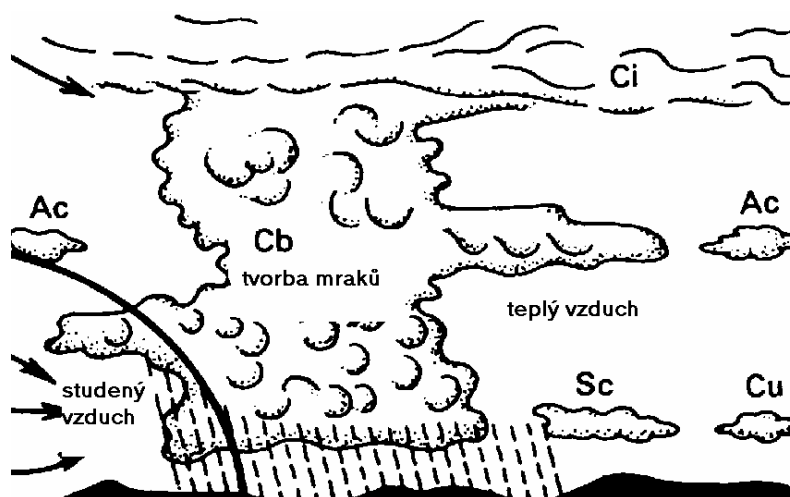
Časté srážky vznikají při přechodu frontálních poruch. [5] Rozeznáváme *teplou*, *studenou a okluzní frontu*. **Teplá fronta** vzniká při rychlejším pohybu masy teplého vzduchu za vzduchem studeným (obr. 2.5). Teplý vzduch (je lehčí) se nasouvá na studený vzduch a pomalu vystupuje do výšky, kde se ochlazuje a vzdušná vlhkost postupně kondenzuje. Teplé fronty se pohybují pomalu. Teplé vzdušné masy nad studeným vzduchem mají odlišné fyzikální vlastnosti a mohou u citlivých lidí způsobovat zdravotní potíže. Oblačnost teplé fronty obvykle narůstá, slábne sluneční svit, klesá teplota a vzestupné proudy



Obr. 2.5 : Teplá fronta [3]

a začínají vypadávat srážky. Šířka srážkového pásma teplé fronty bývá 300 – 400 km. Srážky předcházejí přechodu teplé fronty, bývají méně intenzivní, ale mají delší trvání a jsou vyrovnané.

Studená fronta vzniká, když se rychleji pohybující masa studeného vzduchu podsouvá pod teplý vzduch a vytlačuje jej do vyšších výšek (obr. 2.6). Výstup teplejšího vzduchu bývá rychlý, drobné kapičky kondenzující vody se rychle spojují a způsobují prudké lijáky, v létě i kroupy. Srážky vypadávají po přechodu studené fronty, mají charakter dešťových nebo sněhových přeháněk, mají krátké trvání, ale intenzita srážek je místně velmi proměnlivá. Na studené frontě v letním období často vznikají bouřky. Po přechodu srážkového pásma studené fronty se zlepšuje počasí.



Obr. 2.6 : Studená fronta [7]

Okluzní fronta vzniká, když studený vzduch dohání teplou frontu. Při okluzi z povrchu mizí teplý vzduch, protože je chladnějším vzduchem vytlačován do výšek. Rozeznáváme **studenou a teplou okluzi**, podle teploty vzduchu před teplou frontou a za studenou frontou. Při přechodu okluzní fronty vznikají srážky trvalejšího charakteru. Při teplé okluzi se srážky vyskytují převážně před frontou, při studené okluzi je srážkové pásmo rozšířeno až za frontu.



Studená okluze.

Teplá okluze.

Obr. 2.7 : Okluzní fronta

Deště o vysoké intenzitě a krátkém trvání nazýváme **lijáky**. Při analýze takovýchto dešťů sledujeme dobu trvání deště, intenzitu deště, periodičnost deště, pravděpodobnost výskytu atd. V praxi se vyhodnocené údaje používají pro návrh stokové sítě, úprav toků, odvodňovacích soustav, výpusť, protierozních opatření atd.

2.1.6 Stanovení výšky srážek v povodí

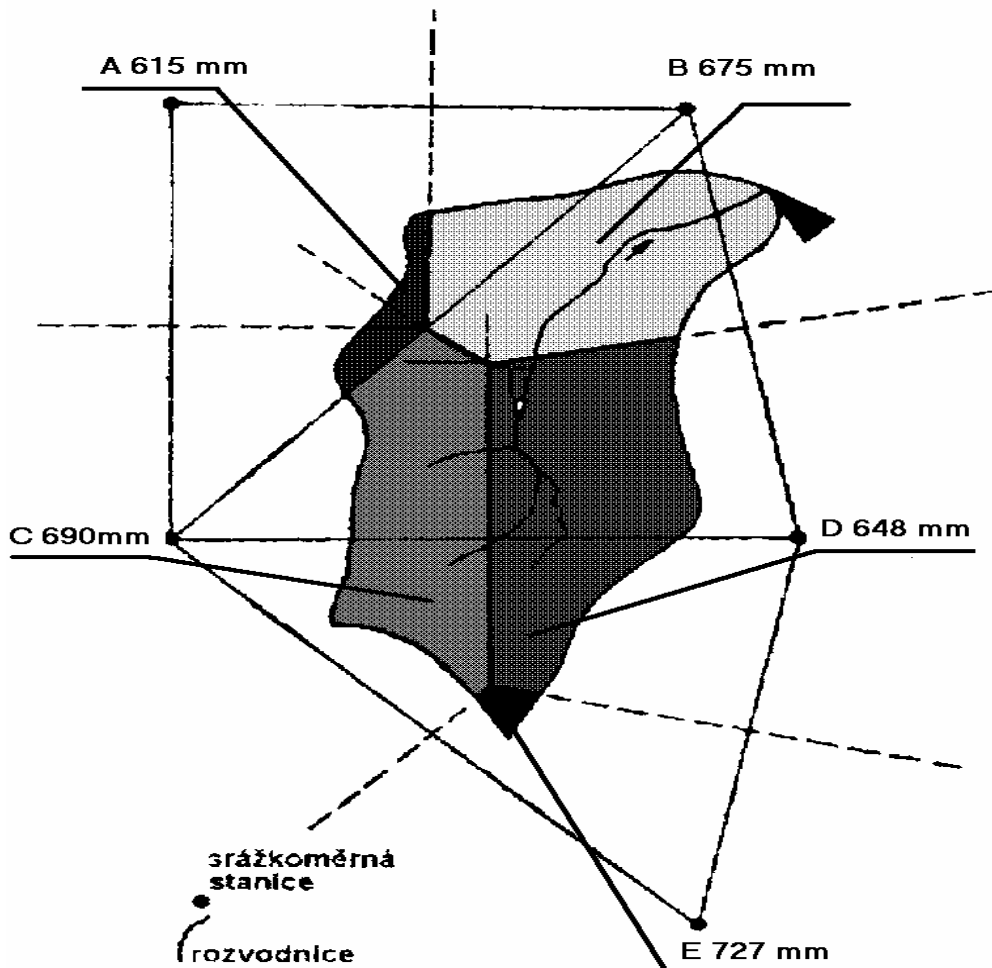
Výška srážek (H_s) je tloušťka vodní vrstvy ze srážek v [mm], rozprostřená na půdorysný průmět povodí. Přestože srážkoměrné stanice jsou umístěny sice do určité míry pravidelně,

nepokrývají však dokonale celou plochu povodí. Určujeme tedy průměrnou výšku srážek různými metodami. Metoda **aritmického průměru** je nejjednodušší, ale nejméně přesná a dá se použít pouze v rovinných oblastech, ve kterých se srážkové úhrny na jednotlivých stanovištích příliš neliší. Dlouhodobě sledovaná a důležitá povodí jsou proměřena a každá srážkoměrná stanice má už přidělenou část území, a průměrnou srážkovou výšku určíme jako vážený průměr.

$$H_s = \frac{\sum h_i \cdot f_i}{F} \quad [\text{mm}]$$

h_i - srážkový úhrn v i-té ploše [mm]
 f_i - velikost i-té plochy [ha, km²]
 F - velikost celého povodí [ha, km²]

Metoda čtvercové sítě spočívá v přiložení čtvercové sítě na mapu povodí. Srážkové úhrny pro jednotlivé dílčí čtvercové plochy získáme lineární interpolací ze známých údajů. Srážkovou výšku získáme jako aritmetický průměr. **Metoda polygonů** – srážkoměrné stanice spojíme tak, aby vznikla trojúhelníková síť. Sestrojíme osy stran trojúhelníků. Vzniklým mnohoúhelníkům přiřadíme příslušné hodnoty z jednotlivých srážkoměrných stanic. Výška srážek se opět vypočítá jako vážený průměr.



Obr. 2.8 Výpočet průměrných srážek metodou polygonů

2.1.7 Složení srážkové vody

Jak již bylo uvedeno, voda je v atmosféře přítomna v podobě vodní páry. Její obsah závisí na fyzikálních podmínkách - tlaku, teplotě, stupni nasycení vzduchu atd. Vodní páry v atmosféře kondenzují a voda se vylučuje v pevné nebo kapalné fázi a vypadává ve formě srážek. Klesne-li teplota vzduchu pod hodnotu rosného bodu a vyskytnou-li se v tomto prostředí kondenzační jádra (prach, částičky solí atd.), mění se vodní páry v atmosféře v kapalnou vodu, sníh nebo led. Takto vyloučená voda se dostává na povrch Země ve formě vertikálních srážek - déšť, mrholení, sníh, kroupy. Množství spadlých srážek se měří ombrometry a udává se výškou vody v milimetrech, která spadne na povrch. 1mm srážek odpovídá 1 litr vody na 1 m². Průměrné množství srážek spadlých na povrch Země činí cca. 900 mm. V ČR je průměr přibližně 700 mm. Vydátnost srážek se mění podle místa - klimatické pásmo, vzdálenost od moře, nadmořská výška, srážkový stín, převládající směry větrů apod.

Srážky horizontální - rosa, mlha, jinovatka, námraza atd. vznikají kondenzací vzdušné vlhkosti na povrchu studených předmětů. Měření jejich množství je značně komplikované. Jejich množství v porovnání se srážkami vertikálními je většinou podstatně menší.

Chemické složení atmosférických vod závisí na složení atmosféry a na stupni znečištění atmosféry emisemi přírodního i antropogenního původu. Stupeň mineralizace těchto vod je většinou velmi nízký, ale zdaleka se nedá přirovnat k vodě destilované. Ve srážkové vodě jsou téměř vždy přítomny příměsi pevné, kapalné i plynné, které se dostaly do srážek jak cestou přirozenou - výbuchy vulkánů, větry, přírodní požáry atd., tak i lidskou činností - exhalace, průmyslová činnost, doprava atd. Nečistoty v ovzduší lze rozdělit na:

tuhé - prach anorganický - částičky půdy, popílek atd., prach organický - pyl, výtrusy, rostlinný a živočišný detrit, aeroplankton

kapalné - dehtovité látky z hořících paliv

plynné - oxidy síry, dusíku, amoniak, sulfan a další. Oxid uhličitý je nečistotou pouze tehdy, překročí-li jeho obsah v atmosféře obvyklou hodnotu 0,03 % obj.

Radioaktivita ovzduší je přirozená (dostává se do atmosféry rozptýlením půdy) nebo umělá (z jaderných výbuchů a havárií jaderných zařízení).

Emise lze rozdělit na primární, které se do ovzduší dostávají přímo ze svých zdrojů a sekundární, které vznikají v ovzduší v důsledku chemických přeměn, při nichž hraje významnou roli sluneční záření.

Jednotlivé složky emisí jsou z atmosféry odstraňovány ve formě suchých a mokrých depozic. K suchým depozicím (částice o velikosti 1 - 500 nm) dochází obecně blízko zdroje znečištění. Částice jsou tvořeny kovy a jejich oxidy, sloučeninami uhlíku, solemi, pylem, plísněmi, bakteriemi, radioaktivními látkami atd. Mokrý deponice se dostávají vlivem proudění vzduchu na vzdálenosti i několika tisíc kilometrů od zdroje. Během spadu prostupují kapičky vody vrstvou atmosféry a obohacují se plynnými (rozpuštění plynů ve vodě), kapalnými (vzájemné míšení a rozpuštění kapalin) a tuhými látkami. Z pevných částic se vyluhují vodou kationty a anionty. Složení atmosférických vod závisí na množství těchto látek. Nejvíce mineralizovány jsou vody v okolí velkých průmyslových aglomerací, nejméně pak nad rozsáhlými pásy lesů a v horách.

Chemické složení srážkových vod je velmi různorodé. Obvykle obsahují maximálně desítky mg · l⁻¹ rozpuštěných látek. Výjimkou jsou přímořské oblasti, kde mineralizace dosahuje i stovek mg · l⁻¹ - především zásluhou NaCl. Atmosférická voda obsahuje především rozpuštěné plyny z atmosféry - CO₂, O₂, N₂, a dále plynné nečistoty - především SO₂, SO₃, NO_x, NH₃ atd. Z aniontů převládají především sírany, z kationtů převládají Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺ - obvykle pouze v jednotkách mg · l⁻¹.

2.1.8 Kyselé deště

Jelikož srážková voda je pouze velmi slabě mineralizována, má nízký obsah hydrogenuhličitanů a její neutralizační kapacita je nepatrná., pohybuje se pH srážkových vod obvykle v rozmezí 5 - 6. V průmyslových oblastech, kde je atmosféra silněji znečištěná oxidy síry, sulfanem a oxidy dusíku dochází ke vzniku minerálních kyselin a poklesu pH. Již malý obsah SO₂ a SO₃ způsobí okyselení srážek na hodnoty pH nižší než 4 - tzv. kyselé deště. Ze starších údajů vyplývá, že pH atmosférických vod se v první polovině 20. století pohybovalo okolo hodnoty 5,5, přitom nebylo nižší než 5,0. V současné době se běžně zjišťují hodnoty v rozsahu 4,0 - 4,5, za bouřek 3,0 - 4,0. Ojedinele byly naměřeny i hodnoty pod 3,0. Hodnota pH srážkových vod kolísá nejen místně, ale i v průběhu roku. Nejnížší bývá v období topné sezóny. Kyselé deště mají celou řadu negativních dopadů na životní prostředí.

Vliv na vody a vodní organismy - kyselé deště mohou být i příčinou snížení pH některých povrchových vod s nízkou neutralizační kapacitou - např. horská jezera napájená sněhovou vodou. Okyselení vody vyvolává úhyn ryb, snížení jejich reprodukce, deformaci kostry a zvýšenou akumulaci těžkých kovů. Dále vyvolává u vodních organismů zvýšení propustnosti buněčných membrán a tím i snížení obsahu solí v plasmě a snížení pH krve. Zároveň může dojít i k inhibici funkce hemoglobinu v krvi a k potlačení funkce některých enzymů.

Vliv na půdu - půda je ochuzována o výměnné kationty ze sorpčního komplexu jejich náhradou za H⁺ a okyseluje se, je mobilizován doposud v půdě pevně vázaný hliník. Nízké pH půdy se upravuje vápněním. Vápenaté ionty však z půdního sorpčního komplexu vytěsňují hořčík a dochází k trvalému hořčíkovému deficitu v půdě, rostlinách a v celém potravinovém řetězci.

Vliv na rostliny - kyselé deště působí negativně především na růst a vývoj dřevin, které jsou citlivé na dlouhodobé účinky znečištěného ovzduší, protože rostou pomalu. Ovlivňují nejen zdravotní stav jednotlivých stromů, ale i strukturu lesa. Narušuje se přirozená rovnováha v mezidruhové konkurenci a začínají převládat odolnější druhy. Tyto vlivy se více projevují u jehličnatých stromů. Dochází postupně k oslabování stromů nedostatkem živin i přímým působením toxických látek, ke snižování klíčivosti semen, poškození koruny, opadávání jehličí, snižování odolnosti proti suchu, mrazu i škůdcům, poškození kořenového systému a usychání stromu. V Krušných horách začalo v 70. letech docházet k plošnému hynutí lesů, které dosáhlo obrovských rozměrů. Téměř polovina lesů prakticky uhynula. Následně docházelo k dalším škodám jak v krajině samotné, tak i ve vodním režimu. Mrtvé lesy nedokázaly udržet vodu, která z hor odtékala ve velmi krátké době. Vysychání a nedostatečný vegetační pokryv nemohou zabránit větrné a při větších deštích ani vodní erozi. Stejně příznaky se o několik let později začaly projevovat i v Krkonoších, Jizerských horách, Orlických horách, Beskydech a Jeseníkách.

Vliv na lidské zdraví - přímý negativní vliv kyselých dešťů na lidské zdraví nebyl prokázán. pH 3,0 je ještě v mezích tolerovaných pokožkou. Nebezpečný je však vliv zvýšeného obsahu oxidů síry a dusíku na horní cesty dýchací. Nepřímo však kyselé deště působí prostřednictvím vody a půdy, ze kterých se pak dostává do potravního řetězce vyšší obsah těžkých kovů.

Srážková voda není vhodná k pití ani svým chemickým složením, ani senzorickými vlastnostmi. Pokud je nutné použít ji jako vodu pitnou, musí se alespoň desinfikovat, protože může obsahovat značné množství mikroorganismů. Atmosférickou vodu je možno s výhodou používat pro některé průmyslové účely, kdy je třeba voda málo mineralizovaná.

Srážková voda po spadu na zem se částečně odpaří, částečně vsákne a částečně odteče. V našich klimatických podmínkách je obvykle nejvyšší výpar, a to výpar z půdy, z vodních ploch a z rostlin, tzv. transpirace. V lesnatých oblastech obvykle transpirace převažuje nad ostatními typy výparu. Vsakování vody závisí na typu půdy, na ročním období (v zimě je

vsakování malé) a na intenzitě srážek (přívalové deště - většina vody odtéká). Těmito procesy ze srážkové vody vznikají dva nové druhy vod, voda podzemní a voda povrchová.

Kontrolní otázky a příklady:

1. *Vyjmenujte a charakterizujte vznik horizontálních a vertikálních srážek.*
2. *Vysvětlete, proč krupobití vzniká v letním období.*
3. *V zimě po dlouhých mrazech dojde náhle k proniknutí teplého vzduchu. Co se stane a proč?*
4. *Celkový měsíční úhrn srážek byl 47,2 mm. Kolik vody spadlo na území o ploše 159,5 km².*
5. *Plocha povodí byla pomocí metody polygonů rozdělena na dílčí plochy, které jsou charakterizovány 6 srážkoměrnými stanicemi. Výsledky jsou uvedeny v tabulce:*

Stanice	A	B	C	D	E	F
Plocha povodí [km ²]	13,6	25,3	9,7	31,1	25,0	14,6
Úhrn srážek [mm]	27,3	19,1	17,6	22,2	25,0	16,4

Vypočítejte celkový úhrn srážek v povodí a průměrné srážky v povodí ve sledovaném období.

6. *V době od 15,25 do 16,07 hod napršelo 22,7 mm srážek. Určete intenzitu srážek a vydatnost deště, jestliže uvedený déšť odpovídá území o rozloze 19,3 km².*
7. *Jak často se v dlouhodobém průměru opakuje déšť s periodicitou 0,125; 0,02; 5?*
8. *Z ombrogramu na obr.2.3 určete od kdy do kdy přišlo, kdy byla největší intenzita srážek, určete tuto intenzitu.*

2.2 Podzemní vody

Jako **podzemní voda** se označuje veškerá voda pod povrchem země. Tvoří podzemní hydrosféru a vyplňuje prostory uvnitř hornin. Zásoby podzemní vody se doplňují průsakem z povrchu - infiltrací (**infiltrovaná** voda) nebo kondenzací vodních par v půdě (**vadózní** vody), a kondenzací vodních par z chladnoucího magmatu (**juvenilní** vody). Nejvýznamnějším způsobem doplnění zásob podzemní vody je způsob první.

Podzemní vody se dělí na :
 - **vody půdní**
 - **podzemní vody prosté**
 - **minerální vody**

Vlastnosti půdního prostředí rozhodujícím způsobem ovlivňují kvalitu i kvantitu podzemní vody. Horniny nepropustné (především jíly, slíny a břidlice) zabraňují pohybu vody v půdním profilu. Jíly jsou samy schopny pohltnout značné množství vody, váží ji kapilárními silami, a poté se stanou prakticky nepropustnými. Pískovce, vápence, křída, hlíny, rašelina a zeminy s nižším obsahem jílovitých částic než 25% jsou řazeny k horninám propustným, voda jimi tedy snadno prostupuje.

Horniny narušené zvětráváním se v pedologii nazývají zeminy. V nevrchnější vrstvě na rozhraní s atmosférou, hydrosférou a biosférou, fyzikálními, chemickými a biologickými pochody - zvětráváním - vzniká nový přírodní útvar - půda.

2.2.1 Půdní voda

Pojmenování půdní voda patří vodě vyskytující se v půdním profilu - převážně v provzdušněném - aeračním pásmu, někdy i souvislé podzemní vodě s hladinou v rozmezí hloubky půdního profilu nebo pod půdním profilem, pokud z ní vztlínající voda do půdního

profilu významněji zasahuje. Je to termín, pro označení veškeré vody v půdě ve skupenství plynném, kapalném i pevném. Existuje těsná souvislost systému půda - voda - vegetace. Půdní voda je hybnou silou různých fyzikálních, chemických, fyzikálněchemických, biochemických a biologických pochodů, které v půdě probíhají. Voda působí svými účinky dispergačními, rozpouštěcími, hydrolytickými a translokačními. Fyziologický význam vody je v tom, že je nenahraditelným životním faktorem pro rostliny a edafon. Jejím prostřednictvím organismy přijímají potřebné živiny.

Voda se dostává do půdy hlavně infiltrací z atmosférických srážek a vzezováním z povrchových vod, vztlínáním z hladiny podzemní vody a kondenzací vodních par. Umělým zdrojem je závlaha. Biologická účinnost vody závisí na jejím množství (vlhkosti půdy) a na energetických poměrech, které ovlivňují její pohyblivost a dostupnost rostlinám.

Vlhkost půdy se zjišťuje gravimetricky vysoušením půdy při 105°C.

$$\text{rel. vlhkost} = \frac{m_{\text{čerst}} - m_{\text{vysuš}}}{m_{\text{čerst}}} \quad [\%]$$

Vyjadřuje se v hmotnostních procentech jako poměr hmotnosti vody vztažený k hmotnosti původního půdního vzorku (výsledek je vždy <100%) nebo k sušině půdy (výsledek může u humózních půd nabývat i hodnot vyšších než 100%), nebo v procentech objemových, jako poměr objemu vody k objemu půdy (výsledek je < 100%). Tento způsob měření vyžaduje speciální postup, odběr neporušeného vzorku a dává též představu o pórovitosti půdy.

Voda je v půdě vázána různými silami a podle působení těchto sil ji rozdělujeme na:

- adsorpční vodu - vázanou adsorpčními silami půdních a horninových částic různého původu (fyzikální adsorpce, chemisorpce). Tyto síly mají malý dosah, jsou však značně veliké. Nejsilněji vázaná voda přímo na povrchu pevných částic tvoří **vodu hygroskopickou**. Tato voda dosahuje 15 – 20% u jemnozrnných jílovitých půd, avšak není *přístupná rostlinám*, adsorpční síly jsou větší než sací síly kořenového systému rostlin. Vnější vrstva adsorpční vody se nazývá **voda obalová**. Ta je už vázána slabšími silami

- **kapilární vodu** - molekuly vody se dostanou z dosahu adsorpčních sil a ty jsou nahrazeny silami kapilárními - silami na rozhraní pevné, kapalně a plynné fáze. Jsou výsledkem kombinace kohezních sil mezi molekulami vody (povrchové napětí a tlak) a adhezními silami mezi molekulami vody a molekulami pevné fáze (smáčení). Projevují se zakřivením hladiny do menisků. Pokud hmotnost vody a průměr kapilárních pórů jsou natolik malé, že vliv gravitace je proti kapilárním silám zanedbatelný, může voda vztlínat proti směru gravitačních sil. Jako mezní hodnota pórů, ve kterých působí ještě kapilární síly se uvádí *průměr 0,01 - 0,02 mm*. Kapilární voda vzniká vztlínáním z hladiny podzemní vody a průsakem z povrchu. Je-li porušena spojitost vodního sloupce s hladinou podzemní vody, hovoříme o zavěšené vodě.

- **gravitační vodu** - vyskytuje se ve vegetačním profilu pouze krátkou dobu, nekapilárními póry prosakuje hlouběji do půdního profilu a odnáší se sebou rozpuštěné a dispergované látky z povrchových vrstev do spodiny. Při průsaku vyplňuje kapilární póry a zůstává v profilu jako voda kapilární. Narazí-li na nepropustnou vrstvu, hromadí se nad ní, vyplňuje téměř všechny póry a vytváří souvislou podzemní vodu, shora omezenou hladinou podzemní (spodní) vody. Podzemní voda nahromaděná nad nepropustným horizontem je jím "podpírána", proto se označuje jako gravitační **voda podepřená**.

Tab. 2.4 Klasifikace propustnosti půd podle koeficientu hydraulické propustnosti [6]

Klasifikace propustnosti	Koeficient hydraulické propustnosti	
	[cm.hod ⁻¹]	[cm.den ⁻¹]
1. velmi nízká	<0,125	<3,0
2. nízká	0,125 - 0,5	3,0 - 12,0
3. středně nízká	0,5 - 2,0	12,0 - 50,0
4. střední	2,00 - 6,25	50,0 - 150,0
5. středně vysoká	6,25 - 12,50	150 - 300
6. vysoká	12,5 - 25,0	300 - 600
7. velmi vysoká	> 25,0	> 600

Voda kapilární a gravitační je *přístupná rostlinám*. Množství kapilární vody v půdě závisí na množství a distribuci pórů. Obecně platí, čím větší póry se v půdě vyskytují, tím rychleji se voda z půdy dostává. Půdy s malými póry (např. jílovité) se po nasycení vodou stávají prakticky nepropustnými. Pro klasifikaci propustnosti půd byl zaveden koeficient hydraulické vodivosti půd - K. Jedná se o rychlost průtoku vody neporušeným sloupcem zeminy v [cm.hod⁻¹] nebo [cm.den⁻¹]. Klasifikace propustnosti půd podle koeficientu hydraulické vodivosti je uvedena v tabulce

Podpovrchové vody můžeme třídit i z hlediska hydrologického podle způsobu výskytu. Podpovrchová voda v *zóně aerace* (provzdušnění) tvoří především *vlhkost půdy*. V dutinách a pórech je i vzduch a vlhkost obsažená ve vzduchu. Podpovrchová voda v *zóně nasycení* označujeme jako *vody podzemní*. Ty které mají hladinu spojenou s atmosférou, tlak na hladině je atmosférický, musí se na povrch čerpat nazýváme *vodami freatickými (s volnou hladinou)*, vody, které jsou pod hydrostatickým tlakem nadloží, při navrtání samy tryskají na povrch, nazýváme *vodami artézskými (s hladinou napjatou)*.

Podzemní vody, které vyplňují rozpukané horniny (*vodonosné horniny, zvodnělé vrstvy*) jsou *vody puklinové*. Zvětrávající horniny jsou nejčastějším a nejvydatnějším zdrojem podzemních vod. Podzemní vody, které se nacházejí v přirozených kavernách, dutinách vytvořených dynamickou a agresivní činností vody ve vápencích, dolomitech jsou *vody krasové*.

2.2.2 Hydrolimity

V hydrologii, pedologii a dalších aplikovaných oborech je stanovována celá řada ukazatelů, tzv. *hydrolimity*. Hydrolimity kvantitativně a jednoznačně charakterizují daný stav půdy a její vlastnosti v souvislosti s vodou. Jsou hydrolimity významné pro stanovení fyzikálních vlastností půdy, hydrolimity zemědělské, stavařské atd.

Mezi nejdůležitější hydrolimity patří *bod vadnutí*. Určuje se jako vlhkost půdy, při které začínají testované rostliny vadnout (nemají již žádnou přístupnou vodu v půdě), ale po zalití se opět vzpamatují. Jako restované rostliny se obvykle používá ječmen.

Velké množství hydrolimitů se určuje pomocí tzv. Kopeckého válečků, kovových válečků o objemu 100 ml pro minerální půdy, 200 ml pro půdy humusové a rašelin. Válečky vyřiznou z půdy příslušnou část. půda se nechá úplně nasát a zvaží se, poté se voda postupně odsává na filtračním papíru a na závěr se váleček s půdou vysuší při 105°C, a ze sušiny se stanoví měrná hmotnost půdy. Z jednotlivých vážení a výsledků se stanoví např. *maximální kapilární kapacita, objem pórů a jejich rozdělení podle průměru – kapilární, semikapilární a nekapilární, vzdušnost, polní kapacita* atd. V pedologii se tento rozbor označuje jako

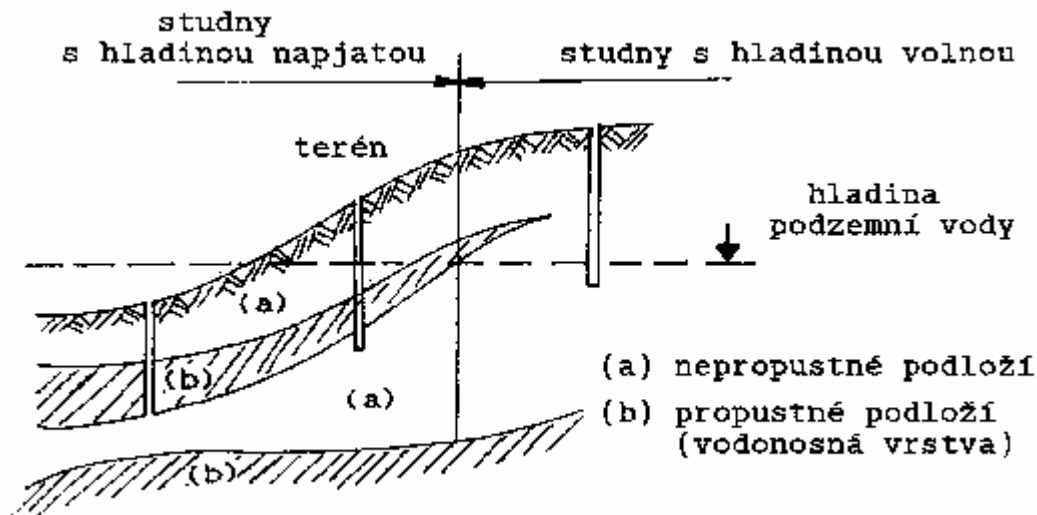
zkrácený fyzikální rozbor. Dalším významným hydrolimitem je výše uvedený **koeficient hydraulické propustnosti**, který popisuje, jakou rychlostí se voda v půdě pohybuje. Pro stavební práce jsou důležité **meze plasticity a ztekucení**, které určují, při jaké vlhkosti se mění mechanické vlastnosti půd.

2.2.3 Podzemní vody prosté

Jako prostou podzemní vodu označujeme vodu s obsahem rozpuštěných látek nebo oxidu uhličitého pod $1\ 000\ \text{mg.l}^{-1}$. Je to voda, která se objevuje při běžných zemních pracích. Velmi často patří mezi zdroje kvalitní pitné vody. Podle úpravárenských kritérií je lze dělit do pěti kategorií jakosti. Mezi nejdůležitější kritéria z hlediska možnosti jejich úpravy na pitnou vodu patří pH, neutralizační kapacita, agresivita, rozpuštěné látky, obsah Fe, Mn, N-NH_4^+ , NO_3^- , NO_2^- , F^- .

1. Podzemní vody nevyžadující jinou úpravu než desinfekci
2. Agresivní vody vyžadující stabilizaci a desinfekci
3. Vody obsahující větší koncentrace Fe a Mn
4. Vody obsahující větší množství některých mikrobiogenních nebo toxických prvků jako F, NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- , těžké kovy atd.
5. Vody znečištěné odpadními vodami městskými nebo průmyslovými, ropnými látkami, pesticidy, tenzidy atd.

Podle umístění zdroje vody v profilu a podle propustnosti nadloží rozeznáváme vody s **hladinou volnou** (studny, vrty - voda se musí čerpat) a vody s **hladinou napjatou** (voda je pod tlakem krytá nepropustným nadložím, vyvěrá na povrch vrtem - *artézské studně*).



Obr. 2.9 Akumulace podzemní vody [3]

2.2.4 Minerální vody

Z prosté podzemní vody se stává minerální voda překročením limitních obsahů rozpuštěných látek a plynů (více než $1\ 000\ \text{mg.l}^{-1}$). Nejčastěji se používá hlediska balneologického. Základní pojmy a dělení je uvedeno v ČSN 86 8000 "Přírodní léčivé vody a přírodní minerální vody stolní".

1. **Za přírodní minerální vody** se považují vody, které při vývěru obsahují v 1 l více než 1 g rozpuštěných tuhých látek nebo více než 1 g rozp. CO_2 .

2. **Za přírodní léčivé vody** se považují vody, které mají vzhledem ke svému chemickému složení a fyzikálním vlastnostem vědecky prokázané a pro lidské zdraví tak užitečné účinky, že je v obecném zájmu, aby jich bylo používáno k léčebným účelům.

3. **Za přírodní minerální vody stolní** se považují vody, které svým chemickým složením, fyzikálními a senzorickými vlastnostmi jsou vhodné jako osvěžující nápoje a které obsahují v 1 l nejméně 1 g rozpuštěného CO_2 a nejvýše 6 g rozpuštěných tuhých látek. Tyto látky se nevyznačují výraznými farmakologickými účinky.

Minerální vody se klasifikují podle obsahu rozpuštěných plynů, celkové mineralizace, převládajících kationtů či aniontů, biologicky a farmakologicky významných součástí, radioaktivity, teploty při vývěru a osmotického tlaku.

Dílčí klasifikace podle obsahu rozpuštěných plynů : Vody obsahující při vývěru více než 1 g.l^{-1} volného oxidu uhličitého se nazývají vody uhličitě nebo kyselky. Při těchto koncentracích se CO_2 uvolňuje i v chladném počasí. Vody obsahující při vývěru více než 1 mg.l^{-1} síry jako H_2S , HS^- nebo $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ se nazývají vody sirsí, vody obsahující při vývěru více než 5 mg.l^{-1} jodidového aniontu se nazývají vody jodové nebo jodidové, vody obsahující při vývěru více než 10 mg.l^{-1} jsou vody železnaté, vody obsahující při vývěru více než 0,7 mg.l^{-1} arsenu jsou vody arsenové. Činí-li radioaktivita minerální vody způsobená radonem nejméně 1 370 Bq.l^{-1} , nazývá se taková voda vodou radonovou. Radioaktivita některých vod v Jáchymově dosahuje až 10 kBq.l^{-1} . Vody jejichž teplota při vývěru je vyšší než 25°C se označují jako termální vody (teplíce, termy).

2.2.5 Utváření minerálních vod

Podle způsobu utváření minerálních vod je dělíme na minerální vody **kontinentálního původu** (tvoří se při oběhu podzemní vody, doplňovaném průsakem s povrchu země), **fosilní mořské vody** (vzniklé uzavřením mořské vody nepropustným sedimentem, obsahují vyšší obsah solí, jodidů a bromidů) a vody **ropného původu** (jsou tvořeny směsí mořské vody a vody vytěsněné z organických zbytků živočichů a rostlin během jejich rozkladu. Tyto vody obsahují malé množství síranů, téměř všechny byly zredukovány sírnými bakteriemi, které se v těchto vodách hojně vyskytují, zbarvují vody do žluta. Ropné vody jsou tedy charakteristické vysokým obsahem sulfanu. Přítomnost sírných bakterií ve vodách vrtů nebo pramenů je důležitým vodítkem při petrochemickém průzkumu).

Při výronu minerálních vod dojde k prudké změně fyzikálních a chemických rovnováh, a tedy i ke změně složení. Unikají rozpuštěné páry (únikem CO_2 dochází k porušení uhličitánové rovnováhy a vysrážení uhličitánu vápenatého), při styku se vzduchem dochází k oxidaci $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ a tím i ke snížení rozpustnosti solí a jejich vypařování z vod. atd. Důsledkem těchto změn dochází k tzv. sintrování tj. vylučování zřídelných sedimentů. Nejčastěji se vylučuje CaCO_3 , hydratovaný oxid železitý ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) a hydratovaný oxid křemičitý - jako opál. V menší míře se vylučují CaSO_4 , hydratované oxidy manganu, síra a další.

2.2.6 Výskyt podzemních vod [3]

Nejvydatnější a na vodu nejbohatší jsou vrstvy úlomkovitých nestmelených hornin (písků, štěrků, štěrkopísků), které byly vytvořeny ve čtvrtohorách pohybem ledovců. Vznikly tak **glaciální vrstvy**, mnohdy dosahující mocnosti až několika set metrů.

Na našem území mají největší význam nános **aluviální**, uložené tekoucí vodou. Jsou výsledkem dlouhodobé erozní a sedimentační činnosti tekoucí vody. Mocnost těchto vrstev stoupá po proudu a dosahuje desítek až stovek metrů.

Pramen je místně omezený přirozený výtok podzemní vody na zemský povrch. Zpravidla se vyskytuje tam, kde zvodnělá vrstva protíná terén, na místech styku dvou vrstev s rozlišnou propustností. Tam, kde je hornina rozpukaná, pozorujeme *rozptýlené prameny*, jinak pozorujeme *prameny soustředěné*.

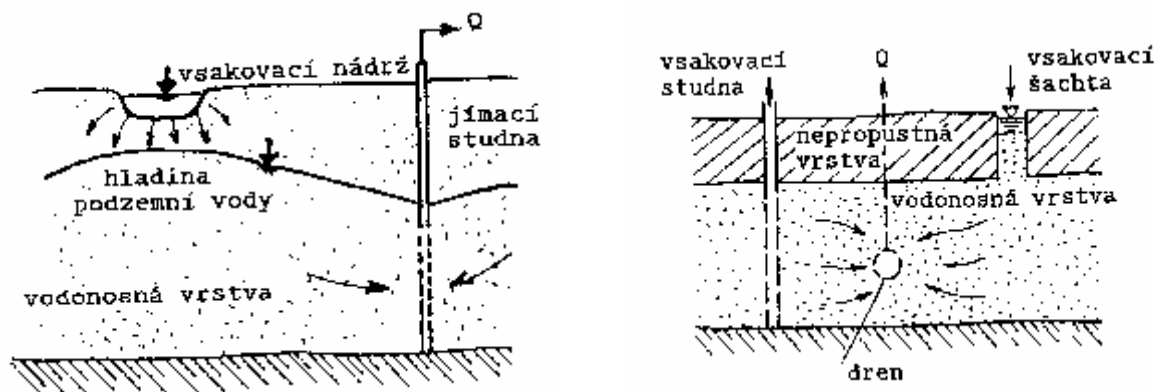
Prameny sestupné vznikají výronem vody po nepropustné podložní vrstvě vlivem gravitačních sil, voda volně vytéká na ze země. *Prameny výstupné* vznikají tlakem nadloží nebo tlakem plynů a voda je vytlačována na povrch. Kromě uvedených pramenů existuje ještě pramen *periodický*, u kterého dochází k přerušovanému vývěru. Po určitém období vždy když se pramen naplní nebo naroste tlak, dochází k vývěru na povrch. Pokud je tlak způsoben plyny a vývěr je bouřlivý, hovoříme o *gejzíru*.

Velmi důležitou charakteristikou pramenů je jejich *vydatnost a stálost*. Vydatnost pramenu nebo vrtu se zjišťuje pomocí *čerpacích zkoušek*, při nichž se zjišťuje pokles hladiny podzemní vody v průběhu dlouhodobého čerpání a pokles tlaku ve vrtu a v jeho okolí. Sleduje se samozřejmě i stálost kvality vody.

2.2.7 Infiltrace

Infiltrace se obecně rozumí převádění povrchové vody do vody podzemní. Množství infiltrované vody závisí na filtračních vlastnostech půdy a na tloušťce filtrační vrstvy. Můžeme podle tlakových poměrů infiltraci dělit na *tlakovou a volnou (beztakovou)*. Z hlediska zvyšování množství vodních zdrojů je možno hovořit o infiltraci *břehové*. Jímací objekty jsou umístěny podél povrchových toků. Břehová infiltrace je způsobena především poklesem hladiny podzemních vod v důsledku jejich čerpání. Povrchová voda se zbavuje nerozpuštěných látek, organického znečištění a obohacuje se o látky anorganické.

V případě *přímé umělé infiltrace* je voda převáděna na vsakovací nádrže, studny nebo plochy, pod kterými je systém čerpacích vrtů. Infiltrovaná voda je částečně vyčištěna, obohacena o minerály a posléze odčerpávána a vedena na úpravnu.



Obr. 2.10 Infiltrace ze vsakovací nádrže (vlevo) a vsakovací studny (vpravo) [8]

Kontrolní otázky a příklady:

1. Vypočítejte vlhkost půdy, byla-li hmotnost odebraného čerstvého vzorku 58,6 g a po vysušení vzorek vážil 44,2 g.
2. Která půda bude mít vyšší bod vadnutí a proč; hlinitá, písčítá, jílovitá.
3. Vysvětlete rozdíl mezi gravitační a kapilární vodou.
4. Proč voda z artézských studní tryská.
5. Do jaké výšky lze čerpat vodu sacím čerpadlem?
6. Čím je omezena výška čerpání při použití čerpadla tlačného?
7. K čemu slouží umělá infiltrace povrchové vody? Uveďte příklad, kde se této metody používá ve velkém.
8. Vyjmenujte 5 druhů stolní vody, minerální vody stolní a minerální vody léčivé..

2.3 Povrchová voda

Označují se tak všechny vody, které se vyskytují na zemském povrchu. Povrchová voda je odtékající nebo zadržovaná v přirozených nebo umělých nádržích na zemském povrchu. Vzniká ze srážek, z výronů podzemních vod nebo tání ledovců. Převládajícím zdrojem povrchové vody v ČR jsou srážky.

Vodní útvar přijímající vodu z určitého povodí se nazývá **vodní recipient**. Vzniká buď přirozenou cestou nebo uměle - zásahem člověka. Voda v recipientu je stojatá nebo tekoucí. Podle toho rozlišujeme:

1. Vody stojaté

- a) přirozené (moře a oceány, jezera, mokřady, močály)
- b) umělé (rybníky, přehradní nádrže)

2. Vody tekoucí

- a) přirozené (potoky, bystřiny, řeky, veletoky)
- b) umělé (kanály, průplavy)

Podle lokality se povrchové vody dělí na:

- povrchové vody kontinentální
- vody mořské

Na základě měření Mezinárodní hydrologické dekády (1965 - 1975) obsahuje světový oceán 1 338 000 km³ vody, tj. asi 96,5 % veškeré zásoby vody na Zemi.

Kontinentální povrchové vody vznikají z atmosférické a podpovrchové vody. Jejich chemické složení je určeno především reakcemi mezi atmosférickou vodou, půdou a horninami. Stále více je toto složení ovlivňováno lidskou činností. Povrchové vody zásobené podzemními vodami jsou obecně více mineralizovány, při převaze atmosférických vod je mineralizace nižší. Vody vytékající z rašelinišť jsou obvykle méně mineralizovány, mají nižší pH, obsahují však větší množství huminových látek, a jsou proto zbarveny do žluta až žlutohněda. Uvedené zdroje, klimatické podmínky, složení geologických vrstev, složení přítoků a další vlivy určují charakter, složení a vlastnosti povrchových vod. Mezi další faktory patří i lidská činnost - odpadní vody městské i průmyslové, splachy z polí aj.

2.3.1 Složení povrchových vod

Složení povrchových vod je ovlivněno *poměry geologicko-geografickými, hydrologicko-klimatickými, půdně-botanickými a antropogenní činností*, a mění se s časem. Krátkodobé změny v mineralizaci jsou způsobeny převážně hydrologickými poměry. Dlouhodobé změny ve složení povrchových vod jsou způsobeny antropogenní činností spočívající v chemizaci zemědělství, urbanizaci a industrializaci. U kationtů dochází k nárůstu obsahu sodíku, u aniontů síranů a dusičnanů. Postupně klesá koncentrace hydrogenuhličitanů. Významnější pokles hodnoty pH a zároveň i neutralizační (tlumivé) kapacity může být způsoben do jisté míry i tzv. **kyselými dešti**. Tuto příčinu je však nutné odlišovat od dalších možných příčin spočívajících v odvodnění rašelinišť a mokřadů, odkrytí huminových půd při změně v pěstění lesa a dalších lidských zásazích.

Složení povrchových vod se mění jak po délce, tak i po šířce toku (rozdíl však bývá významný pouze u veletoků) a u nádrží závisí i na hloubce. Mineralizace během toku vzrůstá.

Hlavní kationty v našich běžných přírodních povrchových vodách jsou Ca, Na, K, Mg. Menší obsahy vykazují kationty amonné a Fe.

Hlavní anionty v našich vodách jsou uhličitany a hydrogenuhličitaný, sírany, chloridy a dusičnany. Menší obsahy vykazují pak fosforečnany, popř. organické kationty.

Při chemickém rozboru by pak měly výše uvedené kationty a anionty být v rovnováze. Pro správnost základního chemického rozboru potom platí vztah [5] pro absolutní hodnotu rozdílu obsahu kationtů (Ca, Mg, K, Na) a aniontů (HCO_3^- , CO_3^{2-} , Cl^- , SO_4^{2-} a NO_3^-):

$$|c(\text{anionty}) - c(\text{kationty})| \leq 0,1065 + 0,0155 \cdot c(\text{anionty})$$

Uvedené koncentrace jsou koncentrace látkové a jsou vyjádřeny obvykle v $[\text{mmol} \cdot \text{l}^{-1}]$.

Obsah rozpuštěných látek v povrchových vodách se obvykle pohybuje v desítkách až stovkách $[\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}]$. Obsahy přesahující $500 \text{ mg} \cdot \text{l}^{-1}$ jsou výjimkou.

Obsah nerozpuštěných látek se pohybuje u čistých vod v jednotkách až desítkách $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$. V období velkých vod se zvyšuje až na stovky $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Nerozpuštěné látky se usazují u dna, na klidných místech toku mohou tvořit nánosy, tzv. *kalové lavice*.

Obsah rozpuštěného kyslíku je ovlivněn teplotou vody, stupněm rozkladu organických látek, intenzitou fotosyntézy a dalšími vlivy. V neznečištěných tocích činí obvykle 85% - 95% nasycení. Kyslíkem se voda přesycuje v peřejích a životní činností řas v letních měsících, které ve dne produkují kyslík. V létě se obsah kyslíku obvykle pohybuje v rozmezí 8 - 12 $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$, v zimě 6 - 8 $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Ve znečištěných vodách obsah kyslíku může značně poklesnout, v extrémních případech až na nulu.

Obsah CO_2 : Na rozdíl od podzemních vod je obsah CO_2 poměrně malý, pouze jednotky $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$. Tvoří se biologickým rozkladem organických látek. Při slunných letních dnech jeho obsah asimilací vodních rostlin klesá i k nule. V zimním období jeho obsah roste.

pH kolísá podle obsahu hydrogenuhlíčanů a volného CO_2 ve vodě, a tedy i v závislosti na roční i denní době. V zimě bývá nižší, v létě, když při slunečném počasí spotřebují rostliny veškerý CO_2 , může pH dosáhnout hodnoty 9,5 i vyšší. Hodnota pH může klesnout pod 4 i vlivem huminových látek.

Obsah Ca a Mg je obvykle nízký, max. stovky $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$, společně tvoří tzv. tvrdost vody, která se uvádí v $[\text{mmol} \cdot \text{l}^{-1}]$. Je-li tvořena uhličitany a hydrogenuhlíčitany, hovoříme o tvrdosti přechodné, v případě síranů a chloridů – tvrdost trvalá.

Obsah dusíku - amoniakálního (N-NH_4^+) se pohybuje v čistých vodách v setinách až desetínách $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$, ve znečištěných vodách v jednotkách $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$.

- *dusitanového (N-NO_2^-)* se pohybuje v setinách až desetínách $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$

- *dusičnanového (N-NO_3^-)* v čistých vodách dosahuje jednotek $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$, tendence vzrůstu obsahu - přírůstek ze srážkových vod a především splachy z polí a nitrifikací amoniakálního dusíku.

Obsah fosforu - obvykle nepřesahuje desetiny $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$, limitující faktor eutrofizace vody, jeho zdroji jsou splachy z polí a splaškové odpadní vody - prací prášky.

Organické látky v povrchových vodách jsou jednak přirozeného původu (huminové látky, látky vznikající životní činností organismů), jednak původu umělého (splaškové a průmyslové odpadní vody). Obsah organických látek vyjadřujeme jako CHSK_{Mn} , CHSK_{Cr} a BSK_5 . Hodnota CHSK_{Mn} a BSK_5 se u čistých vod pohybuje v jednotkách $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ u silně znečištěných vod vzrůstají hodnoty na desítky $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$. CHSK_{Cr} bývá až třikrát vyšší než CHSK_{Mn} . Organické látky mají ve vodách schopnost vázat kovy do komplexů.

2.3.2 Znečištění povrchových vod

Povrchové vody jsou zdrojem pitné a užitkové vody a současně recipientem odpadních vod splaškových i průmyslových. Vlivem znečišťování se porušuje biologická rovnováha ve

vodách a tím jejich samočistící schopnost. Záleží jak na množství a složení vod odpadních, tak i na množství a kvalitě vody v recipientu. Vliv odpadních vod se posuzuje podle účinků a změn chemických, biologických a estetických, stupněm poškození veřejných zájmů. Nejvýznamnějším negativním projevem je úhyn ryb (pokud v toku žijí), výskyt pěny nebo barvy vody. Znečištění se projevuje i nánosy, změnou chemického složení, bakteriálním znečištěním, poškozením biologického stavu (rovnováhy), změnami fyzikálních vlastností. Ke znečištění povrchových vod dochází i další lidskou činností - zemědělskou výrobou, haváriemi, nekázní atd.

Znečišťující látky z hlediska jejich vlivu na kvalitu povrchových vod lze rozdělit do tří skupin:

1. látky působící přímo toxicky nebo způsobující senzorické závady - kyanidy, amoniak, barevné látky, tenzidy
2. látky ovlivňující kyslíkovou bilanci - splaškové vody, odpadní vody z potravinářského průmyslu, ropné látky tvořící film na povrchu atd.
3. látky "inertní" (rozpuštěné i nerozpuštěné netoxické látky) - jílovité částice, chlorid sodný atd.

Pod pojmem **škodlivé látky** se zahrnují látky působící přímo toxicky, látky zhoršující senzorické vlastnosti vody a látky odčerpávající kyslík z vody. Proto je nutno rozlišit škodlivost z hlediska **toxického, senzorického a z jiných důvodů**. Určitá látka může působit i z více hledisek. Mnoho organických látek zhoršuje senzorické vlastnosti hluboko pod prahem toxicity (některé pesticidy, ropné látky atd.).

Nejvýše přípustné koncentrace (NPK) určuje množství látky, které **nesmí** být ve vodě překročeno. Rozlišujeme NPK toxického působení, NPK senzorického působení a NPK nepřímého škodlivého působení.

2.3.3 Klasifikace povrchových vod podle čistoty

Klasifikací toků se rozumí normované rozřídění toků podle jakosti. **Parametry jakosti vody** charakterizují jakost vody číselně nebo slovně, vyjadřují fyzikální stav, chemické složení a biologické osídlení vody. Dělí se na **individuální** (např. obsah H_2S , Fe, Mn ...) a **skupinové** (BSK, CHSK, rozpuštěné látky atd.). Pro praktickou potřebu se parametry sdružují do **kriterií**. Například kriteriem kyslíkového režimu je soubor ukazatelů Obsah rozpuštěného kyslíku a stupeň nasycení, BSK₅, CHSK_{Mn}, teplota, saprobita a obsah sulfanu. Mezní hodnotou ukazatele kvality je **normativ**. Pro hodnocení kvality vod byly vytvořeny soubory odstupňovaných normativů, které se nazývají **klasifikace**.

Podle ČSN 75 7221 "Klasifikace jakosti povrchových vod" se vody rozdělují do 5 tříd:

- I. třída - velmi čistá voda
- II. třída - čistá voda
- III. třída - znečištěná voda
- IV. třída - silně znečištěná voda
- V. třída - velmi silně znečištěná voda

Běžné hodnocení se provádí podle vybraných ukazatelů, které jsou podle důležitosti rozděleny do šesti skupin.

- **skupina A** - protože nejčastější příčinou znečištění jsou především organické látky, hodnotí se hlavně **kriterium kyslíkového režimu** - stanovuje se hlavně BSK-5, CHSK-Mn, CHSK-Cr a rozpuštěný kyslík.

- **skupina B** - **základní fyzikální a chemické ukazatele** - pH, teplota, rozpuštěné látky nebo konduktivita, nerozpuštěné látky, amoniakální dusík, dusičnanový dusík a veškerý fosfor.

- *skupina C - doplňující ukazatele* - vápník, hořčík, chloridy, sírany, aniontové tenzidy, nepolární extrahovatelné látky, organicky vázaný chlor.

- *skupina D - skupina rizikových prvků (těžkých kovů)* - rtuť, kadmium, arsen a olovo

- *skupina E - biologické a mikrobiologické ukazatele* - saprobní index [6], koliformní nebo fekální koliformní bakterie

- *skupina F - ukazatele radioaktivity* - celková objemová aktivita alfa, celková objemová aktivita beta

Jakost vody se klasifikuje na základě výsledků kontroly z delšího uceleného období (obvykle jeden až pět let).

Čistota chápaná z chemického hlediska se nemusí krýt s pojmem čistoty bakteriologické. I relativně velmi čisté vody mohou být nebezpečné z hlediska přenosu infekčních chorob. Proto se provádí bakteriologický rozbor vod. Nález koliformních bakterií poukazuje na možnost znečištění patogenními zárodky. Vysoký počet koliformních zárodků může být způsoben i přítomností látek, které tyto mikroorganismy potřebují jako živinu (např. odpadní vody z cukrovarů).

Nařízením vlády ČR č.171 ze dne 26.2.1992 byly stanoveny *ukazatele přípustného stupně znečištění vod*. Jsou závazné pro vodohospodářské orgány při povolování vypouštění odpadních nebo zvláštních vod. Vztahují se jak na maximální koncentraci látek ve vodách vypouštěných (ukazatele I.), tak i na kvalitu povrchových toků vodárenských i ostatních (ukazatele II a III). Pro určení jakosti vody jsou rozhodující především výsledky měření provedených při 355denním průtoku.

Ukazatele stanovené pro vodárenské toky (úseky vodních toků určené jako zdroj vody k hromadnému zásobování obyvatelstva pitnou vodou) musí být dodrženy na všech místech těchto toků. Ukazatele stanovené pro ostatní toky nemusí být dodrženy v místech, která určí vodohospodářský orgán. Je-li stupeň znečištění již horší než odpovídá některému ukazateli, je další znečišťování odpadními vodami v tomto ukazateli již *nepřípustné*.

Základní ukazatele (II), které nesmějí být překročeny při povolování vypouštění odpadních vod jsou:

1. biologický stav vyjádřený indexem saprobity $< 2,2$ u vodárenských toků a $< 3,2$ u
2. normální život pstruhovitých ryb ve vodárenských tocích a kaprovitých v ostatních
3. stav bez pachu ve vodárenských tocích a nádržích, slabě cizorodý u ostatních vod
4. stav, při němž nejsou patrné barevné změny ve vrstvě 20 cm pro vodárenské a 10
5. teplota do 20°C pro pstruhové a vodárenské toky a do 26°C pro ostatní povrchové
6. neporušená samočisticí schopnost povrchových vod
7. stav, při kterém nedochází k nadměrnému vývoji nežádoucích organismů (např.
8. stav povrchových vod, při němž nedochází k porušování hygienických požadavků
9. stav povrchových vod, při němž nedochází v důsledku škodlivého působení látek radionuklidů.

Základní ukazatele (I) - **ukazatele množství látek v povrchových vodách ve vodárenských a ostatních tocích jsou uvedeny v příloze 1.**

2.3.4 Samočištění

Samočištěním rozumíme souhrn přirozeně probíhajících fyzikálních, chemických a biologických procesů, kterými vody získávají svoji původní kvalitu.

Z *fyzikálních procesů* se na samočištění podílejí především usazování, koagulace, sorpce, ředění a odplavování sedimentů.

K *chemickým procesům* řadíme zejména oxidaci, neutralizaci a fotochemický rozklad.

Rozhodující roli v samočištění hrají však především **procesy biologické**. Podílejí se na nich různé organismy, jejichž činnost závisí na charakteru prostředí. Látky organického původu jsou substrátem pro nižší organismy, které se stávají potravou organismů vyšších. Současně probíhají rozkladné procesy při odumírání organismů. Uvedené procesy jsou převážně aerobní. Anaerobní procesy mohou probíhat převážně u dna nádrží a velkých toků. Anaerobní procesy jsou nežádoucí, jelikož svými produkty zhoršují kvalitu vody.

Rychlost samočištění ovlivňuje celá řada faktorů jako např. teplota, pH, redoxpotenciál, obsah kyslíku atd. Všechny uvedené procesy jsou vzájemně propojeny. V každém vodním toku i nádrži probíhá koloběh látek. Ve vodě se činnost všech skupin organismů (producentů, destruentů a konzumentů) vzájemně doplňuje a uzavírá koloběh živin. Do tohoto cyklu vstupuje znečištění. Společenstva organismů v souvislosti s fyzikálními a chemickými pochody je zapojují do koloběhu a z části ukládají do více či méně aktivních zásob. Základní procesy samočištění můžeme rozdělit na:

- **fyzikální**

- mechanické rozrušování velkých předmětů proudem a sunutím po dně
- usazování velkých částic
- odplavování pevných částic proudem
- vzplývání lehkých částic (tuky, polystyren, oleje atd.), jejich shlukování a
- sorpce na povrchu částic (jílovitých), shlukování jemných částic, jejich

- **chemické**

- chemická degradace hmot
- fotochemická oxidace látek
- neutralizace látek, využití tlumivé kapacity vod
- tvorba nerozpustných sraženin

- **biologické**

- anaerobní rozklad organických složek usazenin
- zpracování organických látek heterotrofními organismy. Patří sem například potrava
- zpracování minerálních živin rostlinami

Samočisticí procesy jsou ovlivněny řadou podmínek. I tak jednoduchý proces, jako je usazování písku na dně toku, má svůj limit. Dostoupí-li výška usazenin určité výšky, zúží se průtočný prostor natolik, že rychlost proudící vody další usazování v daném místě omezí.

Nejdůležitější součástí samočisticích procesů jsou především **aerobní biologické** procesy. Aerobní biologický rozklad organických látek je limitován obsahem volného kyslíku ve vodě. Nejdůležitějším zdrojem kyslíku ve vodě je atmosféra, za určitých podmínek jím může být i fotosyntéza. Vlivem sezónních (léto - zima) i denních (světlo - tma) podmínek obsah volného kyslíku ve vodě získaného fotosyntézou značně kolísá a nelze s ním při posuzování samočisticích schopností vody trvale počítat. Čím více rozložitelného znečištění ve vodě je, tím více kyslíku aerobní organismy spotřebují. Je-li znečištění příliš mnoho, může obsah volného kyslíku klesnout natolik, že uhynou ryby, posléze i společenstva aerobních organismů, rozhodujících pro samočištění. V takovém případě převládnu ve vodě potom anaerobní organismy, což se obvykle projeví hnilobným zápachem takových vod.

Ani při zdárně probíhajícím samočištění za aerobních podmínek nelze za určitých podmínek vyloučit obtíže. Např. při zatížení toku minerálními živinami může dojít k nadměrnému bujení řasových kolonií. V teplém období s dostatkem slunečního svitu je ve vodě dostatek kyslíku, žádné problémy nevystávají. Na podzim s úbytkem slunečního svitu a s poklesem teploty začnou řasy odumírat a stávají se potravou destruentů. Začnou představovat organické znečištění a mohou vyvstat potíže především v kyslíkovém režimu. Můžeme tedy konstatovat, že:

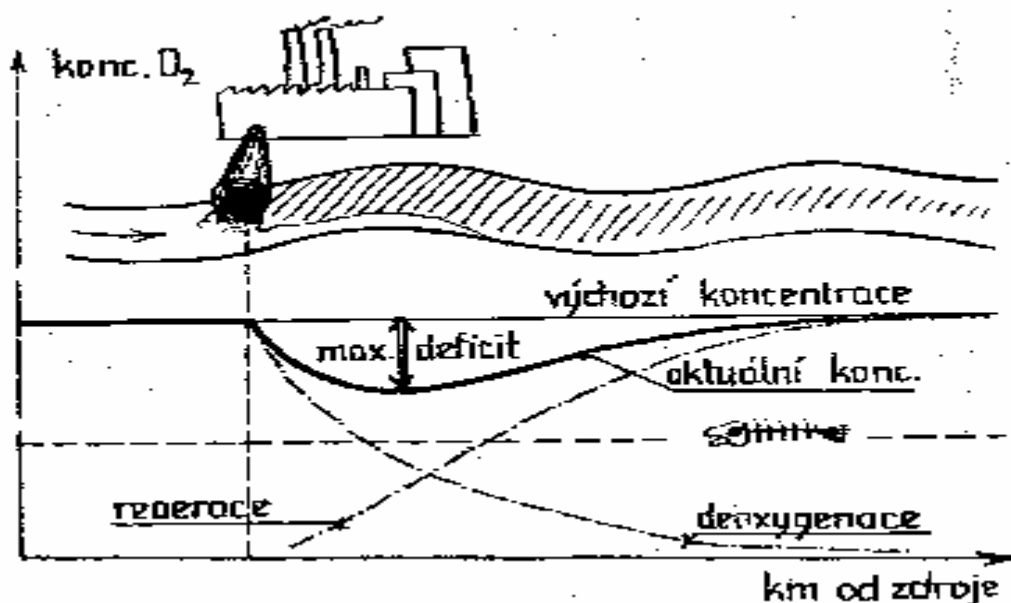
- každé znečištění, i když je zpracovávané samočisticími procesy, zvyšuje obsah látek

- překročení určitých mezí recipientu vede ke změnám v režimu samočištění a je

Běžné znečištění, pokud není vysloveně toxické, radioaktivní nebo tepelné, je dáno směsí organických a anorganických látek. Splachy s polí přinášejí převážně minerální živiny (N,P,K) a inertní nerozpustné půdní částice. Splašky, hnojívka, silážní šťávy, odpadní vody z potravinářského průmyslu apod. obsahují převážně organické znečištění a zatěžují recipient mnohdy i z hlediska pH. Obecně lze konstatovat, že odbourávání (katabolismus) je snazší než výstavba (anabolismus). Je-li vodní prostředí zatíženo směsí organického i anorganického znečištění, má přednost rozklad organické hmoty. Proto na potoku pod vesnicí nebo pod areálem živočišné výroby nacházíme nejprve šedobílé chomáče kolonií destruentů a teprve později zelené řasové porosty.

Na obrázku 2.11 je znázorněn průběh odbourávání organického znečištění v toku a s tím související kyslíkové poměry.

Pod zdrojem znečištění jsou organické látky rozkládány destruenty, což vede ke snižování obsahu volného kyslíku ve vodě (křivka deoxygenace). Reakcí na to je ovšem vzestup intenzity reaerace (obnova koncentrace volného O_2 přestupem z atmosféry - čím nižší obsah volného O_2 ve vodě, tím rychlejší je prostup hladinou). Se vzrůstající vzdáleností od zdroje znečištění ubývá ve vodě organického znečištění, samočisticí proces se zpomaluje, obsah volného O_2 se vrací na původní hodnotu. Při vyšších hodnotách znečištění nebo obsahují-li vody velké množství snadno biologicky odbouratelných látek, může dojít k rychlému odbourávání substrátu a aktuální koncentrace kyslíku ve vodě (na obrázku znázorňuje součet křivek deoxygenace a reaerace) může poklesnout v místě nejhlubšího průhybu pod určitou mezní hodnotu. Dosud převládající aerobní společenstva ustoupí anaerobním - voda tzv. *zahnije*. Začne zapáchat, dojde k úhynu ryb atd. Tento stav bude přetrvávat až do doby, kdy se opět kyslíkové poměry ve vodách změny ve prospěch aerobních společenstev. Proto jsou na vodních tocích důležité různé peřeje, jezy a překážky, které míchají a čeří vodu a tím urychlují přestup kyslíku z atmosféry.



Obr. 2.11 : Kyslíkové poměry při samočištění [7]

S odpadními vodami přecházejí do recipientů nejen rozpuštěné organické látky, ale i nerozpuštěné látky koloidní nebo hrubě dispergované. Ty pak mohou koagulovat a zvyšovat množství usaditelných látek na dně a vznikají *dnové sedimenty*, které významně ovlivňují

kvalitu povrchové vody. U dna může dojít k vyčerpání kyslíku a začnou probíhat anaerobní procesy spojené s vývinem sulfanu, methanu a dalších plynů. Plynné zplodiny mohou narušit vrstvu usazeného kalu, který je pak opětovně uvolněn do toku.

2.3.5 Organické látky ve vodách

Pro posouzení nebezpečnosti organického znečištění vod slouží poměr BSK-5/CHSK-Cr. Tento poměr je **vždy menší než 1**. Čím více se k jedničce blíží, tím lépe jsou organické látky biologicky rozložitelné. Za dobře biologicky čistitelné vody považujeme takové vody, u kterých uvedený poměr je větší než 0,6. Při úniku organických látek do toku je riziko, že dobře biologicky rozložitelné látky (sacharidy, silážní šťávy a další) budou snadno rozkládány a dojde k rychlému vyčerpání kyslíku. Naopak látky s malým poměrem budou v toku setrávat delší dobu. Tento poměr je velmi důležitý u odpadních vod, u nichž určuje možnosti biologického čištění. Dobře čistitelné odpadní vody jsou např. vody splaškové, vody z potravinářského průmyslu, vody zemědělské. Špatně čistitelné jsou vody z petrochemie a chemického průmyslu, velmi špatně biologicky čistitelné jsou vody z kovoprůmyslu, výroby toxických látek, vody s obsahem chlorovaných uhlovodíků atd. Tyto odpadní vody se biologickou cestou nedají vyčistit. Podrobněji [6].

Kontrolní otázky a příklady:

1. Vymenujte základní druhy kationtů a aniontů v našich povrchových vodách.
2. Proč jsou nebezpečné organické látky ve vodách?
3. Vysvětlete pojem agresivní voda a inkrustující voda?
4. Vypočítejte tvrdost vody, s obsahem $cm(Ca)=53,9 \text{ mg/l}$ a $cm(Mg)=16,4 \text{ mg/l}$.
5. Byl správně provedený rozbor, při němž zjistili, že složení: $cm(Ca)=20 \text{ mg/l}$, $cm(Mg)=6 \text{ mg/l}$, $cm(Na)=15 \text{ mg/l}$, $cm(K)=8 \text{ mg/l}$, $cm(SO_4)=52 \text{ mg/l}$, $cm(HCO_3)=25 \text{ mg/l}$, $cm(Cl)=9 \text{ mg/l}$ $cm(NO_3)=19 \text{ mg/l}$.
6. Určete, které výsledky patří vzorku odpadní vody z cukrovaru, splaškové odpadní vodě, odpadní vodě z výroby PVC a odpadní vodě z petrochemie.

vzorek	A	B	C	D
CHSK-Cr	5000	5000	5000	5000
BSK-5	3500	50	4200	900

3. Odtok vody z povodí

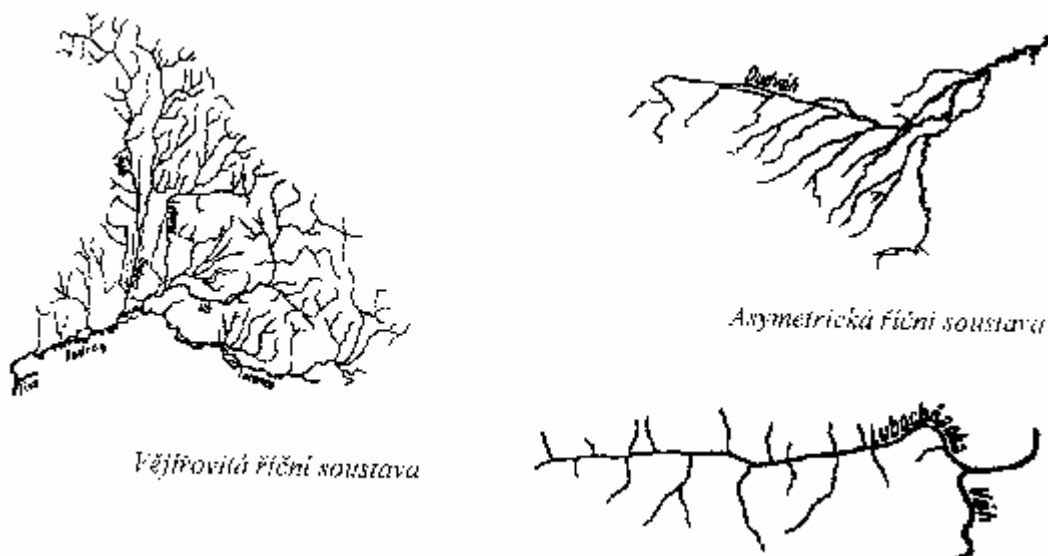
Voda z určitého území může odtékat povrchovým nebo podzemním odtokem. Odtok vody je ovlivňován celou řadou faktorů.

3.1 Geografické činitele odtoku

Část vody, která v podobě srážek spadne na zemský povrch stéká působením gravitace ve směru největšího sklonu terénu. Nejprve v tenké vrstvě, tzv. **ronu**, poté ve stružkách, potocích a řekách. Takto vznikají přirozené vodní toky a bystřiny, charakterizované soustředěným odtokem v korytě o určitém přirozeném průřezu neboli profilu. Hlavní tok se svými přítoky tvoří **říční soustavu**, která odvádí vodu z určitého území, tzv. povodí. Systém říčních soustav tvoří **říční síť** krajiny.

3.2 Charakteristika vodních toků

V hydrologické části každého projektu významnějšího vodohospodářského díla je třeba kromě dat o srážkách, průtocích, teplotách, kvalitě vody apod. uvést i výstižnou



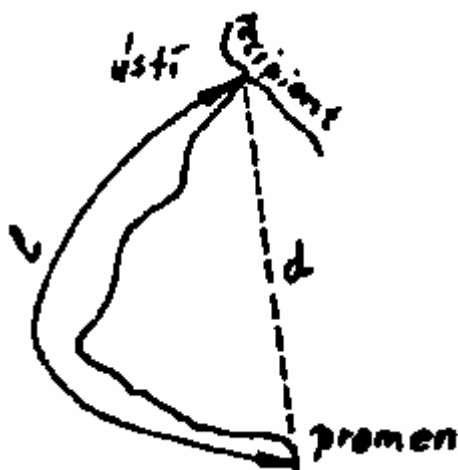
Obr. 3.1. Typy říčních soustav [3]

charakteristiku vodního toku, povodí a říční soustavy zájmového území. Počátek toku se nazývá **pramen**, může být *soustředěný a nesoustředěný*. Místo výronu bývá často nestabilní v závislosti na ročním období, vydatnosti srážek a hladině podzemních vod. V srážkově bohatém období roku se pramen posouvá blíže k rozvodnici. Pramenem často bývá ledovec, ledovcové nebo jiné jezero, bažina atd. Málokdy skutečným pramenem toku je individuální výron podzemní vody na povrch.

Ústí toku je místo, kde se tok vlévá do **recipientu** - jiného toku, jezera, moře atd. Přesněji je dáno průsečíkem *střednice* toku s *vodorysem* recipientu. V krasových nebo suchých oblastech se mnohdy tok ztrácí dříve než dosáhne některého z recipientů.

Délka toku je vzdálenost ústí toku od pramene měřeno po střednici toku. Ústí je považováno za počátek toku a je tedy km 0,00. Vzdálenosti měřené od ústí po střednici označujeme jako **staničení**. Pro měření délky toku z mapy je nezbytné mít podrobnou mapu, aby na ní byly vyznačeny všechny zákruty. Je nutné měřítko 1: 25 000. Přesto určenou délku násobíme koeficientem 1,01 – 1,1; výjimečně 1,25.

Poměr délky spojnice počátečního a koncového profilu toku - d (pramen – ústí) ke skutečné délce vodního toku - L nazýváme **stupeň vývinu toku**.

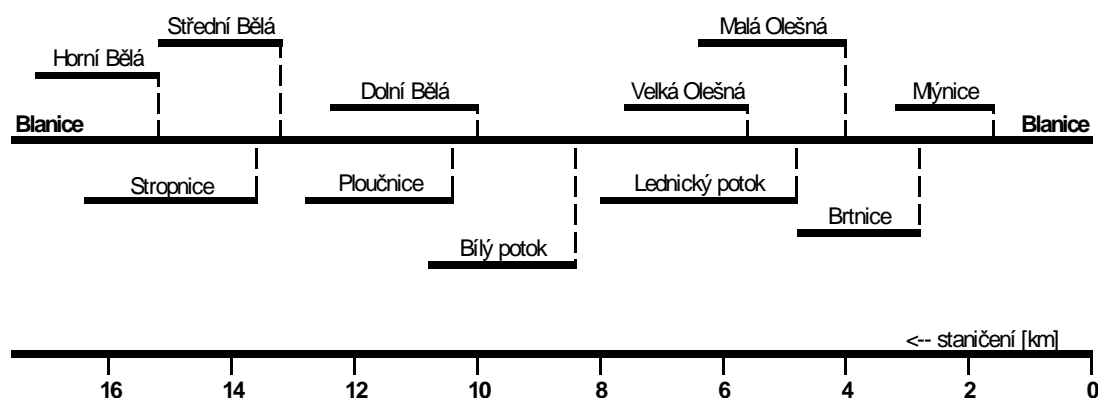


Obr. 3.2 Stupeň vývinu toku [3]

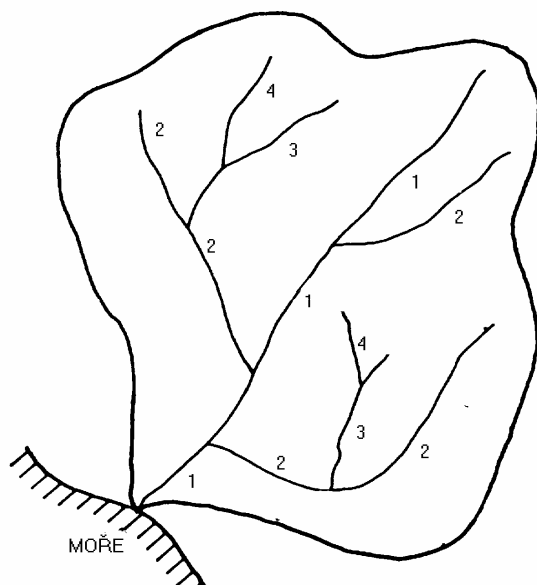
doplňujícími údaji (délka přítoků, průměrné průtoky atd.).

$$svt = d/L$$

Pro přehledné uspořádání údajů o toku se používá **schéma říčního systému toku** (obr. 3.3), ze kterého je možno zjistit staničení zaústění pravých i levých přítoků s potřebnými



Obr. 3.3 Schéma říčního systému



Obr. 3.4 Řád toku

Ve větších povodích je říční soustava zpravidla značně složitá, neboť se skládá z hlavního toku a mnoha přítoků s dílčími, dále členěnými povodími. Říční soustavy se klasifikují podle určitých znaků. Jednotlivé toky se dělí do jednotlivých řádů. Hlavní tok, který ústí přímo do moře, je tokem **1. řádu**. Jeho přítoky jsou toky **2. řádu**, přítoky těchto toků jsou toky **3. řádu** atd. (obr.3.4).

Charakteristickými znaky hlavního toku jsou **vodnost, délka toku, velikost povodí, směr toku, hlubší profil dna v místě soutoku**. Podle těchto kritérií se určí hlavní tok, který pokračuje dále. Přesto však existují toky, kde z historického hlediska jsou tato hlediska pominuta (Vltava X Labe, Inn

X Dunaj).

Říční síť můžeme klasifikovat podle **hustoty říční sítě** - poměr součtu délek všech vodních toků (ΣL) v [km] a plochy povodí (F) v [km²].

$$h_{rs} = \frac{\Sigma L}{F} \quad [km \cdot km^{-2}]$$

Při tomto výpočtu je třeba do délky toků zahrnout jak vodní koryta o stálém i kolísavém průtoku vody, tak i koryta, kterými protéká voda jenom přechodně – při přívalových deštích nebo tání sněhu.

Při jinak stejných podmínkách (srážky, teploty atd.), menší hustota říční sítě indikuje větší propustnost půdního pokryvu, větší podzemní odtok. Charakteristické pro krasové oblasti.

3.3 Druhové rozdělení toků a bystřin

Vodní toky jsou různé povahy a je možné je dělit z několika hledisek, jmenovitě podle vzniku nebo podle určitých charakteristických znaků.

Podle vzniku dělíme vodní toky na **přirozené** (jejich koryto vzniklo přirozenou činností vody) a **umělé** – budované uměle pro různé účely – (kanály meliorační- odvodňovací, závlahové, energetické, plavební, zásobovací atd.). Předmětem úprav jsou i přirozené toky a bystřiny.

Podle charakteristických znaků vodních toků (velikost povodí, délka toku, podélný sklon a průtokové poměry) se dělí toky na **bystřiny, potoky, říčky, řeky a veletoky**.

Bystřiny jsou zpravidla krátké horské toky buď samostatné nebo tvořící horní úseky delších toků. Vyznačují se malým nevyvinutým povodím a obvykle hluboce zaříznutým korytem o nepravidelném příčném i podélném profilu, velkém sklonu dna, přerušovaném sklanými prahy a stupni. Voda tvoří peřeje, přepady a vodopády. Přívalové deště a tání sněhu vytvářejí velké odtoky, které vyvolávají náhlá rozvodnění, v bezdešťových obdobích naopak mohou vysychat. Velká rozkolísanost bystřinných průtoků je provázána značnou tvorbou a pohybem splavenin, které se v dalších úsecích ukládají. Bystřiny jsou charakterizovány průměrným sklonem toku větším než 5 ‰.

Potoky mají rovněž malé povodí, ale již vyvinuté údolí, poměrně vyrovnaný mírný sklon dna koryta a menší rozkolísanost průtoku než bystřiny. Povodí je mnohem plošší, takže je větší možnost vsaku vody do půdy. Menší je i pohyb splavenin. Přejdem mezi bystřinou a potokem jsou **horské potoky**.

Řeky jsou vodní toky o větší až velké ploše povodí, která se dělí do dílčích povodí bočních přítoků, vytvářejících říční soustavu. Dno koryta řek má mírný sklon (menší než 3 ‰). Koryto tvoří mnoho zákrutů ve vlastních náplavech. Splaveniny unášené říční vodou jsou velmi jemné. Velké průtoky jsou způsobeny velkými dešti. Naše řeky jsou charakteristické značnou rozkolísaností průtoku.

Veletoky jsou mohutné, dlouhé řeky, které ústí přímo do moře nebo velkých jezer.

Při jednodušším třídění můžeme dělit toky na **drobné** (bystřiny, potoky, menší řeky) a **velké** (větší řeky a veletoky). Hranicí mezi oběma skupinami bývá uváděna velikost povodí, u nás stanovena rozlohou 150 km².

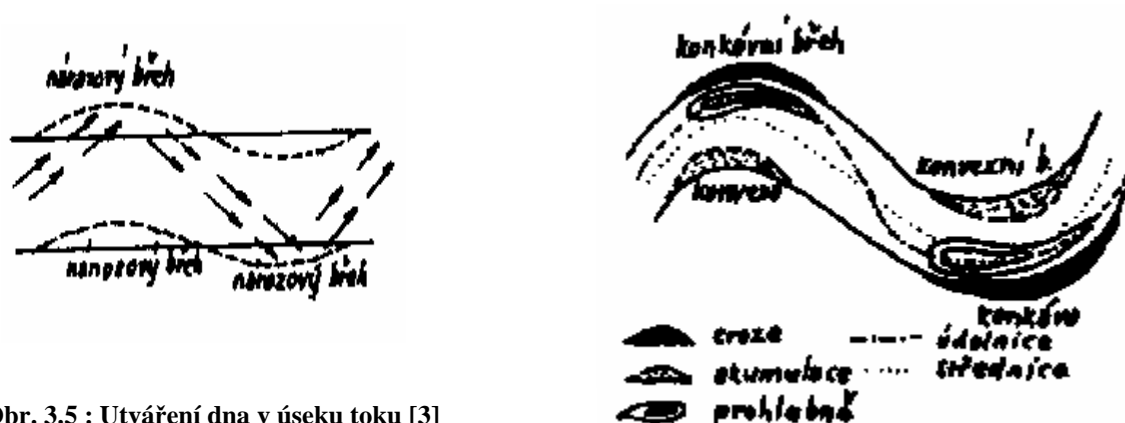
3.3.1 Geomorfologické vlastnosti koryt

Protáhlé sníženiny zemského povrchu, jimiž protéká voda, nazýváme **říčním údolím**. V nejhlubší části údolí je vodou vytvořená a zaplněná podélná rýha – **koryto řeky**, se dnem a šikmými nebo svislými břehy. Při větších průtocích voda z tohoto koryta může vystupovat a zaplavuje okolí – **inundační území**. Osa údolí – spojnice nejnižších míst údolí v podélném směru se nazývá **údolnice**, nad ní se zpravidla nalézá **proudnice**, což je spojnice míst s největšími rychlostmi proudu. **Střednice** koryta je čára, která je osou půdorysného obrazu koryta.

Účinkem gravitace se voda v korytě pohybuje. Pohyb je ovlivňován řadou faktorů a jsou to především: sklonitostní poměry, velikost a tvar průtočného průřezu, omočeného obvodu, drsnost, směr toku atd. Při stejné délce toku a průtoku jsou dynamické účinky vody a její erozní působení závislé na spádu (sklonu koryta), tj. na výškovém rozdílu mezi horním a dolním profilem uvažovaného toku. Je-li sklon toku velký, dochází ke značnému vymílání, odnášení a transportu materiálu koryta. V nižších polohách při zpomalení toku se transportovaný materiál ukládá. Tím postupně (v průběhu tisíciletí) směrem proti proudu ke zmenšování sklonu, snižování rychlosti a tím i ke snížení unášecí síly. Řeky si potom v průběhu věků vyhloubily v měkčím materiálu hluboce zaříznuté kaňony – vertikální eroze, popř. si rozšiřují řečiště vymíláním břehů – **boční eroze**. Společně s působením **svahové eroze**

jsou tvarovány profily říčních údolí. Geologicky mladší údolí jsou úzká s velmi strmými svahy, takže mají tvar **V**, starší údolí mají tvar **U**, méně strmé svahy a zpravidla širší dno vyplněné náplavami. Dojde-li horotvornou činností k poklesu dolního profilu a tím i ke zvětšení spádu, tok se opět začne zářezávat do dna starého údolí a vytváří nové, užší. Pokud se v průběhu doby geologické děje opakují, vzniká typické údolí s bočními plošinami, tzv. **říční terasy**. Je-li terasa vytvořena zářezem v původní hornině, jedná se o terasu erozní, je-li vytvořena z naplavenin toku, jedná se o terasu akumuláční.

Tvar koryta toku je závislý na mnoha faktorech; patří sem především: spád toku, vlastnosti a složení podloží, hydrologický režim toku (maximální a minimální průtok, nejčastější průtoky atd.), rychlost toku a její rozdělení v profilu. Dlouhodobým působením těchto vlivů se mění jak podélný, tak i příčné profily koryta. Změna příčného profilu se okamžitě projeví na rozdělení rychlostí toku, změna proudění vody (např. zásahem člověka) vyvolává pozvolnou změnu tvaru profilu.

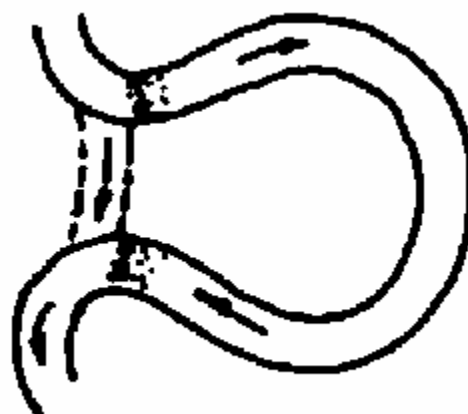


Obr. 3.5 : Utváření dna v úseku toku [3]

Směrové vedení koryta je v horní části toku ovlivňováno především přítomností méně nebo více mechanicky odolných hornin. V nižších polohách, kde horní vrstva bývá složena z jemných, mechanicky poměrně snadno rozrušitelných sedimentů, můžeme pozorovat, že si tok vytváří vlnovitě se vinoucí trasu, s pravidelně se střídajícími oblouky - **meandry**. Tím se celková délka toku prodlužuje, spád se zmenšuje a snižuje se i rychlost toku. V oblouku rozeznáváme vnější vyduté - **konkávní břehy**, na které naráží proud, odnáší materiál a vymílá břehy. U těchto břehů bývá větší rychlost proudu a největší hloubka. Vnitřní vypouklé - **konvexní břehy** jsou proudem málo obroušované, naopak dochází zde k usazování splavenin. Tak se vlastně postupně koryto mění a meandry se posouvají údolím.

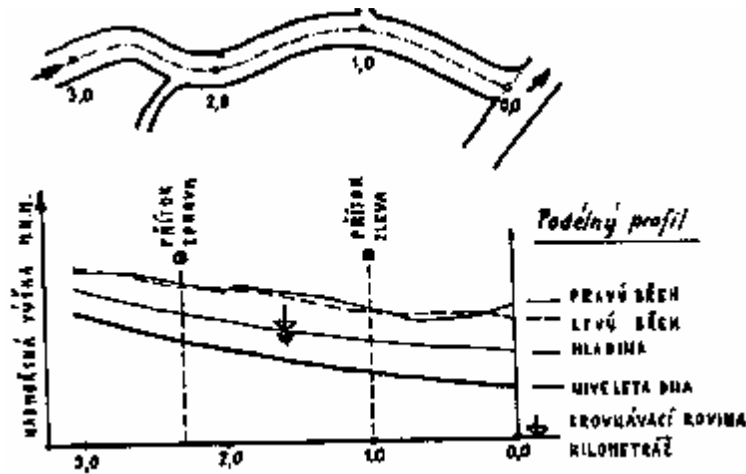
V určitém případě může dojít k tomu, že se meandr stále více zatahuje, až dojde k proražení nového koryta a meandr je postupně usazujícím se materiálem od hlavního toku oddělen a vznikne **mrtvé rameno** (obr. 3.6), které je neprotékané a voda se doplňuje pouze průsakem. Mrtvá ramena mohou postupně zarůstat a vytvářet mokřady. Jsou důležitým krajinnotvorným prvkem. **Slepé rameno** je část bočního koryta, které je s tokem spojeno jen jedním koncem.

Zajímavým jevem je **říční pirátství**; vzniká tak, že tok erozním působením protne rozvodnici a odvádí vodu sousedního toku. V místech s velkým množstvím usazeného materiálu může



Obr. 3.6 : Vznik mrtvého ramena z meandru [3]

dojít k vytvoření pevné překážky, která může způsobit rozvětvení původního toku, takže každé rameno jakoby vytváří vlastní říční systém. Tomuto jevu říkáme bifurkace.



Obr. 3.7 : Podélný profil toku [3]

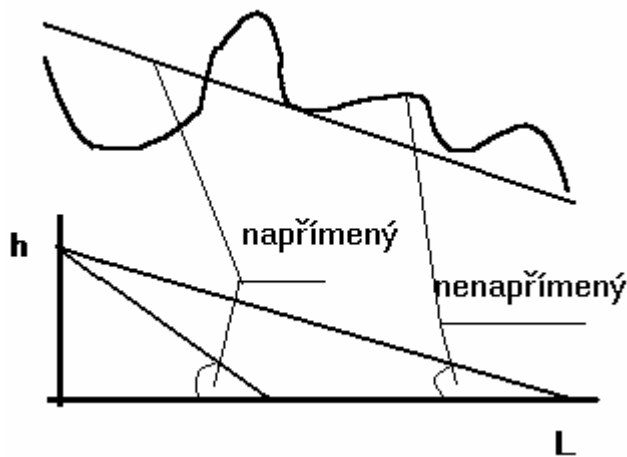
Podélný profil toku (obr. 3.7) podává představu o absolutních výškách dna toku, břehů a hladiny v různých místech staničení. Z podélného profilu toku můžeme určit spád (rozdíl nadmořských výšek dna v horním a spodním profilu) a sklon I (poměr spádu a celkové délky), který obvykle uvádíme v promile. 1 promile odpovídá spádu 1 m na 1 km.

Příčný profil je řez korytem vedený zpravidla kolmo ke střednici. Plocha příčného profilu nahoře ohraničená hladinou je

průtočný profil (průřez). O velikosti průtoku rozhoduje při určitém sklonu nejen velikost průtočného profilu, ale i jeho tvar.

Spojíme-li v korytě místa se stejnými hloubkami, získáme tzv. izobaty. Mapa izobat je důležitá především pro lodní dopravu.

V nedávné minulosti byla celá řada menších, ale i větších toků narovnávána. Bylo zcela změněno jejich koryto. Meandry byly odstraněny, zasypány a nové koryto napříměno,



Obr. 3.8 : Vliv napřímění koryta na jeho spád

případně vybetonováno, v nejhorším případě zatrubněno. Břehové porosty byly vykáceny. To vše se dělo pro získání další zemědělské půdy. Takto získaná zemědělská půda však obvykle byla velmi nekvalitní a její zemědělské využívání nemělo dlouhého trvání. Napříměním upravené koryto je samozřejmě kratší a má větší spád (obr. 3.8). Následkem těchto úprav dochází k rychlému odvodu vody z krajiny, betonové koryto neumožňuje vsakování vody a navíc vody je v něm málo pro vodní organismy. Při velkých srážkách dochází k rychlému odtoku a na tocích vyšších řádů může docházet k povodním. V současné době

se pomalu tyto toky navracejí do původních meandrujících koryt. Při větších povodňových průtocích voda vystupuje z koryta a rozlévá se do inundačních území. V mnohých případech se tak vytváří široký pruh vody, která proudí ve směru největšího sklonu údolí, nedbaje na původní tvar koryta. Při velkých průtocích je voda zatížena velkým množstvím splavenin, které se v inundačním prostoru ukládají a vytvářejí podél koryta říční val.

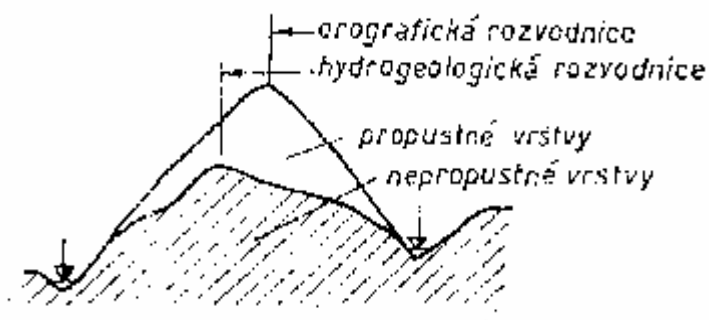
Kolem obnovovaných meandrů se vysazují vhodné dřeviny, které zpevňují břehy, v toku se budují peřeje pro provzdušnění vody, což napomáhá samočisticím procesům, a tůňky s hlubší vodou vhodné pro život vodních organismů.

Kontrolní otázky a příklady:

1. Uveďte příklady řek, které vytvářejí výrazné kaňony ve světě, v Evropě i u nás.
2. Co způsobí napřímení meandrujícího toku?
3. Jaký spád a sklon má tok v daném úseku, je-li nadmořská výška na 0. km 325,8 m a na 35 .km 416,3 m?
4. Jaký vliv mají břehové porosty u přirozených roků?

3.4 Charakteristika povodí

Základní hydrologickou oblastí, kterou sledujeme je **povodí**. Je to území vztažené k určitému profilu na toku. **Plocha povodí** je



Obr. 3.9. Rozvodnice orografická a hydrogeologická [3]

profilu na toku. **Plocha povodí** je horizontální průmět povodí (bez terénních nerovností), značíme ji **F**, zjišťujeme ji z mapy planimetrováním nebo jinými metodami. Uvádíme ji v [km², ha] atd.

Povodí je ohraničeno **rozvodnicí** pomyslnou čarou oddělující povodí od sebe. Rozvodnice může být **orografická** – určuje se z mapy jako spojnice nejvyšších bodů na obvodu povodí, nebo

hydrogeologická určená v terénu a bere v úvahu i geologické složení podloží a rozložení nepropustných vrstev (obr.3.9).

Představu o postupném nárůstu plochy povodí společně s dalšími údaji dává **graf vývinu plochy povodí** (obr.3.10).

Graf sestojíme tak, že na svislou osu umístěnou ve středu grafu nanášíme staničení a na vodorovnou osu nanášíme postupný nárůst plochy povodí. Vodorovnou úsečkou je znázorněn významný přítok, který s sebou přináší plochu svého vlastního povodí (povodí přirůstá skokem), šikmé přímký značí přítoky málo významné.

Spodní nejdelší úsečka s označením staničení 0,0 km, tj. v místě uzávěrového profilu povodí, udává celkovou plochu povodí s možností rozlišit jeho pravobřežné a levobřežné části. (Pozor na grafu jsou strany obrácené). Graf má obvykle tvar více nebo méně symetrické stupňovité pyramidy.

Kromě grafické charakteristiky lze povodí popsat pomocí matematických vztahů.

Střední šířka povodí (b) je poměr plochy povodí F v [km²] a délky povodí, tj. vzdálenosti od rozvodnice k uzavíracímu profilu, L_i v [km].

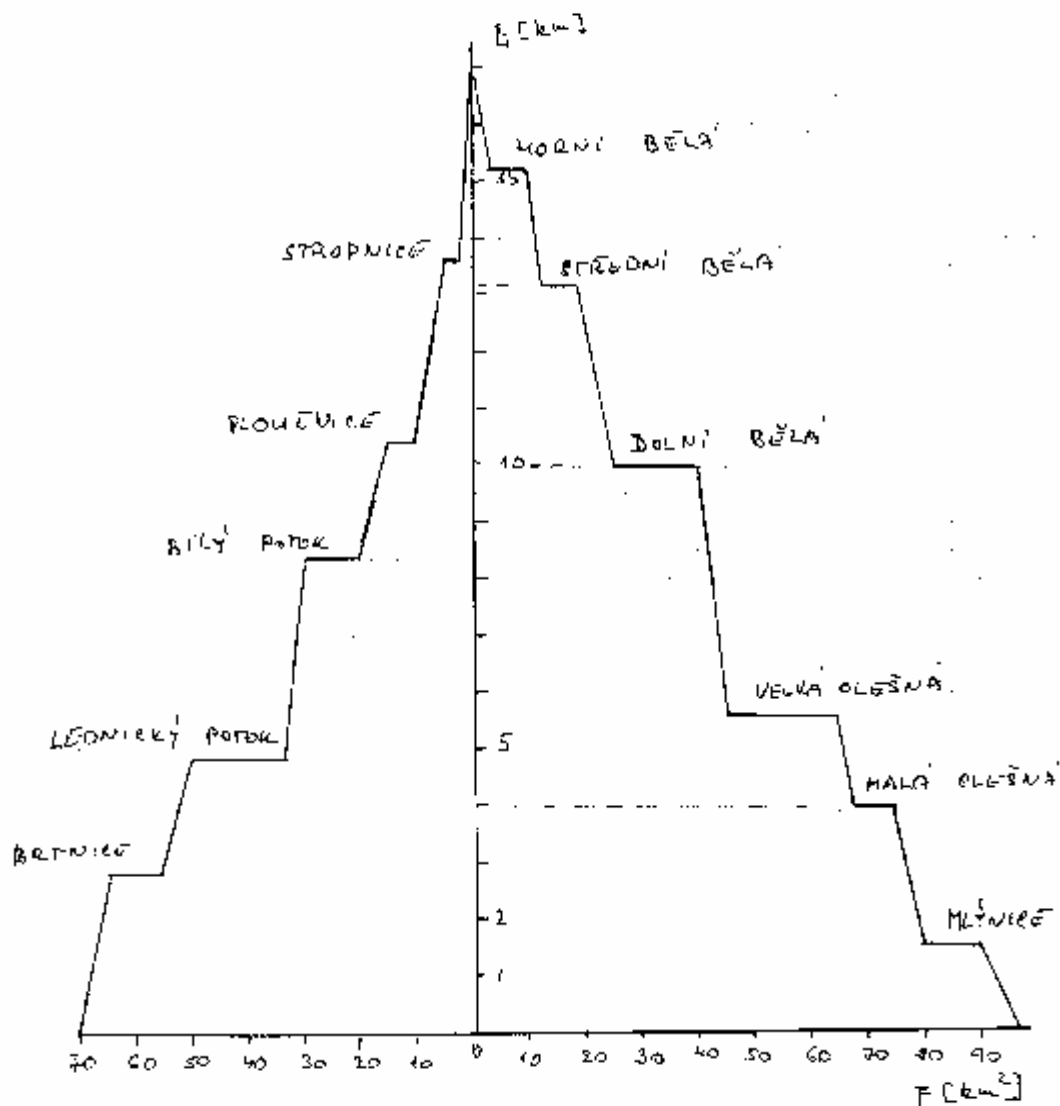
$$b = \frac{F}{L_i} \quad [\text{km}]$$

Tvar povodí obvykle má podobu více nebo méně symetrického listu, více či méně protáhlého. Pro charakteristiku povodí lze použít **koeficient tvaru povodí (α)**,

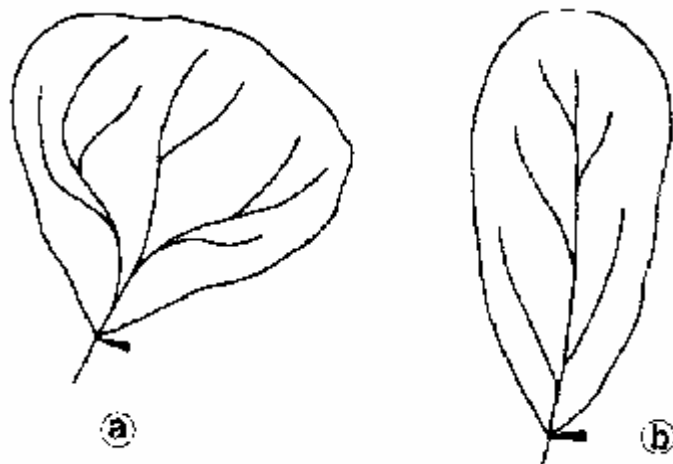
$$\alpha = \frac{F}{L_i^2}$$

je-li α = 0,07 – 0,24 jde o povodí protáhlé .

je-li α = 0,25 – 0,50 jde o povodí vějířovité (obr.3.11)



Obr. 3.10 : Graf vývinu plochy povodí



Obr. 3.11: Tvary povodí a) vějířovité, b) protáhlé

3.5 Fyzikálně geografické vlastnosti povodí

Fyzikálně geografické vlastnosti povodí mají rozhodující vliv na intenzitu, plošné i časové rozdělení srážek.

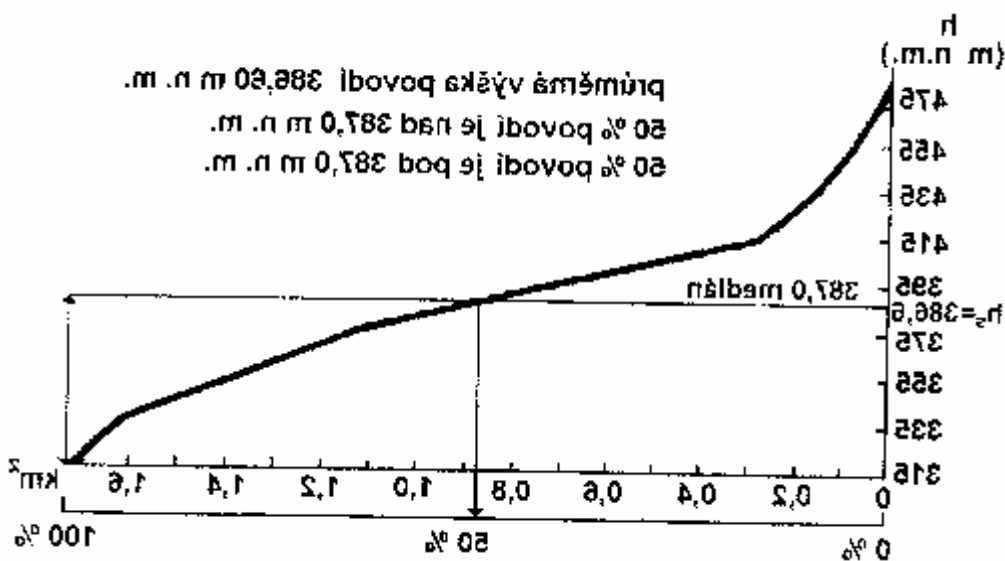
Zeměpisná poloha povodí určuje klimatické poměry a tím v zásadní míře i poměry hydrologické. Je udávána zeměpisnými souřadnicemi, mezi kterými se povodí nalézá. Někdy je popis doplněn i vzhledem k významným geomorfologickým útvarům- pohoří atd.

Orografické poměry – výška a sklonitostní poměry mají vliv na klimatologické a meteorologické charakteristiky – teplotu vzduchu, srážkové úhrny, vlhkost vzduchu, výpar, intenzita a délka slunečního svitu a další. Údaje o výškových poměrech získáváme z podrobných vrstevnicových map. Určujeme místa s největší (H_{MAX}) a nejmenší (H_{MIN}) nadmořskou výškou – uzavírací profil povodí nebo mezipovodí. Představu o výškových poměrech v povodí podává **hypsometrická křivka**. Na osu y nanášíme nadmořskou výšku a na osu x plochu ohraničenou vrstevnicemi dané nadmořské výšky, tedy té a vyšší, v $[km^2]$ nebo v % z celkové plochy povodí. K nadmořské výšce odpovídající nejnižšímu bodu povodí bude odpovídat celková plocha povodí, popř. hodnota 100%, nejvyššímu místu pak hodnota 0. Mediánová hodnota udává průměrnou nadmořskou výšku povodí (50 % plochy povodí má vyšší a 50 % má nižší nadmořskou výšku (obr. 3.12).

Průměrný sklon I povodí se dá přibližně vypočítat podle vztahu:

$$I = \frac{(H_{MAX} - H_{MIN})}{L} \quad \text{kde } L \text{ je délka toku}$$

Poměry geologické a půdní mají nepřímý vliv na vlastní odtok vody. Ovlivňují množství infiltrované vody a rychlost vsakování, rozdělení vodnosti vodních toků v průběhu roku, erozní činnost vody, povrchový i podzemní odtok. Podle geologických podmínek určujeme i hydrogeologické rozvodnice.



Obr. 3.12 : Hypsometrická křivka

Rostlinný pokryv povodí reguluje množství srážek zachycených na tělech rostlin, množství vody vsáklé, rychlost a energii vody stékající po svažitém terénu, velikost ztrát výparem atd. Rovněž velmi výrazně určuje rychlost odtoku vody z povodí a množství vody zadržené, obojí záleží na druhu a situování ploch s vegetačním pokryvem. Velmi důležitý je i protierozní význam vegetačního pokryvu. Všeobecně je uznáván regulační vliv lesů na udržení a odtok vody z krajiny. Zdravý, vyspělý **smíšený les** se správným zastoupením dřevin, s vyvinutými patry (stromové, keřové, bylinné a mechové) má dostatečně silnou vrstvu hrabanky a humusové půdy, takže je schopen zachytit a zadržet obrovské množství vody ze srážek, vodu pak s časovým zpožděním postupně uvolňovat do toku. Kulminační průtoky ze zalesněných oblastí jsou za jinak stejných podmínek nižší a pomalejší než z oblastí nezalesněných. Je-li les situován v dolní části povodí, může zdržení odtoku a zastínění sněhu a pomalejší tání působit problémy a zvýšení kulminačního průtoky, pokud se sejdou s vodou z jarního tání na horách.

Vodní nádrže ať už umělé nebo přirozené, protékané i neprotékané mají z hydrologického hlediska velký význam. Nádrže, především neprotékané, mohou značnou část vody zadržet, takže se nepodílí na maximálním průtoku. Protékané nádrže zpomalují odtok velkého množství vody, podílí se na transformaci povodňové vlny. Kulminační průtoky jsou nádržemi snižovány. Dále mají nádrže vliv na mikroklima. Obdobný vliv mají i **bažiny a mokřady**. Jsou schopny pojmout značné množství vody, které za normálních podmínek zvolna vydávají. V suchých oblastech však vodu vážou a neuvolňují do toku. Navíc výpar z bažin je větší než výpar z vodní hladiny.

V neposlední řadě je třeba uvést i **činnost člověka** a její vliv na režim toku. Tato činnost je mnohotvárná. Způsobem obhospodařování pozemků člověk značně (příznivě i nepříznivě) ovlivňuje odtokové poměry v krajině. Úpravou toků se vylepšují nebo zhoršují odtokové poměry, staví se přehrad, odlesňují rozsáhlé plochy a velké plochy se osévají monokulturami zemědělských plodin. Staví se silnice a železnice, velké plochy se betonují nebo asfaltují a voda je rychle odváděna do recipientů.)

3.6 Bilance povodí

Hlavním a v uzavřeném hydrologicky vyrovnaném povodí i jediným zdrojem vody jsou srážky. Odtokové poměry jsou naznačeny v obr. 3.13. .

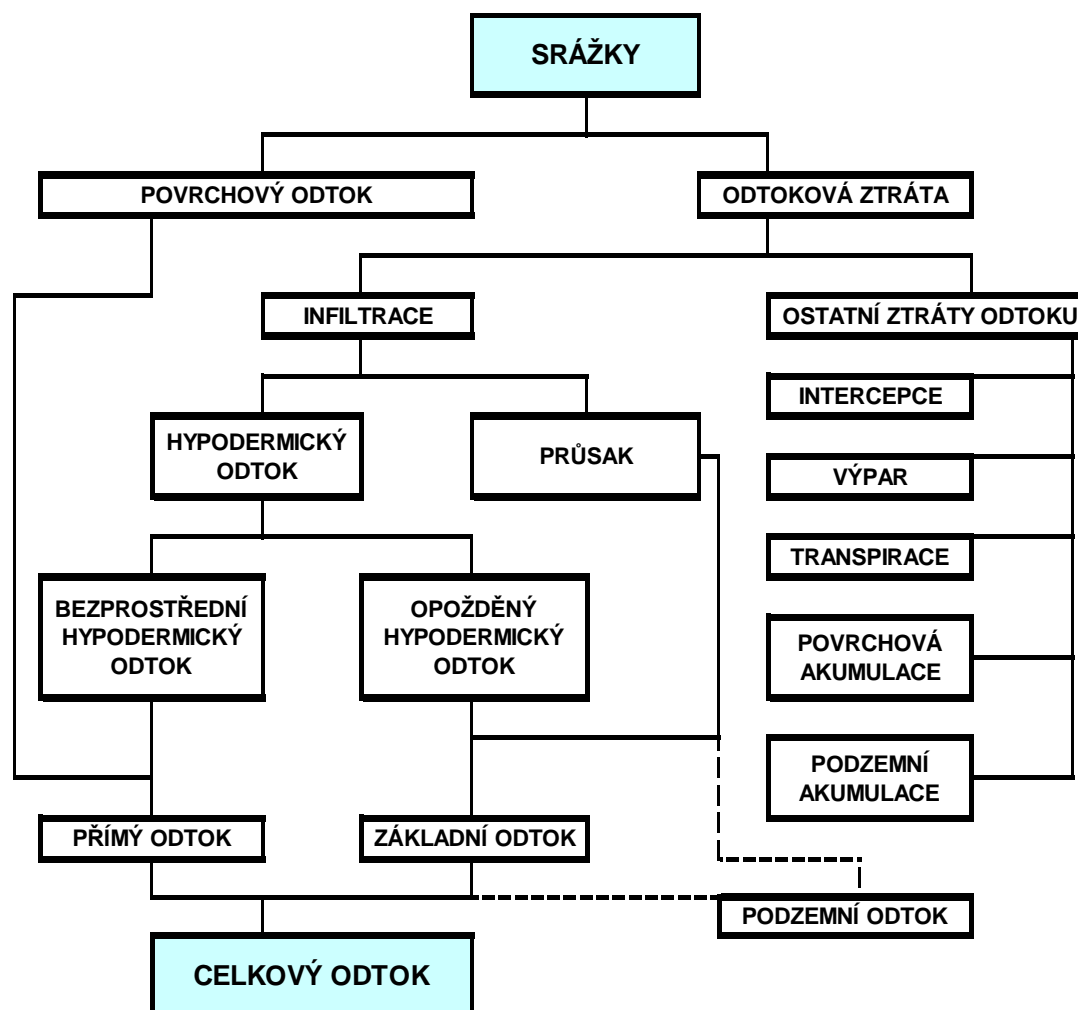
Srážky dopadající na zemský povrch jsou jednak zadržovány na povrchu vegetace a půdy, částečně se vsakují do půdy nebo se odpařují zpět do atmosféry. Při intenzitě deště vyšší než je intenzita vsakování, popř. při tání sněhu, stéká srážková voda nejprve v souvislé vrstvě po povrchu jako nesoustředěný (také svahový, plošný, rozptýlený) povrchový odtok. Později se jednolitá vrstva erozní činností rozděluje do stružek a jimi odtéká do bystřin, potoků a řek, které vytvářejí říční síť. Tuto druhou fázi nazýváme soustředěný povrchový odtok.

Povrchový odtok, soustředěný i nesoustředěný, představuje tu část vody z celkového odtoku, která odtéká po povrchu terénu.

Hypodermický (podpovrchový) odtok je ta část vody z celkového odtoku, která odtéká pod povrchem terénu. Část hypodermického odtoku dostane povrchový tok bezprostředně po skončení deště, zbytek až po určitém čase jako tzv. opožděný hypodermický odtok.

Podzemní odtok je ta část celkového odtoku, která odtéká jako součást podzemní vody.

Podle času, za který se srážková voda dostane do povrchových toků, rozdělujeme odtok na **přímý a základní**.



Obr. 3.13 : Schéma odtokového procesu uzavřeného povodí

Přímý odtok je ta část celkového odtoku vody, která se do povrchových toků dostává už v průběhu trvání deště a bezprostředně po jeho skončení. Přímý odtok je způsoben pouze nadbytkem vody v důsledku deště a je hlavní příčinou zvýšených průtoků, povodní, vodní eroze. Z praktických důvodů se za přímý odtok obvykle považuje jen povrchový odtok.

Základní odtok je ta část celkového odtoku vody, která se po skončení deště dostává do povrchových toků až po určité době a celkový odtok zásobuje i v období, kdy se v povodí srážky nevyskytují.

Infiltrace srážkové vody – vsak je pronikání vody (srážkové nebo uměle dodávané) z povrchu půdy do hlubších vrstev. Rychlost infiltrace je množství vody, které se vsákne za jednotku času a udáváme v $[\text{mm}\cdot\text{min}^{-1}]$ nebo $[\text{l}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{ha}^{-1}]$. Infiltrace je složitý děj a závisí na mnoha faktorech. Především se zde uplatňuje intenzita srážek a půdní poměry – druh půdy, počáteční vlhkost, nasycenost půdy, obsah vzduchu v půdách, hladina spodní vody. Při vsakování se voda pohybuje především v nekapilárních pórech. Vzduch z pórů je vodou tlačěn na místa s nižším tlakem, pokud však nemá kam unikat, zastaví další postup vody. Voda se může zdržovat v různých vrstvách půdy i podloží a postupně prosakovat do podzemních vod a s nimi odtékat.

Srážková voda je zadržována vegetačním krytem povrchu země. Část této vody se odpaří, část vody je rostlinami transpirována zpět do ovzduší a část vody je zadržována na povrchu rostlin – *intercepce*. Voda zadržovaná rostlinami je postupně uvolňována a dostává se do půdy a

do podzemních vod. Vzhledem k celkové bilanci však toto množství je zanedbatelné a počítá se především do odtokových ztrát.

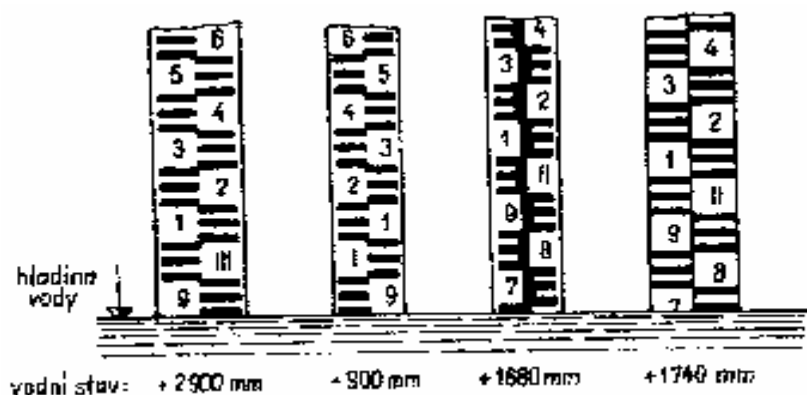
Povrchová a podzemní akumulace vod se obvykle nepodílí na celkovém odtoku vody. Tato voda zůstává v nádržích, půdě nebo zvodnělých vrstvách dlouhodobě uložena. Může však dotovat odtok v době sucha a dlouhodobém bezdeštném období jako opožděný hypodermický odtok.

3.7 Odtok povrchových vod

Atmosférické srážky, které se nezadržely v rostlinách, nevsákly se do půdy, neodpařily se ani se nezadržely v prohlubních a terénních nerovnostech, odtékají povrchově do koryta toku. Společně s infiltrovanou vodou ze zásob podzemních vod vytvářejí průtok. Průtok je ovlivňován mnoha faktory a není tudíž stálý, ale velmi proměnlivý. Se změnou průtoku se mění hladina a zásoby podzemních vod, mění se hydrologické poměry v krajině. Hlavní zdrojem vody v krajině jsou samozřejmě srážky. Jelikož množství srážkové vody kolísá, kolísají a mění se i všechny děje navazující – infiltrace, odtok, výpar, akumulace atd. Abychom mohli poznat zákonitosti vodního režimu toků, je třeba neustále sledovat řadu ukazatelů, ty zpracovávat a vyhodnocovat. Do sledovaných ukazatelů patří zejména: výška vodní hladiny, okamžitý maximální, minimální a průměrný průtok, srážky atd. Protože okamžitý průtok nejsme schopni běžně stanovovat, musíme určovat takový prvek, který je běžně, bezproblémově měřitelný a úzce souvisí s průtokem. Tímto prvkem je v hydrologii úroveň vodní hladiny tzv. vodní stav.

Výška hladiny má pro vodohospodáře velký význam. Tak na příklad úroveň hladiny při průtoku odpovídajícím tzv. 100-leté vodě rozhoduje o výškovém umístění mostní konstrukce, o kótě koruny podélných ochranných hrází, naopak údaje o nízkých stavech hladiny a tedy i průtocích mají význam pro plavbu, pro vyústění městských kanalizací, pro plánování odběru vody a vypouštění odpadních vod, pro stavbu energetických vodních děl atd. Dlouhodobým, mnohaletým sledováním a podrobným měřením jsme získali údaje o vztazích mezi vodním stavem a průtokem.

Sledování průtoků a stavů vodní hladiny se provádí v tzv. vodočetných stanicích, které tvoří síť vodočetných stanic. Tato síť slouží k soustavnému sledování odtokových stavů, vyhodnocování průtoků a pro předpovědní a varovnou službu. Naše toky jsou už natolik proměřeny, že hydrologové dokáží velmi přesně předpovědět, jak se bude povodňová vlna po toku šířit, jak se bude chovat a kdy a jak velkou povodňovou vlnu můžeme očekávat v jednotlivých místech.



Obr. 3.14 : Lat'ový vodočet a odečítání vodního stavu [3]

Vodočetné stanice základní sítě se budují na hlavních tocích a při soutoku větších toků. Zpravidla jsou vybaveny vodočtem a limnigrafickými přístroji, které poskytují spojité záznamy o průběhu vodního stavu. Síť sekundární je tvořena stanicemi, které doplňují a upřesňují základní síť. Stanice jsou umístěny na menších tocích a jako kontrolní mezilehlé stanice

na významnějších tocích. Účelová síť je tvořena stanicemi, které poskytují přímé podklady pro řešení konkrétních závažných technologických a vodohospodářských záměrů.

Výběr vodočetné stanice musí zaručit, aby dlouhodobá pozorování a údaje z nich získané byly homogenní. Proto vodočetný profil musí být pravidelný, málo proměnlivý, ve kterém ani při nízkých vodních stavech nedojde k rozdělení proudu. Profil musí být snadno přístupný, v místě, kde lze zajistit pozorovatele. Profil nesmí být ovlivněn vzdutím na druhém toku. Úroveň hladiny se měří jednoduchými přístroji.

Vodočet (obr. 3.14) určuje vodní stav jako svislou vzdálenost hladiny od nuly. Vodní stav je tedy relativní výška hladiny udávaná v [cm]. Nejčastěji se používá vodočet laťový, vyrobený ze smaltovaného plechu nebo plastu. Na vodočtu je stupnice po 2 cm a tři barevné pruhy (zelený, žlutý a červený), které vyznačují hladinu, při které se vyhlášují jednotlivé povodňové stupně. Metry na vodočtu jsou označeny římskými nebo arabskými číslicemi červeně, decimetry arabskými číslicemi černě. Nula na vodočtu musí ležet v nejnižším místě, tak aby i při nejnižších vodních stavech byla pod hladinou. V evidenci, která je zakládána pro každý vodočet, je vždy uvedena i nadmořská výška „0“ vodočtu, staničení, plocha povodí, kterou vodoměrný profil uzavírá. Vodočty mohou být svislé nebo šikmé, pilotové atd. Na regulovaných částech toku se šikmými břehy mohou být instalovány betonové nebo dřevěné svahové vodočty. Odečítání vodních stavů se provádí podle předem určené metodiky (ČHMÚ), obvykle každý den, tak aby se vystihl vodní režim toku. Nejčastěji se měří 1x denně vždy v 7,00 hod, v některých případech i 3x v 7,00 – 12,00 – 18,00 hod. V mimořádných situacích – při povodních - se odečítá každou hodinu i častěji pro získání co nejpresnějších údajů pro předpovědi.

Vodní stav je mnohdy velmi proměnlivá hodnota, hlavně na menších tocích. Proto se pro plynulé sledování instalují limnigrafy (limnigrafické stanice). Limnigraf je zařízení, které přenáší kolísání hladiny na zapisovač. Skládá se z plováku, který je umístěn v šachtě, spojené s tokem přírodním kanálem, který tlumí vlivy proudící vody. Pohyb plováku je písátkem zaznamenáván na kalibrovaný papír na hodinovém stroji. Moderní limnigrafy využívají i jiné metody, založené na odrazu ultrazvukových nebo optických vln. U limnigrafických stanic (obr. 3.15) je umístěn vodočet, který slouží ke kalibrování a kontrole limnigrafu.

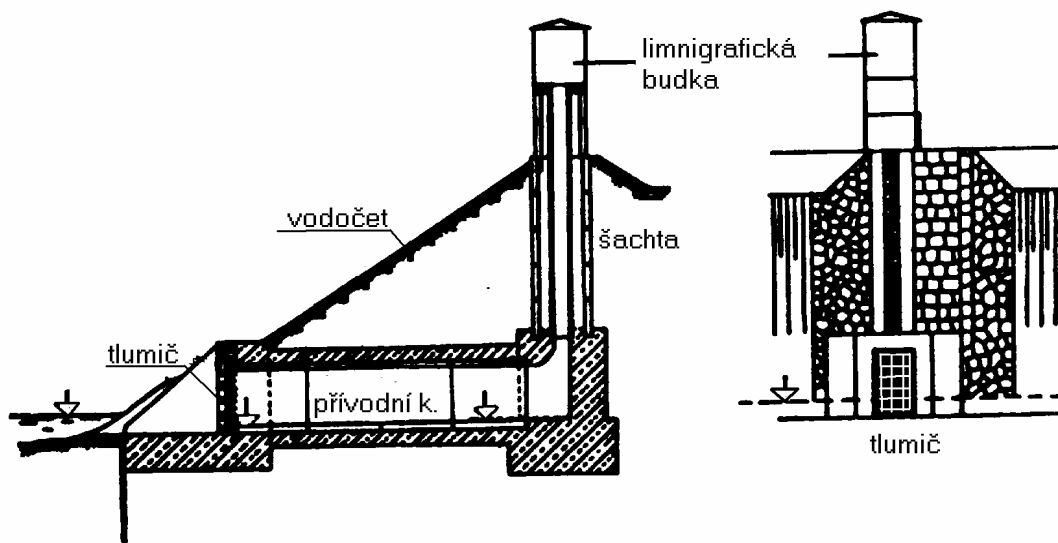
Především z limnigramu - záznamu limnigrafu – vyhodnocujeme další statistické údaje. Průměrný denní stav získáme tak, že plochu pod křivkou převedeme na obdélník o stejné ploše. Výška obdélníka odpovídá průměrnému dennímu stavu. Průměrné stavy za delší období určíme jako aritmetické průměry denních stavů v daném období.

3.8 Měření a určování průtoků

Stanovení průtoků na tocích v kterémkoli místě a čase je jedním ze základních hydrologických úkonů a důležitým údajem pro vodohospodáře. Ze znalosti časového a prostorového kolísání průtoků v říční síti můžeme hodnotit plošný odtok z povodí, zjišťovat příčiny jeho vzniku, vztahy mezi srážkami a odtokem, provádět vodní bilanci stanoviště, toku, povodí. Průtoky se ale ve většině případů nedají měřit přímo, proto na základě dlouhodobých měření odhadujeme průtoky z vodního stavu.

Sledování průtoků a jejich závislost na čase a průtočném profilu nabývá na důležitosti v období extrémních průtoků, při předpovídání kulminace a při protipovodňových opatřeních. Proto je vzájemné propojení jednotlivých monitorovacích míst a vyhodnocení dlouhodobé řady výsledků nezbytné.

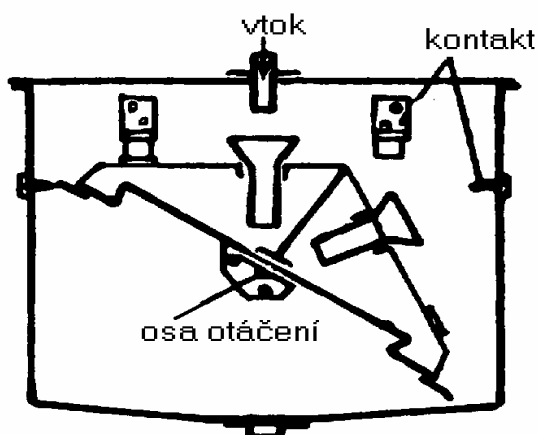
Průtok definujeme jako množství vody, které proteče za jednotku času daným průtočným profilem a uvádíme v [$m^3 \cdot s^{-1}$; $l \cdot s^{-1}$; $m^3 \cdot hod^{-1}$; atd.]. Průtok zjišťujeme několika metodami.



Obr. 3.15 Limnigrafická stanice [3]

3.8.1 Přímé měření průtoků

Tato metoda se používá pro měření malých průtoků, na potocích, při měření vydatnosti



Obr. 3.16: Automatické sklopné nádoby [3]

pramenů a při průzkumech pramenů. K tomu používáme buď přenosné nádoby nebo automaticky sklopné nádoby (obr. 3.16).

Vlastní průtok Q pak vypočítáme jako podíl objemu vody a času, za který natekla.

Pro přímá měření upravujeme měrný profil, používáme kovových přepadů nebo drenážní trubky. Měření se provádí nejméně 3x opakovaně. Na nepřetržité měření malých průtoků používáme automaticky sklopné nádoby, které se po

naplnění vymění a vylijí a počítadlo zaznamenává počet naplněných nádob. Toto měření můžeme provádět u velmi malých průtoků nebo u průtoků nepravidelných, u nichž potřebujeme zjistit např. průměrný průtok v průběhu delšího období (např. za celý den).

Metody přímého měření průtoků se používají pro průtoky $0,01 - 30,0 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$. Podle velikosti průtoků volíme samozřejmě i velikost měrné nádoby.

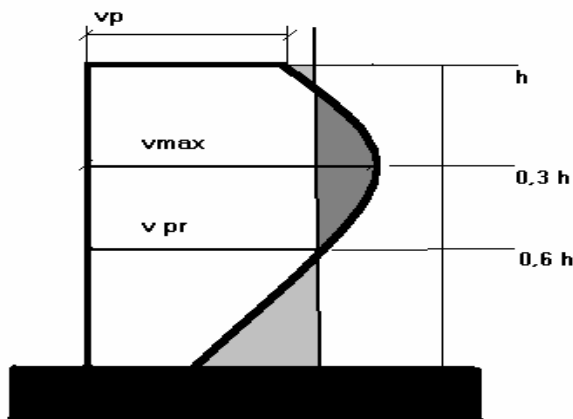
3.8.2 Nepřímé metody měření průtoků

Metody spočívají v tom, že se průtok neměří přímo jako objem za čas, ale měří se rychlosti proudu v určitých bodech a z nich se vlastní průtok počítá. Rychlosti jednotlivých částic vody v celém protékaném profilu nejsou stejné. U břehů a u dna je rychlost toku nejmenší, jelikož

dochází ke tření molekul vody o dno a břeh. Postupně tyto třecí síly se zmenšují. Na hladině se molekuly vody brzdí o molekuly vzduchu. Největší rychlost proudu je přibližně v polovině šířky koryta a v jedné třetině od hladiny. Čáry, které spojují místa se stejnou rychlostí toku se nazývají izotachy (obr.3.17). U jednotlivých svislic je rozložení rychlostí znázorněno na obr. 3.18. Povrchová rychlost v_p je rychlost na hladině, přibližně



Obr. 3.17 : Rychlost v profilu toku, izotachy



Obr. 3.18: Svislé rozložení rychlostí

v jedné třetině rychlost maximální v_{max} a ve dvou třetinách hloubky hloubky v_{pr} –jako průměrná rychlost ve svislici. Průměrnou rychlost v_{pr} zjistíme tak, že svislý profil rychlostí převedeme na obdélník o stejné ploše a výšce odpovídající h . Potom šířka obdélníka je rovna průměrné rychlosti v_{pr} . Poněkud jednodušeji zjistíme průměrnou rychlost v_{pr} tak, že v dané svislici změříme rychlost v v různých hloubkách, obvykle 0,2-0,4-0,6-0,8 h a vypočítáme prostý aritmetický průměr naměřených hodnot.

3.8.3 Měření průtoku z rychlosti proudu

Rychlost proudu měříme *plovákem*, *hydrometrickou vrtulí* nebo *Pitotovou trubicí*.

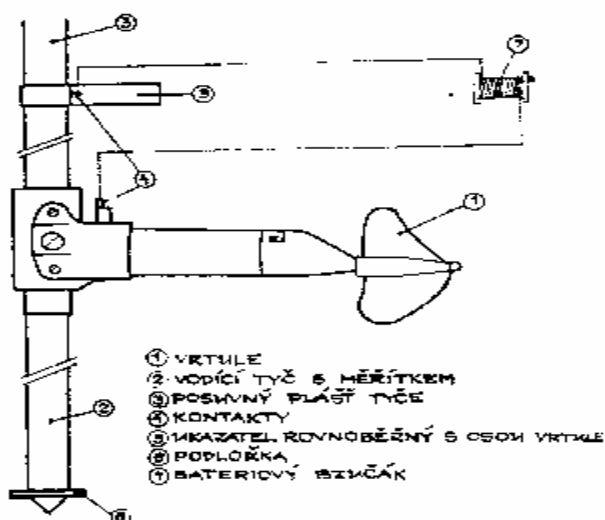
Měření rychlosti *plovákem* je sice nejjednodušší, ale i nejméně přesné. Používá se nouzově nebo pro orientační měření průtoků na tocích s ustáleným tokem. Měří se čas, za který plovák (dřevo, plastová láhev, ...) urazí přesně známou trasu. Měření provádíme nejméně 3x a vypočítáme průměrnou povrchovou rychlost proudu v_p . Zjistíme si plochu průtočného profilu S a vypočítáme průtok.

$$Q = S \cdot v_p \cdot K$$

kde K je koeficient charakterizující podmínky proudění toku (hloubku a šířku toku, břehy, zarostlé koryto, podmínky proudění atd.). Koeficient K je *vždy menší než 1* a nabývá hodnot v rozmezí (0,2 - 0,7).

Měření rychlosti *hydrometrickou vrtulí* je v současné době asi nejběžnější metoda. Hydrometrická vrtule se skládá z propeleru, těla vrtule, tyče a čítače otáček (obr. 3.19)

Propeler hydrometrické vrtule se v proudu otáčí. Podle rychlosti proudu a hloubky vody se užívají různé typy propelerů, které se liší velikostí (průměrem, délkou a stoupáním). Tvar a velikost propeleru určuje možnost využití hydrometrických vrtulí pro různé rychlosti. Počet otáček za určitou dobu se převádí na rychlost. U novějších vrtulí je přímo ukazatel



Obr. 3.19 : Hydrometrická vrtule s vodorovnou osou otáčení

rychlostí. Pomocí hydrometrické vrtule můžeme měřit skutečnou rychlost v přesně určeném bodu. Hydrometrická vrtule musí být kalibrovaná, což u nás provádí VÚV TGM v Praze. Závislost rychlosti v na počtu otáček n za dobu t je dána vztahem:

$$v = a + b \cdot n / t$$

kde a, b jsou konstanty vrtule, které se mohou pro různé rychlosti lišit. Existují dva typy vrtulí – s vodorovnou osou otáčení a se svislou osou otáčení. Běžnější je první typ.

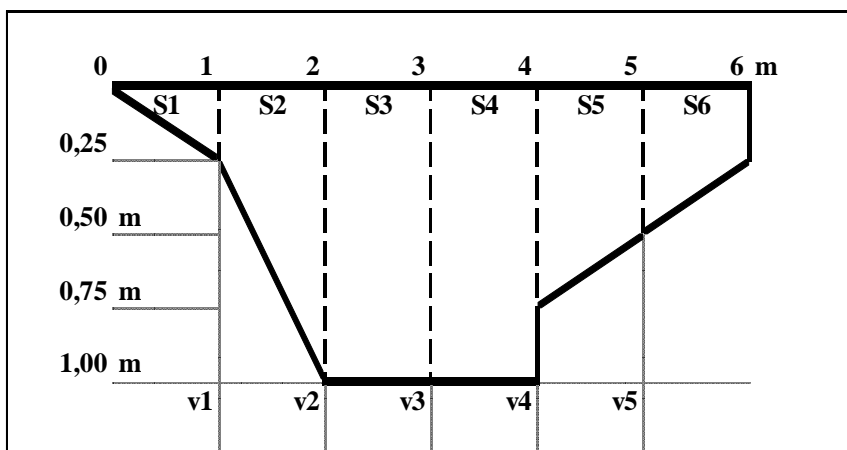
3.8.4 Postup výpočtu

Při měření postupujeme tak, že nejprve proměříme průtočný profil. Celou šířku toku rozdělíme na 4 – 12 (obvykle stejných) úseků. V těchto úsecích změříme hloubku toku a průtočný profil si zjednodušíme a převedeme jej na soustavu n pravoúhlých obrazců (trojúhelníky, lichoběžníky, obdélníky, čtverce) u nichž známe výšku a strany. Snadno spočítáme dílčí plochy těchto obrazců $S_1 - S_n$. (viz obr.3.20) Ve zvolených svislicích proměříme rychlosti proudu v různých hloubkách a vypočítáme **střední rychlosti** ve svislicích ($v_1 - v_n$). Pro výpočet středních rychlostí se používají různé metody. Nejjednodušší metodou je prostý aritmetický průměr naměřených rychlostí. Získané hodnoty dosadíme do vztahu pro výpočet průtoku [3]. Pro situaci na obr. 3.20 platí následující vztah:

$$Q = \frac{2}{3} \cdot S_1 \cdot v_1 + S_2 \cdot \frac{(v_1 + v_2)}{2} + S_3 \cdot \frac{(v_2 + v_3)}{2} + S_4 \cdot \frac{(v_3 + v_4)}{2} + S_5 \cdot \frac{(v_4 + v_5)}{2} + \frac{2}{3} \cdot S_6 \cdot v_5$$

Tento způsob výpočtu poskytuje poměrně přesné výsledky. Přesnost měření se zvýší větším počtem měření (svislic i rychlostí). Jako střední rychlost v_n je možno brát průměrnou rychlost vypočítanou např. ve 4 různých hloubkách (vhodné pro hlubší toky), nebo jako průměrnou rychlost z hloubek 0,3 h a 0,6 h (vhodné pro mělké toky). Je třeba zvolit kompromis mezi přesností měření a proveditelností a časovou náročností měření. Při výpočtu je samozřejmě nezbytné věnovat pozornost dosazení ve správných jednotkách. Pokud rozměry koryta udáváme v [m] a rychlost proudu v [$m \cdot s^{-1}$], získáme výsledek Q v [$m^3 \cdot s^{-1}$].

Prvním pokusem o měření rychlostí proudu a výpočtu průtoku bylo použití Pitotovy trubice. Pitotova trubice pracuje na principu měření tlaku proudící vody v U-trubicí naplněné měrnou kapalinou. Z rozdílu výšky hladin se vypočítá rychlost proudu. Měření **Pitotovou trubicí** se v současnosti pro měření rychlostí proudu téměř nepoužívá, protože správný postup při měření je velmi náročný a použití hydrometrických vrtulí je mnohem jednodušší. Různé modifikace Pitotovy trubice se však používají pro měření rychlosti letadel.



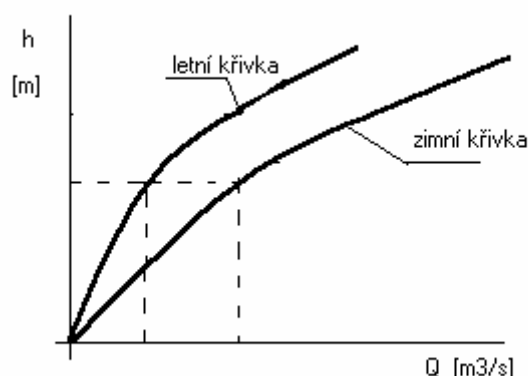
Obr. 3.20: Schéma pro výpočet průtoku

3.8.5 Konsumční křivka

U hydrologicky důležitých vodních toků, které jsou dlouhodobě sledovány, jsou v určitých měrných profilech umístěny vodočty. Abychom mohli pro jakýkoliv vodní stav, pozorovaný ve vodočetném profilu, určit odpovídající průtok Q , sestavujeme tzv. **konsumční křivku** (měrnou průtokovou křivku) (obr. 3.21). Tato křivka vyjadřuje závislost:

$$H = f(Q)$$

Sestrojíme ji tak, že stanovíme přesným způsobem (např. hydrometrováním) pro různé vodní stavy odpovídající průtoky. Na vodorovnou osu vynášíme průtoky a na svislou osu vodní stav. Dlouhodobým sledováním a měřením získáme řadu bodů, kterými proložíme vhodným způsobem vyrovnanou křivku. Křivka má zpravidla tvar paraboly. Podmínkou měření jsou setrvalé a ustálené hladiny, které nesmí být ovlivňovány vodními díly, vzdutím toku ani vlivy na tocích, které se stékají pod měřeným profilem. Přesto se však podmínky toku mohou v průběhu roku měnit. Proto jsou často konstruovány dvě konsumční křivky – letní a zimní. Rozdíly mohou být způsobeny např. zarůstáním koryta vodními rostlinami a tím i větším odporem vůči toku. Proto v letním (vegetačním) období bývá při vyšším vodním stavu menší průtok než v období zimním (mimovegetačním). Platnost konsumční křivky je nutno kontrolovat a aktualizovat, protože časem dochází ke změnám vlastností koryta (drsnost dna, břehy atd.).



Obr. 3.21 :Konsumční křivka

3.8.6 Určení průtoku pomocí rychlostních vzorců (Chezyho rovnice)

Pro určování průtoků se používají i odvozené empirické vztahy, z nichž nejčastěji jsou používány tzv. **Chezyho rovnice**. V praxi se používají pro výpočty navrhovaných koryt. Pro výpočet průtoků v přirozených poměrech jsou využívány především při odhadu velkých vod.

Správnost a přesnost těchto výpočtů závisí na správném určení Chezyho součinitele c v základní rovnici:

$$Q = S \cdot c \cdot (R \cdot I)^{0,5} \quad [m^3]$$

kde Q je průtok $[m^3]$
 S – průtočný profil $[m^2]$
 c – Chézyho rychlostní součinitel
 R – hydraulický poloměr $R = S/O$ $[m]$
 O – omočený obvod průtočného profilu $[m]$
 I – podélný sklon hladiny (niveleta dna)

3.8.7 Měření průtoků přepady

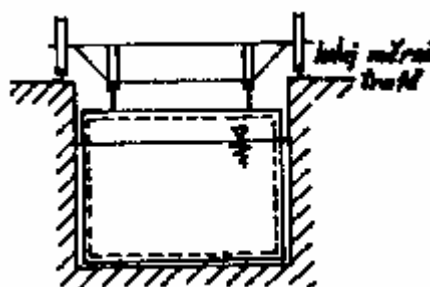
Při stálém sledování průtoků na malých tocích s vhodným profilem nebo na umělých kanálech (odtok z ČOV) se s výhodou používají přelivy s ostrou přelivnou hranou. Tato hrana se zabuduje do toku. Voda protéká výřezem v hraně a z výšky vody ve výřezu hrany se počítá průtok. Přelivné hrany mají různé tvary a různý způsob zabudování do toku.

3.8.8 Měření průtoků hydrometrickou clonou

Tato metoda se používá především v umělých rovných kanálech, v technologických linkách apod. Hydrometrická clona je stěna, která se téměř kryje s průřezem kanálu (obr. 3.22). Je pohyblivě zavěšena na vozíku, který se pohybuje nad kanálem po kolejkách. Clona zahradí tok a pohyb kapaliny způsobí pohyb vozíku. Rychlost vozíku odpovídá střední průřezové rychlosti $v_{stř}$. Průtok Q se potom vypočítá podle vzorce:

$$Q = \frac{l \cdot S}{t}$$

kde l je délka, kterou clona urazila za čas t
 S je plocha průtočného průřezu



Obr. 3.22 : Měrná hydrometrická clona [3]

3.8.9 Stanovení průtoku směšovací (chemickou) metodou

Na tocích, na kterých je obtížné stanovit plochu průtočného průřezu, jako např. u bystřin, se může pro přibližné stanovení průtoků použít výpočtu ze směšovací rovnice. Tato metoda spočívá v tom, že v určitém bodu se do toku dávkuje roztok chemické netoxické látky Q_1 o koncentraci c_1 . Po dokonalém promíchání v proudící vodě se v určitém bodě odebírají vzorky a určuje koncentrace c_2 . Z výsledků se počítá průtok Q .

$$Q = \frac{Q_1 \cdot c_1}{c_2}$$

Podmínkou správného určení průtoků touto metodou je konstantní přítok chemického činidla a dokonalé promíchání s proudící vodou, turbulentnost toku. Proto se odebírají tři vzorky

z profilu (u břehů a v proudnici). používaná látka nesmí být škodlivá pro rostliny i živočichy. Proto se nejčastěji používá NaCl, který se snadno stanovuje i při zředění 1: 20 000 nebo fluorescein s citlivostí stanovení až 1:4 000 000.

Pokud můžeme určit přesnou plochu průtočného průřezu, můžeme do toku naráz vlít roztok (např. NaCl). Na dvou profilech níže po toku měříme vodivost. Zaznamenáme dobu maximální vodivosti. Ze vzdálenosti obou profilů a doby mezi naměřenými maximy vodivosti zjistíme střední průřezovou rychlost a průtok jako součin plochy průtočného profilu a rychlosti.

Kontrolní otázky a příklady:

1. Proč se délka toku a staničení určuje jako vzdálenost od ústí toku a ne od pramenu po proudu?
2. Charakterizujte jednotlivé typy říčních soustav.
3. Popište metody určení plochy povodí.
4. Z grafu vývinu plochy povodí určete plochu povodí Brtnice, Velké Olešné a Mlýnice.
5. Z grafu vývinu plochy povodí určete plochu mezipovodí ohraničeného přítoky Střední Bělá a Lednický potok.
6. Který z přítoků Blanice má největší vlastní povodí?
7. Přímá vzdálenost pramenu Blanice a jejího ústí je 8 km. Určete stupeň vývinu povodí, určete tvar povodí.
8. Pro profil na obr. 3.16 byly zjištěny průměrné rychlosti v [m/s] $v_1=2,8$; $v_2=3,2$; $v_3=3,6$; $v_4=3,5$; $v_5=2,6$. Určete průtok daným profilem.

4. Hydrologie stojatých vod

4.1 Vlastnosti jezer a jejich třídění

Jezero je deprese zemského povrchu vyplněná vodou. Do jeho komplexu náleží i její horninové prostředí (vč. tvaru reliéfu) nebo vegetace a živé organismy (žijí na dně pánve nebo se vznášejí ve vodě), které jako producenti a konzumenti různých látek ovlivňují vlastnosti jezerní vody. Jezero může vzniknout jen v takové sníženině, kde přítok převažuje nad výparem nebo je s ním v rovnováze. Na rozdíl od řek je v jezerech zpomalená výměna vody, s čímž souvisí nestejnorodost vody ve vertikálním i horizontálním směru (týká se fyzikálních, chemických i biologických jevů a procesů).

K třídění jezer je možno použít různá kritéria (hydrologická, morfometrická, morfografická, fyzikální, chemická, biologická apod.).

Některá jezera jsou zbytky světového oceánu, a podle toho jsou označována jako **reliktní**.

Podle přítoku a odtoku vody se rozlišují jezera:

- **bezodtoká (uzavřená)** bez říčního přítoku i odtoku,
- **odtoková (otevřená)**, z nichž trvale nebo občas voda odtéká jezerním výtokem, ale přítok do jezera je jen plošný,
- **průtočná** nebo říční se stálým říčním přítokem i odtokem,
- **konečná**, do nichž trvale přitéká aspoň jedna řeka, ale říčním korytem vody nevytéká.

Podle původu jezerní pánve lze rozlišovat :

- **jezera hrazená** vznikla zahrazením říčního údolí sesuvem údolních svahů, písečným valem, morénou, masou ledovce, lávovým proudem...,
- **kotlinová jezera** vznikla v depresích vyhloubených deflací (šoty), poklesem ker zemské kůry (tektonická), vyhloubením ledovcem (ledovcová), chemickou erozí (krasová), vulkanickou činností (kráterová), degradací permafrostu (alasy),

- **údolní jezera** se vytvořila na říčním údolí při vývoji řečiště (větvení, zaškrcování meandrů, vývoj delty), v době povodní se často stávají součástí inundačního koryta a jsou promývána říční vodou,
- **jezera smíšeného původu** vznikla kombinací různých procesů, které se projevují ve zvláštnostech pánve (např. tektonická jezera přemodelovaná erozí pevninského ledovce nebo hrazená valy morén).

Podle geologických a geomorfologických sil, které vytvořily jezerní pánve lze rozlišit následující typy jezer, které jsou charakteristické hloubkovými poměry a reliéfem dna, což se projevuje i ve vlastnostech jezerní vody (vč. její cirkulace):

- **Jezera tektonického původu:** Vyznačují se velkými hloubkami a značnou rozlohou. Největší jsou situována v oblastech složitějších tektonických poklesů a mají pánve tvarově složitější, sestávající z několika příkopů vedle sebe. Nejhlubší z nich (Bajkalské, Tanganika) jsou v riftových zónách.
- **Jezera vulkanického původu:** Jsou to jezera kalderová (Crater Lake), jezera v údolích zahrazených lávovými proudy (Nikaragua) nebo jezera v explozivních kráterech (maary v Porýní). **Kalderová jezera** mají hlubokou nálevkovitou pánev a jsou napájena pouze srážkami, odtok se uskutečňuje pouze podzemní cestou puklinami nebo nesoudržnými sopečnými vyvrženinami. Povrchový výtok může jezero rychle vyprázdnit (vysoko položená). **Maary** mohou být napájeny i podzemní vodou. Život ve vulkanických jezerech závisí na jejich teplotních poměrech a chemismu vody. V **jezerech hrazených lávovými proudy** může být teplota a chemismus vody ovlivněn opakovanými výlevy lávy.
- **Ledovcová jezera:** Jsou nejčetnější ze všech jezer na Zemi, protože vznikla relativně nedávno. Tvoří celé systémy v oblastech bývalého zalednění a jsou rozseta v horských oblastech. Podle typu zalednění lze rozlišovat jezera vzniklá činností pevninských nebo horských ledovců.
 - a) V oblasti **pevninského zalednění** převládají jezera malá a málo hluboká, hlubší bývají jezera vyhloubená ledovcovými jazyky vysunujícími se z ledovcového štítu. Mají nepravidelný půdorys i reliéf dna. Často jsou bezodtoká, napájená jen ze srážek a podzemní vodou, při převaze srážek nad výparem se odtok uskutečňuje pouze podzemní cestou. Průtočná jezera zanikají rychleji ukládáním říčních sedimentů.
 - b) Činností **horských ledovců** vznikla jezera v pásmu jejich roztávání a ukládání morén (**hrazená**), v oblasti jejich erozní činnosti v pásmu vyživování ledovců (**karová**) a v oblasti pohybu ledovcových jazyků (**trogová**). Reliéf dna je nepravidelně členěný, hloubky mohou dosahovat od několika metrů do několika stovek metrů. Větších hloubek a objemu dosahují především jezera v trogových údolích hrazená morénou.
- **Jezera říčního původu (údolní):** Jsou výsledkem erozní a akumulární činnosti řek. Erozního původu jsou stará říční ramena. Za povodní jsou proplachována říční vodou. Tam, kde proplachování není dostatečné, se rychle zaplňují kalem, zarůstají vegetací a mění se v bažiny. Při poklesu hladiny podzemní vody rychle zanikají. Vznik jezer akumulární činností toku je spojen s růstem březních valů a s prostorem delty. Často jsou tato jezera v okrajových částech říčních niv a mezi rameny delty. Jsou obvykle velmi mělká a plošně rozlehlá (zvláště v deltách), bývají obklopena bažinami. Vývoj i zanikání těchto jezer jsou velmi rychlé.
- **Pobřežní jezera mořského původu:** Po jejich oddělení od pobřežní části moře (limanu) se voda vyslazuje, mělké pobřežní jezero zarůstá vegetací a mění se v bažinu (poldry, marše). Se změnou složení vody se mění i vegetace a zvířena jezera.
- **Jezerní pánve eolického původu:** Vznikají v polopustinných a pustinných oblastech vyvátím terénních depresí na místech nesoudržných zvětralin a usazenin. Jsou velmi

mělké a plošně rozlehlé. Vodou bývají zaplňovány jen periodicky nebo epizodicky v době vysokých průtoků řek, které v nich končí. Řeky přinášejí i soli, které po odpaření vody v suchých obdobích vytvářejí solné kůry nebo slané bažiny.

- **Krasová jezera:** Vyskytují se na územích karbonátových hornin. Větší z nich jsou na poljích. Mohou být trvalá, občasná nebo dočasná. Trvalá jezera jsou tam, kde vývoj krasových tvarů dospěl až na nepropustné podloží a ponory neodvádí všechnu přítékající vodu, občasná jezera jsou tam, kde ponory nestačí odvádět vodu v období vysokých průtoků podzemních řek, dočasná jezera tam, kde jsou ponory dočasně zúženy (ucpáním, sesutím stěny). Malá krasová jezera mohou vzniknout i v podzemních prostorách (za sifony, zahrazením dna jeskyň zříceným stropem).

Podle teplotního režimu se rozlišují jezera **teplá, chladná** a **studená**. Kritériem pro toto třídění je teplotní stratifikace vody v průběhu roku (viz dále).

Podle chemického složení vody se rozlišují jezera **sladkovodní** a **solná** či **minerální** (sodná, hořkoslaná, chloridová, sulfátová apod.).

Podle rozsahu výměny vody v celém prostoru jezerní pánve lze rozlišit jezera **holomiktní** (s dokonalým promícháváním vody) a **meromiktní** (s promícháváním jen do určité hloubky). Promíchávání vody má vliv na změny teploty vody s hloubkou nebo na přívod kyslíku od hladiny.

Z biologického hlediska se rozlišují jezera **eutrofní** (převládá produkce nad rozkladem, dochází k ukládání zahnívajícího bahna), **oligotrofní** (odumřelé organismy se přemění na minerální látky, čistá voda s dostatkem kyslíku) a **dystrofní** (v rašeliništích, mnoho organických látek, které ale nemohou být dále upotřebeny). Na světě převládají jezera oligotrofní. V současnosti ale dochází k eutrofizaci některých jezer v důsledku svádění odpadních vod s organickými zbytky do jezer nebo zvýšeného množství fosforu a dusíku z průmyslových hnojiv.

4.2 Morfometrické charakteristiky jezer

Obvykle se uvádějí tyto morfometrické vlastnosti jezer:

- **plocha hladiny (F):** měřená z mapy nebo v terénu,
- **délka (L):** nejkratší vzdálenost na hladině mezi dvojicí nejvzdálenějších míst protilehlých břehů,
- **šířka (š):** poměr plochy a délky (F/L),
- **maximální hloubka (H_{\max})** nebo **střední hloubka (H_s):** jejich hodnoty závisí na měnící se úrovni hladiny,
- **objem (V):** určován z map se zakreslenými izobatami, a to jako součet dílčích objemů mezi sousedními izobatami.

Mezi plochou hladiny (F), její výškovou polohou (H) a objemem jezera (V) existuje funkční vztah [$F=f(H)$, $V=f(F)$, $V=f(H)$]. Tento vztah lze graficky vyjádřit (**batymetrický plán, čára ploch a objemů jezera**) a odvozovat objem pro jakoukoli plochu nebo úroveň hladiny, popř. rozsah hladiny pro jakoukoli její úroveň. Tyto vztahy jsou potřebné pro výpočet vodní bilance jezera.

Všechny morfometrické charakteristiky jezer jsou proměnné v čase (výkyvy hladiny, přínos sedimentů řekami, břehy modelované abrazí).

4.3 Vodní bilance jezer

Vodní bilancí jezera se rozumějí změny objemu, které vznikají rozdílem mezi přítokem (vstupem) a odtokem (výstupem) vody za časovou jednotku (t), obvykle za rok.

Přínos vody se uskutečňuje:

- ❖ vtokem říční vody ($Q_{\bar{R}}$) a vody stékající z povrchu okolí jezera (Q_O),
- ❖ vtokem podzemní vody břehovým pásmem nebo dnem pánve (Q_P),
- ❖ srážkami spadlými na hladinu (S),
- ❖ kondenzací par ze vzduchu na hladině (K).

Odtok se uskutečňuje:

- ❖ říčním odtokem ($O_{\bar{R}}$),
- ❖ podzemním odtokem (O_P),
- ❖ výparem z hladiny (E),
- ❖ transpirací rostlinami pobřežního pásma (E_{TR}) - lze sem zahrnout i evapotranspiraci plážového pásma, kam může vody prosakovat a vzlínat.

Rovnice vodní bilance jezera za dobu t pak má tvar:

$$Q_{\bar{R}} + Q_P + Q_O + S + K - O_{\bar{R}} - O_P - E - E_{TR} = \pm V$$

a změna objemu V :

$$\pm W = \Delta H \cdot (F_1 - F_2) / 2,$$

kde F_1 a F_2 je plocha jezera za rozdílné úrovně hladiny za dobu t a ΔH rozdíl úrovně hladiny.

Některé členy v rovnici bilance jezer jsou obtížně zjistitelné a zároveň méně významné, proto se používá zjednodušená rovnice: $Q_{\bar{R}} + S - O_{\bar{R}} - E = \pm V$

U bezodtokých jezer lze z hodnot srážek, výparu a změny objemu jezera usuzovat na přítok či odtok podzemní vody: $S + Q_P - E = \pm V$ nebo $S - E - O_P = \pm V$, u konečných jezer: $Q_{\bar{R}} + S - E = \pm V$ nebo

$$Q_{\bar{R}} + S - E - O_P = \pm V.$$

Měření hodnot členů vodní bilance nemusí být zcela spolehlivé, rovnice je tedy jen přibližným matematickým modelem. Přesto může ukázat, zda při trvalém odběru vody dojde k trvalému snižování hladiny nebo jen ke snížení říčního nebo podzemního odtoku.

4.4 Výkyvy hladiny a proudění

Změny polohy hladiny jezera se systematicky měří ve vodoměrných stanicích vybavených podobně jako stanice na řekách (vodočty, limnigrafy). Výkyvy mohou dosahovat od několika centimetrů do několika metrů (podle vodní bilance, rozlohy a tvaru pánve). Lze je analyzovat obdobně jako výkyvy vodních stavů na řekách. Dlouhodobé výkyvy nebo trend pohybu hladiny mohou signalizovat změnu klimatu. Krátkodobé opakující se výkyvy ukazují na podíl zdrojů napájení jezera.

Krátkodobé výkyvy hladiny souvisí i s **vlněním vyvolaným větrem**. Při něm dochází k pohybu částic po přibližně kruhových drahách (orbitách), jejichž poloměr se do hloubky zmenšuje. Výška vln závisí na rychlosti větru, na délce rozběhu vlny (šířka jezera ve směru větru), na hloubce jezera - roste s jejich zvětšováním. Při přechodu z hlubší části jezera do mělkého příbřežního pásma se vlny transformují stejně jako v příbojovém pásmu moří.

Stojaté vlny (podle místního názvu na Ženevském jezeře se pro ně vžilo označení *seše*, *seiches*) vznikají, když se hladina jezera začne pohybovat nahoru a dolů okolo jednoho nebo více uzlových bodů. Na pobřeží se tento pohyb projevuje jako vlnění. Výkyvy hladiny při břehu mohou dosahovat i několik metrů, obvykle je to ale jen několik desítek centimetrů. Za příčinu jejich vzniku se udává náhlé zvýšení atmosférického tlaku na část hladiny jezera (toto náhlé zvýšení tlaku může být vyvoláno i prudkým nárazem padavých horských větrů - bóry nebo fénu).

Proudění je v jezerech vyvinuto jen v menších rozměrech, přesto významně přispívá k výměně vody v horizontálním i vertikálním směru, což vede i k výměně tepla a kyslíku.

Říční proudění je vyvinuto v průtočných jezerech, přispívají k němu i odlišně vlastnosti říční vody. **Proudění vyvolané větrem** vzniká při dlouhotrvajícím větru, který uvádí do pohybu

svrchní vrstvu vody (v hlubších jezerech může být úbytek na jedné straně jezera kompenzován výstupem vody z hloubky na straně druhé, čímž se vytvoří uzavřená cirkulace). **Konvekční proudění** je výsledkem termického režimu jezera. Způsobuje výměnu vody mezi svrchními a hlubšími vrstvami vody a spolu s ní i výměnu kyslíku.

4.5. Teplotní poměry, ledový režim

Teplota vody v jezeře je výsledkem poměru mezi přítokem a odtokem tepla. Zdrojem tepla jsou: sluneční záření pronikající pod hladinu, tok tepla z břehové linie a pláže, tok tepla z okolní atmosféry, teplo uvolňované kondenzací vodních par na hladině, teplo přinášené vodou řek, teplo přinášené srážkovou vodou, teplo přinášené vtékající podzemní vodou, teplo vznikající při rozkladu organické hmoty oxidací ve vodě i na dně, teplo uvolňované při zamrznání. Ztráty tepla vznikají: tokem tepla do chladnější atmosféry, tokem tepla do chladnějších břehů a dna pánve, výparem z hladiny, táním ledových útvarů na hladině, odtokem vody jezerním výtokem, odtokem vody podzemní cestou.

Stále se střídající příjem a výdej tepla v průběhu dne i v průběhu roku při měnící se hmotnosti vody vyvolává pohyb vodních molekul ve vertikálním směru – **termické konvekční proudění**. Výsledkem konvekčního proudění je **teplotní zvrstvení (stratifikace) vody**, v němž lze rozlišit tři základní typy:

- **přímá teplotní stratifikace**: Teplota vody při hladině je vyšší než 4 °C, s rostoucí hloubkou se snižuje nejvíce na 4 °C (při této teplotě největší hmotnost objemové jednotky vody). U teplých jezer se vyskytuje po celý rok, u chladných v teplé části roku, nejvýraznější je v nejteplejších měsících.
- **obrácená stratifikace (teplotní inverze)**: Teplota vody při hladině je nižší než 4 °C (lehčí voda), pod ní voda jen o teplotě nejméně 4 °C. Vyskytuje se na chladných jezerech v zimním období, trvale ve studených jezerech. Jejím zjevným doprovodem jsou ledové útvary a zámrz hladiny. K této stratifikaci může dojít až po vyčerpání zásob tepla v hlubších vrstvách a poklesu jejich teploty na 4 °C (proto objemná jezera zamrzají později než mělká a malá)
- **homotermie**: Teplota v celé hloubce jezera je vyrovnaná na 4 °C. Tento stav nastává, když se v chladných jezerech po roztátí ledu účinkem slunečního záření a tokem tepla z teplejší atmosféry teplota svrchní vrstvy zvyšuje, a na podzim při zesílené konvekci.

V období obrácené stratifikace (ledová pokrývka) nedochází ke konvekci a tím ani k výkyvům teploty vody. V období přímé stratifikace se konvekčním prouděním teplota svrchní vrstvy vyrovnává v rozsahu konvekce a pokles teploty vody s hloubkou je pomalý - méně než 0,5 °C na 1 m hloubky. Mocnost této vrstvy se zvětšuje od jara k létu a opět se zmenšuje na podzim. Tato vrstva (**epilimnion**) je dobře prokysličená a proto je vhodným prostředím pro zooplankton. Pod touto vrstvou ubývá teploty mnohem rychleji, skokem - až 2 °C na 1 m (**skočná vrstva, metalimnion**). Pod touto vrstvou už je pokles teploty velmi pomalý - desetiný °C na 1 m (**hypolimnion**). V ekvatoriálních oblastech je skočná vrstva nevýrazná (malé teplotní rozdíly mezi svrchní a hlubší vrstvou), s rostoucí zem. šířkou se skočná vrstva zvýrazňuje, ve vysokých šířkách se rozdíl opět zmenšuje a při přechodu k obrácené stratifikaci zaniká. V mělkých jezerech a rybnících se voda může prohřívat až ke dnu, v zimě se naopak může i u dna ochladit pod 4 °C nebo může dojít k promrznutí až do dna.

Zamrznání jezer může začít až po vzniku obrácené stratifikace a poklesu teploty vody na hladině na 0 °C. Průběh zamrznání závisí na tom, zda je hladina v klidu nebo rozvlněna nebo zda na ni padá sníh.

Při ústí řek ovlivňuje zamrznání jezera přitékající ledová tříšť, která může vytvářet i nápěchy. U jezerního výtoku s větším sklonem koryta hladina nezamrzá (z jezera vytéká voda o teplotě nad 0 °C).

V průběhu zimy se při výkyvech teploty vzduchu mění hustota ledu - při poklesu teploty se led smršťuje a vznikají v něm dlouhé suché trhliny. Na velkých jezerech v oblastech s dlouhými zimami dochází ke smršťování a rozpínání ledu a za silných, dlouhotrvajících větrů k jeho vysouvání na pobřeží. Ledové kry se na sebe mohou nasunovat až do vzdáleností několika desítek metrů a působit škody. Podle trhlín v ledu vzniklých v zimě dochází na jaře k odlamování ker, tání ledu probíhá seshora (sluneční záření) i zespoda (říční a podzemní přítok). Pohyb ledových ker na jezerech obvykle není výrazný. Větší je jen při jezerním výtoku, kde jsou kry unášeny do volného řečiště (druhý chod ledu na řece). Zamrznání slaných jezer závisí na jejich salinitě, jeho průběh je ale obdobný jako u sladkovodních jezer.

4.6 Vliv jezer na mikroklima

Vliv jezer na klima jejich okolí lze pozorovat jen v blízkosti plošně rozsáhlých jezer a na územích s rozsáhlými jezerními systémy. V tropických a subtropických pásmech je pozorovatelné zvýšení vlhkosti vzduchu a v mírných šířkách oteplovací účinek na podzim a ochlazující na jaře a v létě.

Mnohem výraznější je **vliv jezer na režim řek**. Projevuje se zřetelným vyrovnávacím účinkem na průtoky, které v období vysokých vodností zmenšuje a v období nízkých vodností zvyšuje. Povodňové vlny se při průtoku jezerem zplošťují (časový posun odtoku). Míra tohoto účinku závisí více na plošném rozsahu než na objemu jezera.

4.7 Bažiny a mokřady

Bažiny a mokřady jsou částí povrchu země s trvale nebo po delší dobu roku zamokřenou nebo mělce zaplavenou půdou, porostlou vlhkomilnými a vodomilnými rostlinami. Mnohé mokřady vznikly zarůstáním jezerních pánví nebo zvýšením hladiny podzemních vod do úrovně půdní vrstvy. Proto mohou být mokřady jak v místech s nadbytkem vláhy, ale i v oblastech s deficitem vláhy. V oblastech s nadbytkem vláhy přispívá ke vzniku mokřadů plochý, nedokonale odvodňovaný reliéf. Na území ČR jsou nejvíce rozšířeny *slatiny, vrchoviště a přechodová rašeliniště*.

Slatiny vznikají tam, kde říční nebo podzemní voda přináší dostatek minerálních živin. Jezera, mrtvá říční ramena apod. zarůstají vodomilnými rostlinami, které tvoří ostrůvky, jež se postupně rozšiřují a spojují. Postupně narůstá vrstva rostlin, při 0,5 – 1 m vrstvě je vzniklý koberec schopný unést člověka.

Vrchoviště vznikají v místech s dostatkem vláhy. Pojmenována jsou podle vypouklého tvaru. Odumírající rostliny zvyšují vrstvu bahenního humusu, takže ta je později mimo dosah vod, které přinášejí živiny. Srážky postupně způsobují vyluhování živin a půda se stává kyselou. Travniny postupně vystřídá rašelinič. Ten se rychle rozrůstá a brzy udusí i zbytky původního porostu. Podmínky nejsou vhodné ani pro růst stromů. Roste zde jen nenáročná borovice, která se drží kořeny jen při povrchu, kde je půda alespoň trochu provzdušněná. Při silném větru se tyto stromy neudrží a dochází k vývrátům a ukládání do vrstev rašelinič. Za nepřístupu vzduchu se postupně vše mění na rašelinu. Stálé hromadění rychle rostoucího rašelinič způsobuje zvyšování rašeliniště nad okolní terén a postupně vzniká *vrchoviště*. Na vrchovištích mohou růst samozřejmě i jiné rostliny, především suchopýr, klikva, borovice blatka a další. Na vrchovišti bývají často jezírka s hnědě až rezavě zabarvenou vodou s nízkým pH. Mocnost vrstvy dosahuje často několika metrů, výjimečně při vhodných podmínkách i více než 15m.

Přechodová rašeliniště mají vlastnosti obou výše uvedených typů. Mají ještě dostatek živin, takže kromě rašeliničku jsou zastoupeny i další druhy rostlin – ostřice, rojovník atd., i řada dřevin – borovice, bříza, olše a další.

Rašeliniště mohou pojmout velké množství vody. Samotná rašelina obsahuje mnohdy i více než 90% vlhkosti. Vzhledem k malému obsahu minerálních živin musí rostliny čerpat velké množství vody a tak výpar může být větší než výpar z vodní hladiny. Vlivem trvale provlhlé půdy a mnohdy i větší nadmořské výšky, je zde trvale vysoká vzdušná vlhkost, půda i vzduch jsou chladnější a mikroklima je drsnější, s nízkými teplotami a častým výskytem mlh a hojnou rosou. Rašeliniště v době sucha vodu váží, v období dostatku vláhy vodu postupně pouštějí. Pokud jsou rašeliniště nasycena, vodu nezadržují, mají tedy vliv na nerovnoměrný odtok vody. Ani přeschlá rašelina není schopna vázat vodu a dlouho trvá, než se opět nasytí. Hydrologický význam rašelinišť není zcela jednoznačný, ale rozhodně má vliv na postupné doplňování spodních vod a udržení vody v krajině. Kromě toho mají naprosto jedinečný význam pro mokřadní flóru a faunu.

U nás jsou rašeliniště rozšířena především ve vyšších oblastech Šumavy, v Krušných horách, Krkonoších a Jizerských horách. Dále pak na třeboňsku.

Kontrolní otázky:

1. *Vysvětlíte pojmy jarní a podzimní cirkulace, letní a zimní stagnace.*
2. *Jaká významná jezera v ČR znáte?*
3. *Proč především menší horská jezera jsou citlivá na kyselý déšť a další negativní vlivy.*

5. Výpar (evaporace)

Do ovzduší se voda dostává **výparem z vodní hladiny, ze sněhu a ledu, z povrchu půdy a rostlin, transpirací rostlin a živočichů a lidskou činností**. Intenzita výparu se v hydrologii nejčastěji udává v [mm] za uvažované časové období, tj. minutu, den, měsíc, rok atd. **Celkový roční výpar** na Zemi je roven $518,6 \cdot 10^3 \text{ km}^3$. množství vody obsažené v atmosféře je přibližně rovno $12,3 \cdot 10^3 \text{ km}^3$. Z toho vyplývá, že se voda v atmosféře vymění přibližně za 9 dní, tedy cca. 43x do roka [3]. Výpar je děj, který má veliký význam pro udržení klimatu na Zemi. Voda a její koloběh mají významný termoregulační vliv na mikro i makroklima. Teplotní výkyvy v přímořských zemích jsou podstatně menší než v zemích vnitrozemských. To platí jak pro kolísání teploty v cyklu den x noc, tak i zima x léto.

Množství tepla, které je zapotřebí, aby se 1 g vody přeměnil při dané teplotě ve vodní páru – skupenské teplo vypařování – C_v je dáno vztahem [2]:

$$\begin{array}{ll} \text{pro vodu} & : \quad C_v = 2539,3 - 2,91 \cdot t \quad [\text{J} \cdot \text{g}^{-1}] \\ \text{pro led a sněh} & : \quad C_v = 2872,1 - 2,91 \cdot t \quad [\text{J} \cdot \text{g}^{-1}] \end{array}$$

kde : t – je teplota vypařujícího se povrchu kapaliny ve $^{\circ}\text{C}$

Výpar je značně složitý děj. Zvyšováním teploty se zvyšuje kinetická energie molekul, které překonávají přitažlivé síly mezi molekulami vody. Tím se tedy zvyšuje i rychlost výparu. Kromě teploty je výpar urychlován snížením atmosférického tlaku. Ve vysokých nadmořských výškách je nižší tlak, voda vře při nižších teplotách, tedy se i snáze vypařuje. Velmi důležitým faktorem ovlivňujícím rychlost vypařování je vlhkost okolního prostředí (vzduchu). Vzduch s vysokou relativní vlhkostí je schopen přijmout pouze malé množství vodní páry do nasycení. A nasycený vzduch již další vodní páru nepřijme. Obdobný vliv má i teplota vzduchu (viz vztah mezi teplotou vzduchu a relativní vlhkostí vzduchu). Vítr při výparu odnáší z prostoru nad vodní hladinou molekuly vody, které se dostaly již do ovzduší. Vlhký vzduch je tak nahrazován vzduchem sušším. Obzvláště u velkých vodních ploch je pak

nutný silnější vítr, aby došlo k turbulentnímu proudění zasahujícímu do vyšších vrstev atmosféry. Naopak chladný vzduch může výpar snížit, teplota může poklesnout až pod hodnotu rosného bodu a vzdušná vlhkost začne kondenzovat.

Výpar z volné vodní hladiny je nejvýznamnějším příspěvkem pro atmosférickou vlhkost a je dále ovlivňován kvalitou a složením vody. Výpar slané mořské vody je asi o 2-3 % nižší než výpar ze sladké vody za stejných podmínek. Velikost výparu ovlivňuje rovněž tvar vodní hladiny. Různě tvarované nepravidelné pobřeží urychluje výpar. členitá plocha urychluje odvod nasyceného vzduchu z prostoru nad vodní hladinou.

Výpar ze sněhu a ledu může probíhat pouze tehdy, je-li rosný bod nižší než teplota sněhu a ledu, tedy menší než 0°C. Výpar se s poklesem teploty samozřejmě snižuje. Nejčastěji dochází-li v úniku molekul přímo z pevné fáze do plynné, hovoříme tedy o sublimaci. Výpar ze sněhu je vyšší než výpar z ledu, protože sníh je méně kompaktní a má větší povrch. Výpar ze sněhu a ledu velmi ovlivňuje sluneční radiace, je závislý na fyzikálních i chemických vlastnostech ledu a sněhu, dále je důležitým faktorem i vítr a situování zasněženého povrchu vůči světovým stranám.

Vliv průměrné teploty vzduchu na výpar

Průměrná teplota vzduchu [°C]	Výpar ze sněhu [mm/měsíc]
0	30
-5	17
-20	3

Výpar ze sněhu se určuje úbytkem hmotnosti sněhu v nádobách, umístěných pod širým nebem. Takto získané výsledky jsou do určité míry zkreslené ohřevem nádob, které způsobují urychlené tání. Takto získané hodnoty jsou ve skutečnosti vyšší, než hodnoty reálné.

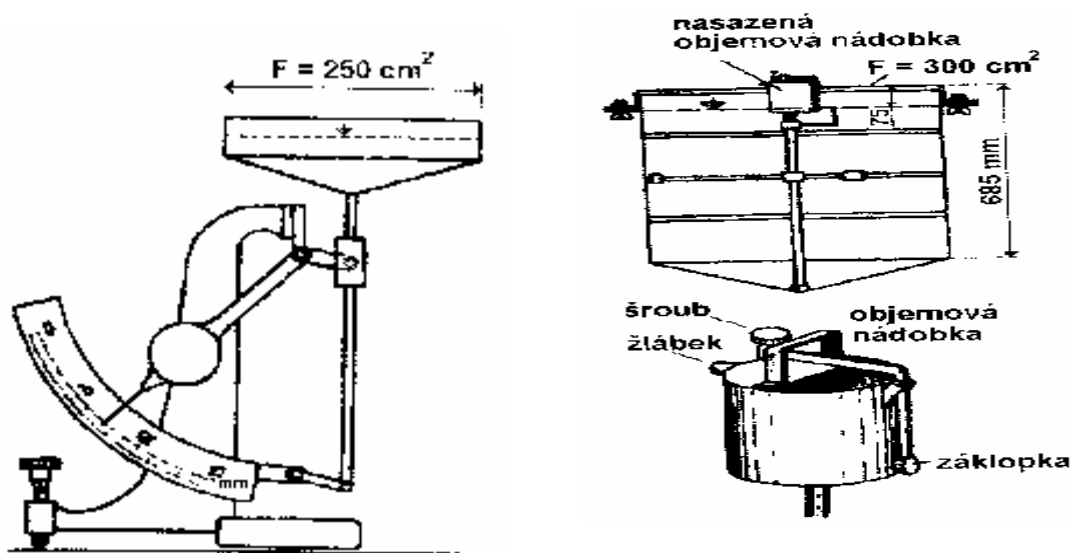
Výparem z půdy rozumíme výpar z holého půdního povrchu bez vegetačního krytu, popř. z půdního povrchu pod vegetačním krytem (např. v lesním porostu). Kromě výše uvedených faktorů společných pro veškerý výpar, je výpar z půdy ovlivňován

vlhkostí půdy (čím vyšší vlhkost, tím větší výpar), druhem a typem půdy. Jílovitá půda váže vodu velmi pevně a výpar je nízký, naopak, půdy pórovité (písečné) uvolňují vodu snadno. Tmavé půdy se snáze ohřejí a podporují potom výpar. Výpar z půdy se dá měřit pomocí lyzimetrů. Obvykle se jedná o nádoby velkého objemu s půdním monolitem. Výpar se pak stanoví obvykle vážkově. Menší lyzimetry se využívají pro sledování vodního režimu půd. Častěji než samotný výpar z povrchu holé půdy (evaporaci) se zjišťuje celkový výpar z půdy i z rostlin – evapotranspiraci. Kromě výparu z povrchu půdy je tvořena transpirací – výdej vody rostlinami ve formě par, gutací - výdej vody v kapalném stavu a intercepce – výparem vody zachycené na povrchu rostlin ze srážek. Evapotranspirace závisí i na druhu rostlin, jejich stáří, zdravotním stavu a dalších fytopatologických faktorech. Dále pak na množství vody v půdě, ročním období, hustotě vegetačního pokryvu a dalších faktorech. Evapotranspirace společně s výparem z vodní hladiny jsou nejvýznamnějšími činiteli, které se podílejí na koloběhu vody.

Výpar způsobený transpirací živočichů včetně člověka je nevýznamný. Mnohem větší význam však nabývá výpar způsobený činností člověka. Patří sem samozřejmě zásahy člověka do vodního režimu toků (napřimování a zkracování toků, stavba přehradních nádrží atd.) dále pak voda, která se dostává do atmosféry přímo (chladící věže elektráren), voda ze spalování fosilních paliv, voda při požárech, voda unikající z technologických procesů.

5.1 Metody stanovení výparu

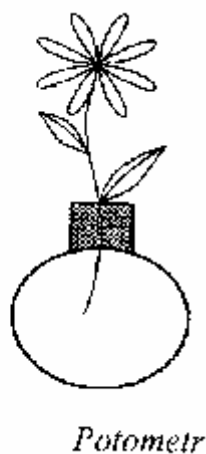
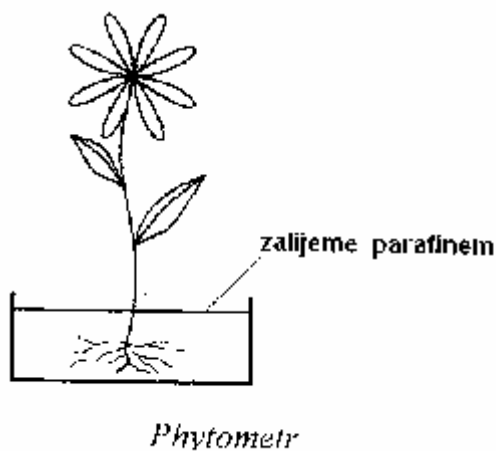
Veškeré metody stanovení výparu jsou vždy zatíženy značnými chybami způsobenými rozdílností skutečných poměrů a podmínek měření. Přesto sledování výparu je velmi důležité. Přímé metody jsou založeny na použití přístrojů. **Wildův výparoměr** je jednoduchý přístroj konstruovaný na principu listovních vah (obr. 5.1)



Obr. 5.1 : Wildův výparoměr a výparoměr GGI [3]

Miska o ploše 250 cm^2 je naplněna vodou (480 ml, 15 mm pod okraj). tím je přístroj vynulován. Úbytek vody z misky je vahadlem přenášen přímo na stupnici, která je kalibrována již ve výparné výšce H_v v [mm] s přesností na desetiny milimetru. Přístroj se zásadně umísťuje v žaluziové meteorologické budce, odečet se provádí stejně jako u srážek v 7 hodin ráno popř. i v 21 hodin. Voda se dolévá denně, abychom udržovali pokud možno stejné podmínky.

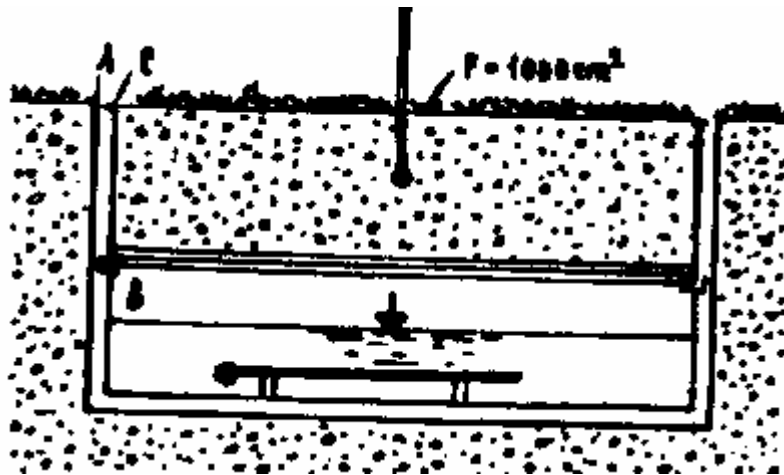
Výparoměr GGI 3000 (obr. 5.1) se umísťuje na měrný pozemek nebo na plovoucí vor. Skládá se z kovové nádrže o průřezu 3000 cm^2 a výšce 685 mm. Ta je umístěna tak, aby horní hrana byla 75 mm nad terénem.



Uprostřed nádoby je svislá rourka, ve které se byretkou měří množství vody, která ubyla. Na pozemku se instaluje do stínu a zabraňuje se pletivem ptákům v pití vody. Nedílnou součástí stanice, kde sledujeme výpar je samozřejmě i ombrometr.

Obr.5.2 : Fytometr a potometr [2]

Plovoucí výparoměry jsou výparoměry umístěné na voru, který plave po vodní hladině. Výparoměr je ponořen do vody a udržuje si tak teplotu okolí, je ovlivňován větrem stejně, jako voda v okolí. Stejně jako u výparoměrů na suchu i zde musí být instalován srážkoměr. Transpiraci určujeme pomocí tzv. **fytometrů** a **potometrů** (obr 5.2). Je to dostatečně velká nádoba naplněná půdou, resp. vodou, ve které je zasazena jedna nebo více rostlin stejného druhu. Aby se zamezilo výparu z povrchu půdy, je zalit parafínem nebo překryt plastovou fólií. Transpirované množství vody je dáno úbytkem hmotnosti fytometru s rostlinou. Evapotranspiraci a vodní bilanci půdy je možno stanovit pomocí výparoměru Rykačeva (obr. 5.3) i z bilance **lyzimetrů**.



Obr. 5.3 : Výparoměr Rykačeva [3]

Na závěr nutno připomenout, že hodnoty získané z výparoměrů jsou zatíženy chybami (malé výparné plochy, nehomogenní prostředí atd.). Měříme tedy tzv. výparnost a na hodnoty výparu ji přepočítáváme pomocí empirických koeficientů.

Tabulka 5 : Odborná správa vodních toků

Kategorie	Správce	Délka vodních toků v [km]
Vodohospodářsky významné toky		
	Povodí Labe a.s.	3 711,80
	Povodí Vltavy a.s.	4 643,50
	Povodí Ohře a.s.	1 981,00
	Povodí Odry a.s.	1 202,50
	Povodí Moravy, a.s.	3 744,70
	Celkem působnost MZe	15 283,50
Drobné vodní toky		
	Zemědělská vodohospodářská správa	34 539,80
	Lesy ČR, a.s.	19 730,00
	Podniky Povodí, celkem	1 712,50
	Celkem působnost MZe	55 926,90
	Ostatní	4 792,60
	Drobné vodní toky celkem	60 716,50
Vodní toky celkem		76 000,00

Literatura:

- [1] Hubačíková, V.: Hydrologie, skriptum MZLU Brno, 2002
- [2] Krešl, J.: Hydrologie, skriptum MZLU Brno, 2001
- [3] Kemel, M.: Hydrologie, skriptum FS ČVUT Praha, 1991
- [4] Tlapák, V., Herynek, J.: Úpravy vodních toků a hrazení bystřin, skriptum MZLU Brno, 2001
- [5] Pitter, P.: Hydrochemie, SNTL Praha 1984
- [6] Kolektiv autorů: Kapitoly z ochrany životního prostředí, učební text, 1997
- [7] Just, T.: Ochrana vod, Příručka pro ochránce přírody č.14, ÚV ČSOP Praha 1990
- [8] Strnadová, N.-Janda, V.: Technologie vody 1, VŠCHT Praha 1995