

OBSAH

Predhovor	5
1. Úvod do štúdia meteorológie a klimatológie	7
1.1. Vymedzenie pojmu meteorológia	7
1.2. Vymedzenie pojmu klimatológia	7
1.3. Klimatický systém a jeho vlastnosti	7
1.4. Spôsoby získavania a spracovania dát a informácií	9
2. Atmosféra	10
2.1. Vlastnosti atmosféry	10
2.2. Vertikálne členenie atmosféry	11
3. Základné meteorologické prvky a ich klimatologické charakteristiky	12
3.1. Slnéčné žiarenie	12
3.2. Teplota vzduchu	15
3.3. Teplota pôdy	20
3.4. Vlhkosť vzduchu, vyparovanie a kondenzácia	20
3.5. Atmosferické zrážky	25
3.6. Tlak vzduchu	28
3.7. Prúdenie vzduchu – vietor	30
4. Všeobecná cirkulácia atmosféry	33
4.1. Vzduchové hmoty	33
4.2. Atmosferické fronty	33
4.3. Vznik a vývoj cyklóny (tlakovej níše)	35
4.4. Všeobecná cirkulácia atmosféry	35
5. Úvod do štúdia hydrológie a hydrogeografie	47
5.1. Predmet výskumu hydrológie a hydrogeografie	47
5.2. Stručné dejiny hydrológie	48
5.3. Členenie hydrológie	49
5.4. Metódy hydrologického výskumu	50
6. Hydrologická bilancia	51
6.1. Hydrologický cyklus na Zemi	52
6.2. Hydrologický cyklus v povodí	54
6.3. Vplyv fyzickogeografických činiteľov na hydrologický cyklus v povodí	57
7. Hydrografia	60
7.1. Morfometrické charakteristiky hydrografickej siete	61
7.2. Analýza morfometrických a morfológických charakteristík vodných útvarov	62
7.3. Geomorfologické vlastnosti údolí a korýt riek	66
8. Hydrometeorológia	68
8.1. Atmosferické zrážky	69
9. Hydrometria	74
9.1. Meranie hodnôt hydrologických prvkov	75
10. Metódy spracovania a hodnotenia hydrologických dát	82
10.1. Metódy hodnotenia vodných stavov	83
10.2. Metódy hodnotenia prietokov	83

11. Povrchový odtok	91
11.1. Hodnotenie hydrologického režimu toku	91
11.2. Hodnotenie tokov podľa režimu odtoku	102
12. Podpovrchový odtok	107
12.1. Zdroje vzniku a členenie podpovrchových vôd	108
12.2. Metódy stanovenia podzemného odtoku	115
13. Hydrológia stojatých vôd	117
13.1. Prírodné vodné nádrže	117
13.2. Mokrade	120
13.3. Umelé vodné nádrže	122
14. Oceánografia	126
14.1. Svetový oceán, jeho význam a rozdelenie	126
14.2. Znečisťovanie svetového oceánu	133
14.3. Ochrana svetového oceánu	135
14.4. Niektoré terminologické a legislatívne otázky súvisiace s morským právom	135
14.5. Vodné hmoty svetového oceánu	137
14.6. Pohyby vody svetového oceánu	138
14.7. Hydrologické rajóny svetového oceánu	142
15. Cvičenia, úlohy a ich riešenie	149
Literatúra	154

PREDHOVOR

Učebné texty – skriptá *Klimageografia a hydrogeografia* vychádzajú v edícii **Extern** a sú určené najmä študentom externej formy štúdia v študijnom programe *Geografia vo verejnej správe*. Zároveň však predpokladám, že v dôsledku nedostatku kvalitnej študijnej literatúry, najmä v oblasti hydrológie a hydrogeografie budú tieto skriptá využívať aj študenti dennej formy štúdia v študijných programoch *Geografia a kartografia*, *Geografia vo verejnej správe*, *Geografia, rozvoj regiónov a európska integrácia* ako aj študenti *učiteľských kombinácií s geografiou*.

Skriptá sú členené na 14 hlavných kapitol tak, aby pokrývali celú šírku problematiky v oblasti meteorológie, klimatológie, hydrológie a hydrogeografie. Zároveň sú vzhľadom na potreby študentov externého štúdia v 15. kapitole uvedené a rozpracované viaceré úlohy a príklady z hydrometeorologickej problematiky.

Pri spracovaní učebných textov boli využité najnovšie informačné zdroje dostupné v predmetnej oblasti. Chcel by som vyjadriť presvedčenie, že najmä grafické prílohy (obrázky, grafy a schémy) umožnia študentom lepšie pochopiť študovanú problematiku. Uvádzam to napriek tomu, že si uvedomujem možné problémy pri prevedení pôvodne farebných obrázkov do čiernobielej podoby.

Pri definovaní základných odborných pojmov som vychádzal najmä z aktuálneho hydrologického a meteorologického slovníka a v súčasnosti využívaných noriem v študovanej problematike. Z tohto dôvodu sú v prehľadoch uvádzané aj anglické ekvivalenty odborných názvov, pretože viaceré sú prebrané práve z anglicky písanej literatúry.

Nedomysliteľným nástrojom pri spracovaní meteorologických, klimatických a hydrologických dát sú rôzne matematické, štatistické a pravdepodobnostné metódy, ktoré v kombinácii s výpočtovou technikou výrazne urýchľujú proces spracovania a vyhodnotenia. Uvedeným metódam je síce venovaná aj samostatná kapitola ale vzhľadom na ich charakter sú využívané prierezovo v celom učebnom texte.

Chcel by som poďakovať recenzentovi, prof. RNDr. Michalovi Zaťkovi, CSc. za cenné pripomienky a rady, ktoré obohatili predložený text. Zároveň by som chcel poďakovať mladým kolegom, Mgr. Michalovi Hazlingerovi a Mgr. Dušanovi Senkovi za pomoc pri korekcii rukopisu a spracovaní grafických príloh.

Verím, že predložený učebný text bude poskytovať kvalitný základ pre výučbu hydrológie a hydrogeografie, prípadne klimageografie na geografických študijných programoch na PRIF UK.

Autor



ÚVOD DO ŠTÚDIA METEOROLÓGIE A KLIMATOLÓGIE

1.1. VYMEDZENIE POJMU METEOROLÓGIA

Meteorológia (*meteoros* – vznášajúci sa vo výške a logia veda, náuka) je veda, ktorá sa zaoberá štúdiom javov prebiehajúcich v zemskej atmosfére. Je založená predovšetkým na využívaní fyzikálnych poznatkov o atmosfére. Je to veda so širokým praktickým uplatnením, ktorá úzko spolupracuje s inými vedami ako fyzika, hydrológia, biológia, chémia atď.

Meteorológia sa delí na rad disciplín:

1. **dynamická meteorológia** – študuje dynamiku atmosféry spojené premeny energie
2. **synoptická meteorológia** – študuje a analyzuje zákonitosti rozvoja atmosferických dejov za účelom predpovedania počasia (z gréc. *synoptikos* = pozorujúci)
3. **aplikovaná meteorológia** – zaoberá sa využitím meteorológie v praxi (poľnohospodárstvo, doprava, lesníctvo)
4. **fyzikálna meteorológia** – študuje fyziku oblakov, zrážok, žiarenia
5. **družicová meteorológia** – študuje procesy v atmosfére pomocou umelých družíc
6. **technická meteorológia** – zaoberajúca sa technikou prenosu a spracovania dát

1.2. VYMEDZENIE POJMU KLIMATOLÓGIA

Klimatológia je veda o podnebí. Objasňuje vznik a vývoj podnebia pomocou klimatotvorných procesov, ovplyvňovaných geografickými činiteľmi, študuje zmeny a kolísanie podnebia, popisuje a klasifikuje podnebie. Fyzikálne metódy prenikajúce do klimatológie majú za následok postupné splyvanie klimatológie a meteorológie. Klimatológia sa delí na:

1. **všeobecnú klimatológiu** – študuje dlhodobé rozmiestnenie klimatických prvkov,
2. **regionálnu klimatológiu** – študuje klimatické prvky na vymedzenom území,
3. **aplikovanú klimatológiu** – je využiteľná v praxi (stavebná, letecká klimatológia, klimatológia miest),
4. **teoretickú klimatológiu** – zahrňujeme sem celú meteorológiu a ostatné vedy, ktoré prinášajú nové poznatky.

1.3. KLIMATICKÝ SYSTÉM A JEHO VLASTNOSTI

Úplný **klimatický systém** sa skladá z 5 subsystémov: **atmosféry, hydrosféry, kryosféry, povrchu pevniny a biosféry**. Posledné 4 subsystémy sa dajú zhrnúť pod pojem **aktívny povrch**.

Aktívny povrch je teda plocha na zemskej povrchu, na ktorej, alebo v nej prebieha transformácia žiarivej energie na tepelnú a opačne a v nej sa uskutočňuje transport tepelnej energie do atmosféry a podlažia cestou turbulentnej výmeny a molekulárneho vedenia. Jednotlivé subsystémy a ich elementy sú prepojené sústavou bezprostredných a spätných väzieb. Podľa hore uvedeného sa dá teda **počasie** definovať ako okamžitý stav úplného klimatického systému a **podnebie** (klíma) ako dlhodobý stav úplného klima-

tického systému. Počasie je charakterizované súborom meteorologických prvkov a meteorologických javov na danom mieste.

Základné meteorologické prvky sú: slnečné žiarenie, slnečný svit, teplota pôdy, teplota vzduchu, tlak vzduchu, výpar, vlhkosť vzduchu, oblačnosť a atmosferické zrážky.

Medzi **meteorologické javy**, tzv. meteory patria: hydrometeory, litometeory, fotometeory a elektro-meteory. Pre vyjadrenie počasia v priebehu niekoľkých dní sa používa pojem **poveternosť**.

Klimatický systém je priestorovo a časovo premenlivý. **Priestorová premenlivosť** môže byť:

1. **topická až chorická** – sú známe príčiny (zástavba, výrub lesa)
2. **regionálna** – príčiny sú cirkulačnými zmenami (napr. posun azorskej tlakovej výše na sever)
3. **globálna** – je viazaná na celú Zem

Časová premenlivosť klimatického systému môže byť:

1. sezónna – zmeny periodického charakteru (napr. ročné obdobia)
2. medziročná – má neperiodický ráz (striedanie teplých a studených zím)
3. sekulárna – zmeny dlhodobého rázu v podnebí

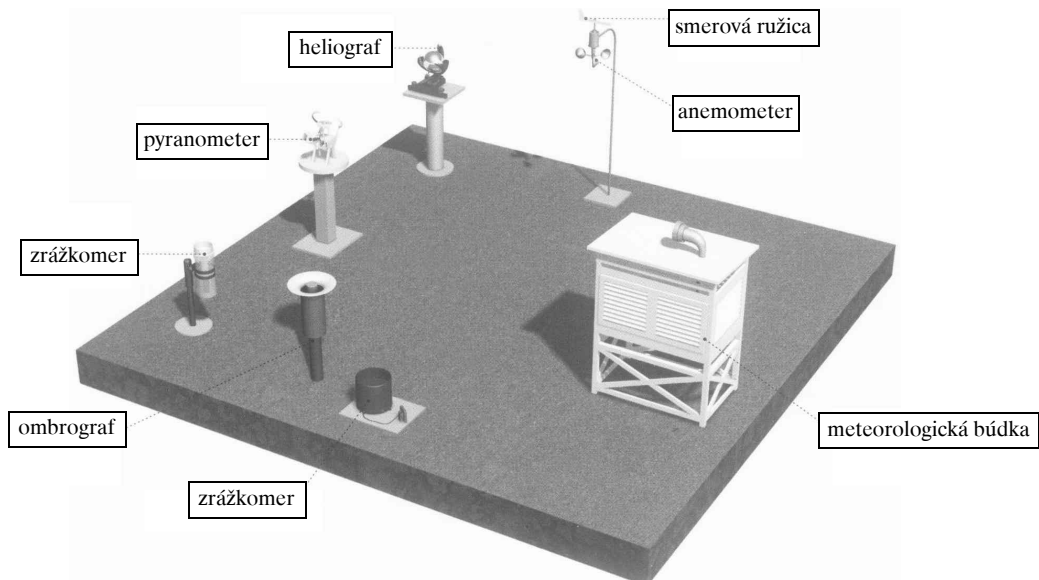
Vzhľadom k priestorovej premenlivosti klimatického systému (pozri vyššie) možno pojem **podnebia** (klímy) bližšie charakterizovať na **kategórie klímy**:

Mikroklíma – je režim meteorologických dejov vytvárajúcich sa vplyvom klimageneticky rovnorodého aktívneho povrchu. Vertikálny rozmer mikroklímy môže dosiahnuť 10 m (pri radiačnom type počasia) a horizontálny rozmer 10^2 m. Pri turbulentnom prúdení v mikroklíme sú charakteristické víry s časovým trvaním 1 až 10^1 s. Pre mikroklímu uzavretých priestorov sa používa pojem **kryptoklíma**. Patrí sem napr. časť lesa, časť poľa, skupina kriačín.

Miestna klíma – je režim meteorologických dejov vytvárajúcich sa vplyvom morfológie a prevládajúceho zloženia a štruktúry biotickej a abiotickej zložky aktívneho povrchu. Vertikálny rozsah je 80 až 100 m, víry trvajú 10^2 s a prebieha tu lokálna cirkulácia podmienená **relieфом** alebo **miestnym faktorom** (napr. pole – les).

Mezoklíma – je režim meteorologických dejov, ktoré ovplyvňujú makroklímu spolu s vplyvom miestnych klím nachádzajúcich sa v rozsah mezoklímy. Vertikálne zasahujú do výšky 1,5 km. Víry trvajú 10^3 až 10^4 s (napr. dolina, kotlina).

Makroklíma – je režim meteorologických dejov, ktorý sa formuje vplyvom interakcie medzi atmosférou a aktívnym povrchom. Víry trvajú 10^5 a viac sekúnd. Patria sem veľké územné celky (kontinenty, oceány). Vertikálne je vymedzená po **tropopauzu**. Patria sem **podnebné pásma** a **podnebné oblasti**.



Obrázok 1.1 Meteorologická stanica – rozmiestnenie základných prístrojov (detail búdky je na obr. 1.2)

1.4. SPÔSOBY ZÍSKAVANIA A SPRACOVANIA DÁT A INFORMÁCIÍ

Meteorologické dáta sa získavajú meraním a pozorovaním na meteorologických a aerologických stani-
ciach, pomocou rádiolokátorov a umelých družíc Zeme. Sieť meteorologických staníc na území Slovenska
sa organizuje podľa Svetovej meteorologickej organizácie (WMO), riadi ju Slovenský hydrometeorologic-
ký ústav (SHMÚ) v Bratislave s pobočkami v Košiciach, Banskej Bystrici, Žiline a na Malom Javorníku.



Obrázok 1.2 Meteorologická búdka



Obrázok 1.3 Rádiosonda – balón na
aerologické meranie

Podľa charakteru a spôsobu získaných informácií ich delíme do 4 skupín:

1. **prízemné meteorologické merania a pozorovania** – údaje sa získavajú na meteorologických stani-
ciach, ktoré delíme na:
 - synoptické a letecké meteorologické stanice
 - klimatologické stanice
 - agrometeorologické a fenologické stanice
 - špeciálne stanice

Meteorologické merania a pozorovania sa robia v určených termínoch. Pre synoptické účely sa pozor-
ovania vykonávajú v týchto termínoch: 00, 06, 12, 18 h GMT, vedľajšie 03, 09, 15, 21 h GMT.
Väčšina meteorologických prvkov sa mení v závislosti na výške Slnka nad obzorom. Klimatické a me-
teorologické pozorovania sa robia o 7.00, 14.00 a 21.00 h miestneho času.

Klimatologické stanice sa delia na:

 - stanice **základné** – merajú a pozorujú 3 x denne základné meteorol. prvky a javy, sú vybavené regis-
tračnými prístrojmi
 - stanice **doplňkové** – podobný význam ako základné stanice, dopĺňujú ich svojim rozmiestnením
 - stanice **zrážkomerné** – merajú množstvo zrážok, charakteristiku snehovej pokrývky
 - stanice **so špeciálnym zameraním** – merajú a pozorujú špeciálne prvky (žiarenie, dlhodobý úhrn
zrážok, počet bleskov).
2. **aerologické merania** – prevádzajú vertikálny výskum atmosféry pomocou nesených balónov – rádio-
sond (obr. 1.3). Zisťuje sa tlak, teplota a vlhkosť vzduchu, rýchlosť a smer vetra v rôznej výške (do
30 km). Na Slovensku sa takáto stanica nachádza v Poprade – Gánovciach.
3. **rádiolokačné meteorologické informácie** – umožňujú nepretržité pozorovanie meteorologických objek-
tov a javov (búrkové mraky, lejaky) Vzdialenosť a smer sa určuje z radiolokačného odrazu na **indiká-
tory**. Na Slovensku sa takáto stanica nachádza na Malom Javorníku pri Bratislave.
4. **družicové meteorologické informácie** – získavanie informácií z umelých družíc Zeme



ATMOSFÉRA

2.1. VLASTNOSTI ATMOSFÉRY

Atmosféra je plynný obal Zeme, ktorý je k nej pripútaný gravitačnou silou a zúčastňuje sa v prevažnej miere zemskej rotácie. Je zmesou rôznych plynov a iných prímiesí – pevných a kvapalných častíc. Základnými plynnými zložkami atmosféry sú **dusík** (N), **kyslík** (O₂) a **argón** (Ar). Percentuálny podiel plynov vo vzduchu je uvedený v tabuľke 2.1.

Tabuľka 2.1 Zloženie atmosféry (v % objemu)

Stále zložky		Premennivé zložky	
N ₂	78,08	H ₂ O	0 – 4
O ₂	20,95	CO ₂	0,0340
Ar	0,93	CO	0,01
Ne	0,018	O ₃	0,001
He	0,00052	SO ₂	0,0001
CH ₄	0,0015	NO ₂	0,00002
Kr	0,00011		
H ₂	0,00005		

Spodnú hranicu atmosféry tvorí zemský povrch, hoci vzduch preniká do zemskej kôry a nasycuje tiež vody oceánov do veľkých hĺbok. S výškou ubúda tlak a hustota atmosféry. Asi 50 % všetkej vzduchovej hmoty je vo vrstve do 5 km, do 20 km je jej 90 % a do 80 km asi 99,5 %. Atmosféra nemá výraznú hornú hranicu. Hustota jej plynov sa postupne približuje hustote plynov v medziplanetárnom priestore. Výška atmosféry sa udáva max. do 30 – 40 tis. km. Za touto hranicou prevládajú odstredivé sily nad silou zemskej gravitácie, kde častice atmosféry unikajú do medziplanetárneho priestoru.

Vývoj atmosféry úzko súvisí s geologickými a geochemickými procesmi aj s činnosťou živých organizmov. Vzdušný kyslík a voda spolu pôsobili pri vzniku hornín. Zrážky, vietor a kolísanie teplôt sú dôležité v procesoch zvetrávania.

Atmosféra zadržiava značnú časť krátkovlnného slnečného žiarenia, ktoré má škodlivé účinky na živé organizmy. Mimoriadnu úlohu v pohlcovaní ultrafialového žiarenia má ozón O₃. Jeho zastúpenie je veľmi malé (0,001 % objemu v atmosfére) a je jednou z limitujúcich podmienok života na Zemi. Najvyššie koncentrácie ozónu pripadajú na výšku 25 – 30 km (tzv. **ozónosféra**). Okrem plynov obsahuje atmosféra aj pevné a tekuté zložky, tzv. atmosferické aerosoly. Delia sa na **prirodzené** a **antropogénne**.

1. prirodzené aerosoly

- kozmický prach
- vulkanický prach
- dymové častice (z lesných požiarov)
- častice z povrchu pôdy a mora
- aeroplanktón – patrí sem peľ, baktérie atď.

2. antropogénne aerosoly

- pevné častice – napr. sadze
- plynné prímiesy – SO₂, SO₃, H₂SO₄, CO, NO₂

Množstvo antropogénnych aerosolov stále pribúda, čo zapríčiňuje vážne klimatické zmeny, ktoré potom priamo ohrozujú živé organizmy.

2.2. VERTIKÁLNE ČLENENIE ATMOSFÉRY

Podľa teploty od zemského povrchu zmerané nahor a hlavne podľa výrazných teplotných zlomov sa **atmosféra** delí na tieto vrstvy:

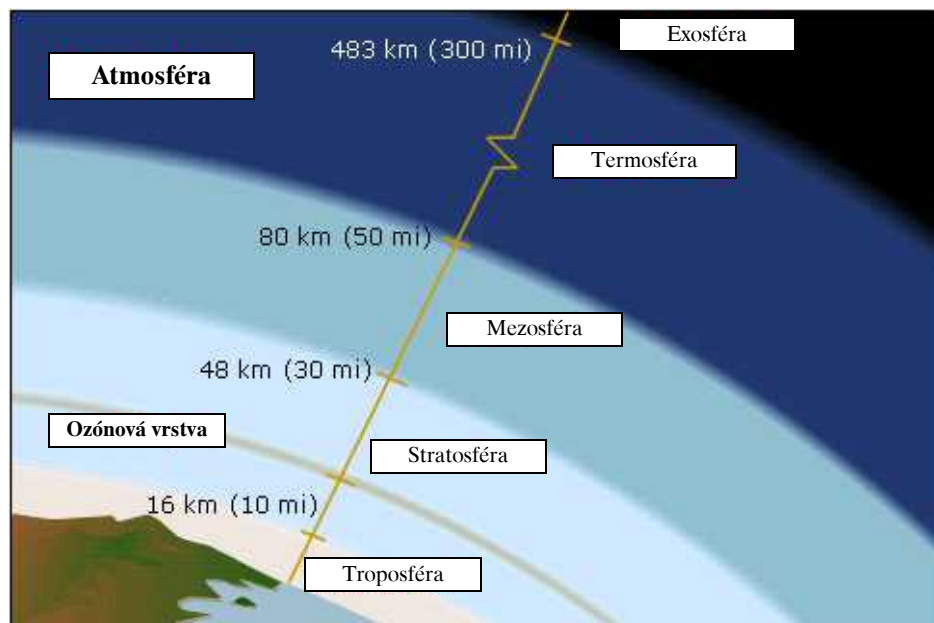
Troposféra – je najspodnejšia vrstva zemskej atmosféry. Obsahuje 80 % z celkovej hmotnosti vzduchu a takmer všetky vodné pary. Prebiehajú tu zmeny počasia spojené s frontálnymi poruchami. Teplota vzduchu v troposfére s výškou klesá o 0,6 °C na 100 m, okrem inverzií. Siahla do výšky 16 – 18 km nad rovníkom, 10 – 12 km v miernych šírkach, 7 – 9 km nad pólmi. Horná hraničná vrstva troposféry sa nazýva **tropopauza**. V troposfére sa nachádza 99 % vodnej pary.

Stratosféra – siaha od tropopauzy do výšky 50 km. Do výšky asi 20 km zostáva teplota stála. V rovníkových oblastiach bolo namerané až od –76 °C do –80 °C, v miernom pásme –51 °C až do –61 °C, v polárnych oblastiach –64 až –68 °C. V tejto spodnej vrstve sa dajú pozorovať oblaky, ale pre malý obsah vodnej pary ich je tam málo. Vrstva od 20 do 50 km obsahuje ozón, ktorý pohlcuje slnečné žiarenie a preto teplota, v tejto vrstve s výškou stúpa.

Mezosféra – vo výške 50 km je deliaca vrstva, oblasť medzi stratosférou a mezoférou sa nazýva strato-pauza. Tu sa teplotná krivka láme. V mezofére do výšky 80 km prudko klesá teplota. Pod hornou hranicou mezoféry dosahujú teploty až –95 °C. Aj v mezofére pri veľmi malom obsahu vodnej pary sa dajú pozorovať striebřité oblaky tvorené drobnými čiastočkami prachu obalených ľadovým povlakom. Hornú hranicu mezoféry tvorí **mezopauza**. Až do tejto hladiny je vzduch zmes plynov s výnimkou vodnej pary a ozónu. Preto sa troposféra, stratosféra a mezoféra niekedy nazývajú **homosférou**.

Termosféra – začína nad mezopauzou. V tejto vrstve teplota stúpa. Vo výške 150 km dosahuje 600 °C. Termosféra siaha do výšky 800 km. Vo výške 600 km dosahuje teplota až 1500 °C.

Exosféra – je vonkajšia, navyššie vrstva atmosféry začínajúca od výšky 800 km. Vyskytujú sa v nej ešte voľné molekuly plynu, ktoré čiastočne zostávajú v zemskej atmosfére, alebo unikajú do medziplanetárneho priestoru.



Obrázok 2.1 Vertikálne členenie atmosféry

V mezofére bola objavená vo výške 60 km ešte vrstva **ionosféry**, ktorá sa vyznačuje elektrickými radiotónmami a je dôležitá pri prenose rádiových signálov. Zvislý prierez atmosférou je v uvedený na obrázku 2.1.



ZÁKLADNÉ METEOROLOGICKÉ PRVKY A ICH KLIMATOLOGICKÉ CHARAKTERISTIKY

3.1. SLNEČNÉ ŽIARENIE

3.1.1. Slnko ako hlavný zdroj tepelnej energie

Slnečné žiarenie je jediným zdrojom energie pre planetárny geosystém. Ostatné energetické zdroje sú v porovnaní so žiarivou energiou Slnka dopadajúcou na zemský povrch zanedbateľné (napr. vnútorná energia Zeme, energia kozmického žiarenia atď.) Slnečné lúče sa šíria v kozmickom priestore rýchlosťou $300\,000\text{ km}\cdot\text{s}^{-1}$ a prekonávajú vzdialenosť $150\,000\,000\text{ km}$ (vzdialenosť Zem – Slnko) za 8,3 min. Slnko svojou energiou ohrieva Zem, ktorej priemerná ročná teplota sa pohybuje okolo $+16\text{ }^{\circ}\text{C}$, na rozdiel od kozmického priestoru, kde je teplota $-273\text{ }^{\circ}\text{C}$.

3.1.2. Slnečné žiarenie na hornej hranici atmosféry

Slnečné žiarenie preniká na Zem v podobe rozličných vlnových dĺžok. Je to od tisícín mikrometra ($1\text{ }\mu\text{m} = 0,001\text{ mm}$) do niekoľkosto nanometroch (nm) $1\text{ nm} = 0,001\text{ }\mu\text{m}$. Napr. dĺžku vlny $0,5642\text{ }\mu\text{m}$ môžeme vyjadriť ako $564,2\text{ nm}$. Slnečné žiarenie s dĺžkou vln $0,002$ až $0,4\text{ }\mu\text{m}$ sa nazýva **ultrafialové**, s dĺžkou vln $0,4$ až $0,78\text{ }\mu\text{m}$ je to **viditeľné** žiarenie a s dĺžkou vln $0,78\text{ }\mu\text{m}$ je to **infračervené** žiarenie. Pre praktickú potrebu sa v meteorológii a klimatológii rozlišujú len dva druhy žiarenia, krátkovlnné a dlhovlnné.

Krátkovlnné žiarenie má dĺžku vln od $0,1$ do $4\text{ }\mu\text{m}$ a dlhovlnné žiarenie má dĺžku vln od 4 do $120\text{ }\mu\text{m}$. Slnečné žiarenie sa skladá z 99% z krátkovlnného žiarenia, dlhovlnné žiarenie je typické pre ten druh žiarenia, aké vysiela Zem a jej atmosféra.

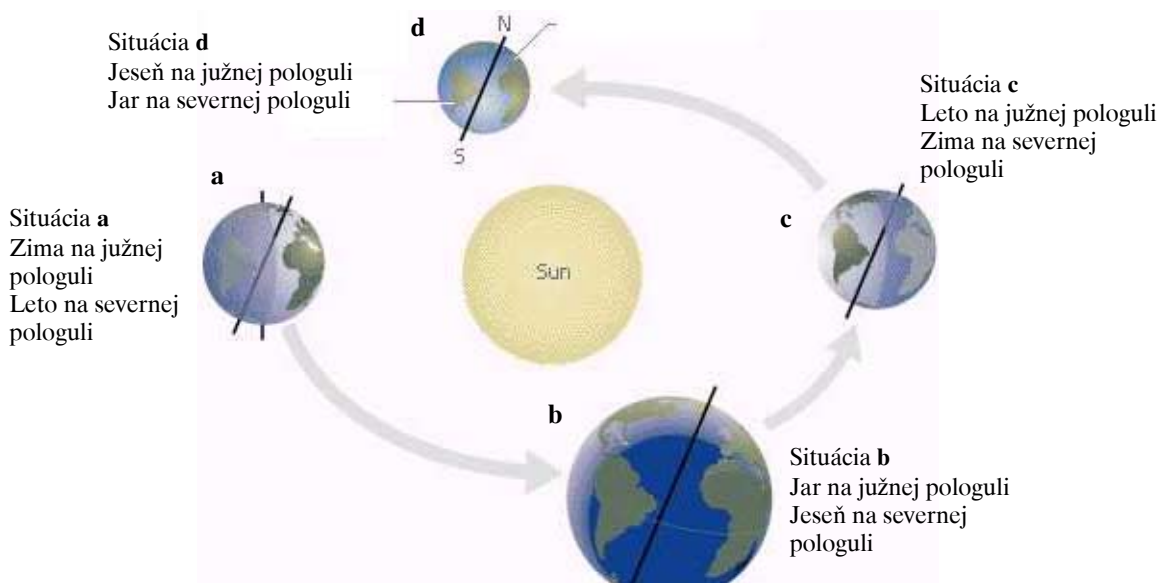
Viditeľné žiarenie zaberá v slnečnom spektre veľmi úzke rozpätie od $0,4$ do $0,75\text{ }\mu\text{m}$. Obsahuje 46% celkovej energie. 47% má infračervené žiarenie, 7% energie má ultrafialové žiarenie.

Intenzita slnečného žiarenia, ktoré prichádza na hornú hranicu atmosféry sa nazýva **solárna konštanta**. Pri priemernej vzdialenosti Slnka od Zeme je to $8,29\text{ J}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}$.

3.1.3. Slnečné žiarenie pri povrchu Zeme

Množstvo tepla, ktoré dostáva zemský povrch od Slnka, závisí od **uhla dopadu slnečných lúčov**. Čím je väčší uhol dopadu slnečných lúčov, teda čím vyššie nad horizontom sa nachádza Slnko, tým kratšiu cestu musia prekonať lúče v atmosfére a naopak – čím bližšie k horizontu sa nachádza Slnko, tým dlhšiu cestu musia prekonať. Od toho zasa závisí množstvo energie, ktorá pripadá na jednotku povrchu. Pri kolmom dopade lúčov pripadá na jednotku povrchu viac tepelnej energie ako vtedy, keď dopadajú lúče pod menším uhlom ako 90° . S uhlom dopadu slnečných lúčov na zemský povrch (t.j. množstvom tepla) súvisí rozloženie klimatických pásiem, striedanie ročných období a pod.

V závislosti od výšky Slnka nad horizontom prebiehajú v žiarení nielen kvantitatívne zmeny, ale aj kvalitatívne, lebo pri prechode cez atmosféru nepodliehajú všetky lúče rovnakému stupňu oslabenia. Najviac sú oslabené ultrafialové a fialové lúče, menej belasé, zelené a žlté, najmenej červené a infračervené.



Obrázok 3.1 Vzájomná poloha Zeme a Slnka pri letnom slnovrate (a), jesennej rovnodennosti (b), zimnom slnovrate (c) a jarnej rovnodennosti (d)

3.1.4. Procesy, ktoré vplyvajú na oslabenie slnečného žiarenia, globálne žiarenie. Albedo.

Slnečné žiarenie podlieha pri prechode zemskou atmosférou čiastočnému **pohlčovaniu**, **rozptylu** a **odrážaniu**.

Pohlcovanie – jednotlivé plyny, ktoré tvoria atmosféru, pohlcujú žiarenie rozličných častí slnečného spektra v rozličnom stupni. Dusík pohlcuje žiarenie z úzkeho pásma ultrafialového žiarenia, kyslík viditeľnú časť spektra a ultrafialové žiarenie. Najsilnejšie pohlcuje slnečné žiarenie ozón. V nižších vrstvách atmosféry pohlcuje slnečné žiarenie, hlavne infračervené žiarenie, najviac oxid uhličitý (CO_2), vodné pary (oblaky) a drobné tuhé častičky, nachádzajúce sa v atmosfére. Celkove podlieha pohlčeniu v atmosfére asi 15 % priameho slnečného žiarenia.

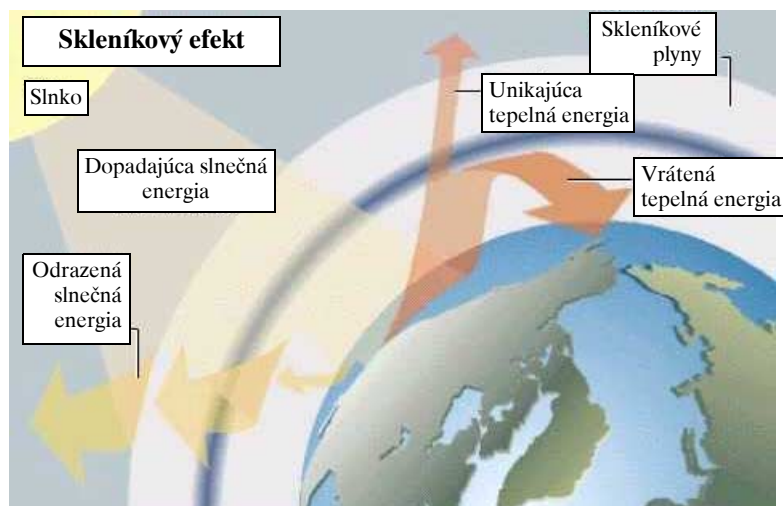
Rozptyl – rozptyl žiarenia je výsledkom odchyľovania sa lúčov od pôvodného smeru, lebo sa lámu a odrážajú na molekulách ovzdušia. Najintenzívnejšie podliehajú rozptylu fialové lúče a najmenej červené lúče. Preto západy Slnka majú prevažne červenú farbu, lebo belasá podlieha silnému rozptylu. Ak by určitá časť žiarenia nepodliehala rozptylu, počas zamračených dní by bola úplná tma, lebo na Zem by nepreniklo priame žiarenie Slnka. Podobne aj pri západe Slnka za horizont by hneď nastala tma, keby nebolo rozptylu. Rozptylu podlieha asi 25 % slnečného žiarenia, ktoré preniká do zemskej atmosféry.

Globálne žiarenie – je to súčet priameho a rozptýleného žiarenia. Počas bezoblačných dní sa globálne žiarenie skladá prevažne z priameho žiarenia a počas oblačných dní tvorí globálne žiarenie výlučne rozptýlené žiarenie. Zloženie globálneho žiarenia sa môže meniť v závislosti od polohy Slnka, oblačnosti, atď. napr. pred východom Slnka sa skladá globálne žiarenie len z rozptýleného žiarenia, od momentu východu Slnka sa objavuje aj priame žiarenie, ktoré je v rovnováhe s rozptýleným vtedy, keď je Slnko 80° nad horizontom. V predpoludňajších hodinách vzrastá priame žiarenie, v popoludňajších klesá, ale vzrastá podiel rozptýleného žiarenia.

Odrazené žiarenie (albedo) – pomer množstva odrazeného žiarenia k žiareniu, ktoré dopadá na povrch, sa nazýva **albedo**. Percento odrazeného žiarenia, ktoré dopadá na povrch Zeme, označuje schopnosť pohlčovania slnečného žiarenia. V tab. 3.1 sú uvedené hodnoty albeda vybraných povrchov.

Tabuľka 3.1 Odrazené žiarenie (albedo) pri vybraných typoch povrchu

Povrch	Albedo (%)	Povrch	Albedo (%)
čerstvý sneh	70 – 80	pôda bez porastu – čerstvo zoraná	5
starý sneh	30 – 50	lúky	20 – 25
piesok	30 – 35	porast obilia (pšenica, raž, ovos)	15 – 25
pôda bez porastu – svetlá	35	vodná hladina pri výške Slnka 45°	5
pôda bez porastu – tmavá, suchá	15	vodná hladina pri výške Slnka 15°	25
pôda bez porastu – tmavá, vlhká	8 – 10	vodná hladina pri výške Slnka 5°	55



Obrázok 3.2 Skleníkový efekt atmosféry

Žiarenie Zeme – slnečné žiarenie, ktoré zahrieva povrch Zeme a tým aj spodné vrstvy atmosféry, robí Zem zdrojom žiarenia. Intenzita žiarenia je tým väčšia, čím je vyššia teplota vyžarujúceho telesa. Z toho vyplýva, že Zem dodáva atmosfére najviac tepla cez deň. Časť zemského žiarenia uniká do kozmického priestoru a časť pohlcujú vodné pary a CO_2 , ktoré sa nachádzajú v atmosfére. Takto zahriata atmosféra začína sama vysielat teplo, ktorého časť uniká do medziplanetárneho priestoru a časť sa vracia naspäť k Zemi. Teplo, ktoré sa vracia na Zem sa nazýva **spätným žiarením atmosféry**, ostatné teplo efektívnym vyžarovaním.

Keby nebolo spätného žiarenia, priemerná teplota by nebola $+16\text{ }^\circ\text{C}$, ale $-23\text{ }^\circ\text{C}$. V noci prebieha strata tepla, ktorá zapríčiňuje pokles teploty. Efektívne vyžarovanie, ktoré spôsobuje stratu tepla Zeme je tým väčšie, čím menej je obloha pokrytá oblakmi a čím je prúdenie vzduchu slabšie. Teplota v noci má najnižšiu hodnotu za jasných dní tesne pred východom Slnka.

S efektívnym vyžarovaním súvisí aj tzv. **skleníkový efekt atmosféry** (obr. 3.2). Na hornej hranici atmosféry sa sústreďujú tzv skleníkové plyny, ktoré zabraňujú prenikaniu vyžiarenej energie do voľnej atmosféry. Tento prirodzený jav je však zosilňovaný produkciou znečisťujúcich látok, najmä prachových častíc, oxidu uhličitého (CO_2), vodnej pary, freónov a pod. Len malá časť pochádza z prirodzených zdrojov (obr. 3.3), väčšina je produktom antropogénnej činnosti. Medzi hlavné zdroje znečisťujúcich látok v ovzduší patrí rozsiahle vyrubovanie a následné vypaľovanie tropického pralesa (obr. 3.4), ako aj exhaláty z priemyselnej výroby, napr. z petrochemického priemyslu (obr. 3.5).



Obrázok 3.3 Prírodný zdroj znečisťujúcich látok v ovzduší – erupcia sopky (Hora sv. Heleny, USA, máj 1980)



Obrázok 3.4 Antropogénny zdroj zvyšovania skleníkového efektu – vyrubovanie a následné vypaľovanie tropického dažďového pralesa



Obrázok 3.5 Ďalší antropogénny zdroj – priemyselné exhaláty (rafinéria v blízkosti hlavného mesta Azerbajdžanu – Baku)

Problematika zvyšujúceho sa skleníkového efektu atmosféry je v súčasnosti vážnym globálnym problémom. V dôsledku zníženej priepustnosti atmosféry zostáva väčšie množstvo tepelnej energie „vo vnútri“, čo spôsobuje neustále zvyšovanie priemernej ročnej teploty vzduchu. Klimatické scenáre, ktoré sa uvedenou problematikou zaoberajú predpokladajú, že do roku 2030 sa priemerná teplota vzduchu vo vybraných regiónoch môže zvýšiť až o 2 °C, naopak v iných regiónoch môže dôjsť k poklesu priemernej teploty. Uvedené zvýšenie priemernej teploty môže mať vážne dôsledky nielen ekologického, ale aj ekonomického charakteru.

Zároveň sledujeme nárast výskytu extrémnych meteorologických javov ako sú tropické búrky, uragány či cyklóny, v iných častiach sveta sa vyskytujú dlhodobé suchá, ktoré sú príčinou ďalších živelných pohrôm, napr. lesných požiarov a pod.

3.2. TEPLOTA VZDUCHU

3.2.1. Charakteristika teploty vzduchu

Teplota vzduchu je meteorologický prvok udávajúci tepelný stav ovzdušia. Meria sa teplomerom. Rozumieme ňou teplotu meranú v meteorologickej búde 2 m nad povrchom a to s presnosťou na desatiny stupňa. Udáva sa najčastejšie v **stupňoch Celsia** (°C) alebo v **stupňoch Fahrenheita** (°F) – najmä v anglosaských krajinách. Základné meranie teploty vzduchu sa prevádza o 7,00, 14,00 a 21,00 hod. Priemerná denná teplota (t_d) sa vypočíta zo vzťahu:

$$t_d = \frac{t_7 + t_{14} + 2t_{21}}{4} . \quad (1)$$

Na meteorologických staniách sa okrem teploty v termínoch pozorovania zisťuje najvyššie denná teplota (maximum) a najnižšia denná teplota (minimum), alebo tiež prízemné minimum.

3.2.2. Denný chod teploty vzduchu

Denný chod teploty vzduchu sa vyhodnocuje podľa hodinových teplôt a vystihuje všetky zvláštnosti teplotných zmien v priebehu dňa počas celého roka. Denný chod teploty vzduchu má podobný priebeh ako denný chod teploty aktívneho povrchu, jeho amplitúda však s výškou klesá a čas teplotného maxima a minima sa s výškou oneskoruje. Od času teplotného minima do maxima sa intenzita vzostupu teploty s časom najprv zvyšuje, pred nástupom maxima klesá. Oneskorenie času teplotného maxima je v úrovni meteorologickej budy v porovnaní s aktívnym povrchom 2 h. Pokles teploty býva voľnejší než vzostup. Hodnoty **dennej amplitúdy teploty** závisia od týchto faktorov:

- **od charakteru počasia** – pri radiačnom type počasia sú amplitúdy väčšie ako pri silnej advekcii a oblačnosti
- **od ročného obdobia** – najvyššie hodnoty dosahujú v našich klimatických podmienkach na jar, najmenešie v zime
- **od zemepisnej šírky** – s rastom zemepisnej šírky od rovníkových oblastí do oblastí subtrópov denné amplitúdy teploty stúpajú, smerom k pólom klesajú
- **od vzdialenosti od pobrežia** – v pobrežných oblastiach sú nižšie než vnútri kontinentu
- **od reliéfu** – nad konvexnými tvarmi reliéfu sú menšie než nad konkávnymi

Denné zmeny teploty sú porovnateľné v atmosfére do väčšej výšky, než je hĺbka, v ktorej sa vyskytujú v pôde a v oceánoch. Vo výškach okolo 300 m sú denné amplitúdy teploty 25 až 30 % hodnôt pri zemskom povrchu a čas teplotného maxima je oneskorený o 3 až 4 hodiny. Vo výške 1000 m klesá denná amplitúda na 1 až 2 °C, vo výškach 2 000 až 5 000 m na 0,5 až 1 °C. Teplotné maximá sa v týchto úrovniach vyskytujú až vo večerných hodinách. V atmosfére nad oceánmi sú amplitúdy teploty v porovnaní s atmosférou nad pevninami podstatne menšie.

3.2.3. Ročný chod teploty vzduchu

Ročný chod teploty vzduchu je charakterizovaný ako priebeh teploty vzduchu počas roka. Krivky ročného chodu sú zostavené pomocou priemerných teplôt jednotlivých mesiacov a vyznačujú sa jedným maximom a jedným minimom. Rozdiel medzi priemernou teplotou najteplejšieho a najchladnejšieho mesiaca, teda ročná amplitúda:

- rastie so zemepisnou šírkou
- je menšia nad oceánmi než nad pevninami
- závisí od všeobecnej cirkulácie atmosféry

Vo voľnej atmosfére ročná amplitúda teploty vzduchu s výškou klesá, ročný chod teploty však pozorujeme aj v hornej troposfére a dolnej stratosfére. V planetárnom merítku rozlišujeme niekoľko typov **ročného chodu teploty** vzduchu:

- **rovníkový typ** – je charakteristický malou amplitúdou, v priemere 5 °C, niekedy aj menej ako 1 °C, s dvoma nevýraznými maximami pri letnom a zimnom slnovrete,
- **tropický typ** – je tu väčšia amplitúda než v rovníkovom type. Nad kontinentami je to 10 až 15 °C, nad oceánmi menej než 5 °C. Tento typ má jedno maximum a jedno minimum v čase najvyššej a najnižšej polohy Slnka.
- **typ mierneho pásma** – s jedným maximom a jedným minimom po letnom a zimnom slnovrete. Nad pevninami sa maximá a minimá teplôt vyskytujú na severnej pologuli v júli a v januári, nad oceánmi a

v horských oblastiach pevnín v auguste a vo februári. Je to dôsledkom pomalšieho prehrievania a ochladzovania oceánov a postupného prehrievania a ochladzovania atmosféry do výšky. Ročné amplitúdy sú nad oceánmi a v pobrežných oblastiach pevnín od 10 do 15 °C, smerom do kontinentov sa výrazne zvyšujú dosahujú až 60 °C,

- **polárny typ** – má jedno minimum na konci polárnej noci. Maximum pripadá na vrcholenie polárneho leta. Ročné amplitúdy teploty sú veľmi vysoké, nad kontinentmi 30 až 40 °C, nad oceánmi 20 až 25 °C, V ročnom chode teploty sa môžu vyskytnúť aj pravidelné odchýlky od celkového rázu počasia, ktoré sú podmienené zvýšeným výskytom určitých poveternostných situácií. Tieto odchýlky sa nazývajú singularity. Na Slovensku sa vyskytujú tieto **singularity**:

- oteplenie začiatkom februára s nasledujúcim novým ochladením,
- ochladenie v polovici marca,
- ochladenie koncom prvej dekády mája,
- ochladenie okolo 8. júna,
- vrcholenie leta v polovici júla,
- oteplenie koncom septembra,
- oteplenie koncom novembra,
- oteplenie v polovici 3. dekády decembra.

3.2.4. Zmena teploty vzduchu s výškou

Zmenu teploty s výškou charakterizujeme v meteorológii pomocou **vertikálneho teplotného gradientu**, ktorý sa určuje pre interval výšky 100 m. Kladné hodnoty gradientu vyjadrujú pokles teploty a záporné hodnoty rast teploty s výškou. V troposfére je priemerná hodnota vertikálneho teplotného gradientu **0,6 °C na 100 m** nadmorskej výšky.

V spodnej časti troposféry má vertikálny gradient svoj denný a ročný chod. Cez deň a v lete dosahuje najvyšších hodnôt, v noci a v zime minimálnych, často až záporných hodnôt. Závislosť na poklese teploty s výškou však nie je jednoduchá. Podľa priemerných mesačných teplôt závisí pokles teploty vzduchu s výškou na miestnych pomeroch a to tak, či ide o pokles z doliny na svah, alebo zo svahu na vrcholy, od veterných pomerov, od expozície terénu atď.

Vertikálna zmena teploty vzduchu má výrazný **ročný chod** aj na Slovensku. **Najmenší** gradient pripadá na január, najmä pri prechode z kotlín na svah a je pod 0,3 °C/100 m. **Najväčší** gradient je v máji až 0,8 °C, v lete je nad 0,6 °C, na jeseň pod 0,5 °C. Pri dennom chode sa výraznejšie uplatňuje rozdiel medzi nočnými a dennými hodinami. Cez deň je väčší ako v noci.

V strednej a vysokej troposfére (zhruba od výšky 2000 m po tropopauzu) sa hodnota vertikálneho teplotného gradientu približuje k vlhkoadiabatickému gradientu (0,5 °C/100 m), lebo tu dochádza ku kondenzácii vodnej pary a tvorbe oblakov. V úrovni tropopauzy hodnoty vertikálneho teplotného gradientu klesajú a v stratosfére existuje prakticky izotermia.

Pri vertikálnom teplotnom gradiente rozlišujeme **suchoadiabatický** a **vlhkoadiabatický** gradient. Suchoadiabatický teplotný gradient je zmena teploty pri vertikálnom, adiabaticky prebiehajúcom premiestňovaní suchého, vodnou parou nenasýteného vzduchu. Jeho hodnota je 1 °C/100 m výšky. Ochladzovaním vlhkého nenasýteného vzduchu môže dôjsť ku kondenzácii vodnej pary, pri ktorej sa uvoľňuje latentné teplo, ktoré znižuje ďalšie ochladenie. Toto ochladenie je menšie ako suchoadiabatické a vyjadruje sa pomocou vlhkoadiabatického teplotného gradientu, ktorý je 0,5 °C/100 m výšky. Priemerné mesačné a ročné teploty vybraných miest na Slovensku sú uvedené v tab. 3.2. Následne je na obr. 3.6 znázornená závislosť poklesu teploty s nadmorskou výškou. Výnimkou sú kotliny, ktoré sú v zime ovplyvnené silným vyžarovaním a inverziou.

3.2.5. Teplotná inverzia

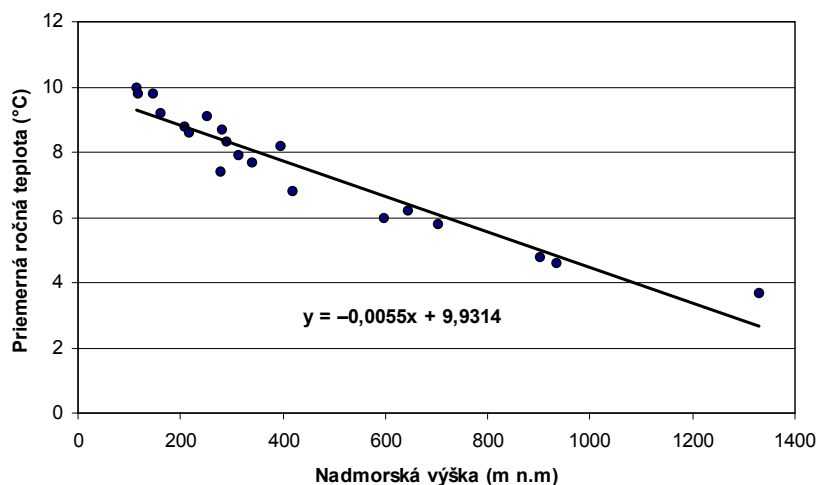
Gradients teploty vzduchu vyjadrovali zmenu s výškou a to tak, že teplota vzduchu s výškou klesá, Keď sa teplota vzduchu s výškou zvyšuje, hovoríme o **teplotnej inverzii**. Podľa výšky vrstvy inverzie nad zemou sa rozlišujú:

- **prízemná inverzia** – začína sa od zemského povrchu a končí sa vo výške, kde už teplota nestúpa,
- **výšková inverzia** – má dolnú hranicu v určitej výške nad zemským povrchom.

Inverzie teploty sú sprievodným javom stabilného rozvrstvenia zduchu, keď niet výstupných vzdušných prúdov a keď pôsobí silné vyžarovanie zemského povrchu. Inverzia teploty bráni premiešavaniu zduchu, čím dochádza v nižších polohách k vytváraniu hmiel, v mestách dochádza k zvýšenej koncentrácii škodlivín v ovzduší a vzniká smog. V horských polohách je vznik nad hornou hranicou inverzie jasné a teplé počasie.

Tabuľka 3.2 Priemerné mesačné a ročné teploty vzduchu (v °C) v období 1961 – 1990

Stanica	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
Bardejov	-4,3	-2,1	2,2	8,1	13,1	16,2	17,7	16,8	13,0	8,0	2,7	-2,2	7,4
Bratislava, letisko	-1,5	0,9	5,0	10,2	15,1	18,3	20,1	19,3	15,4	9,9	4,4	0,5	9,8
Čadca	-3,7	-1,9	1,7	6,7	12,0	14,8	16,2	15,6	12,2	7,7	2,7	-1,8	6,8
Červený Kláštor	-5,3	-2,8	1,2	6,6	11,5	14,5	15,8	15,1	11,9	7,3	1,9	-3,1	6,2
Hurbanovo	-1,5	0,9	5,3	10,7	15,6	18,6	20,2	19,5	15,5	10,2	4,7	0,4	10,0
Košice, letisko	-3,5	-0,9	3,6	9,5	14,4	17,4	19,0	18,3	14,4	8,9	3,2	-1,4	8,6
Liptovský Hrádok	-4,8	-2,7	1,2	6,6	11,6	14,6	15,9	15,1	11,6	6,8	1,6	-3,1	6,2
Moldava nad Bodvou	-3,8	-0,9	3,7	9,6	14,5	17,5	19,0	18,1	14,3	8,8	3,1	-1,6	8,5
Myjava	-2,8	-0,7	3,4	8,5	13,3	16,3	17,8	17,4	13,8	8,9	3,2	-1,0	8,2
Nitra	-1,7	0,7	5,0	10,4	15,1	18,0	19,8	19,3	15,6	10,4	4,5	0,1	9,8
Oravská Lesná	-5,7	-4,3	-0,9	4,1	9,6	12,8	14,1	13,4	9,9	5,6	0,7	-3,8	4,6
Piešťany	-2,0	0,4	4,5	9,6	14,5	17,4	18,9	18,4	14,7	9,7	4,2	-0,2	9,2
Poprad	-5,0	-3,2	0,7	6,0	1,0	14,1	15,5	14,8	11,5	6,7	1,3	-3,3	5,8
Prievidza	-2,5	0,1	3,9	9,1	14,1	17,0	18,5	17,9	14,1	9,3	4,0	-0,6	8,7
Rimavská Sobota	-3,7	-0,7	4,0	9,8	14,7	17,7	19,4	18,6	14,6	9,0	3,3	-1,5	8,8
Rožňava	-3,8	-0,8	3,5	9,3	14,1	17,1	18,7	17,8	14,0	8,8	3,0	-1,9	8,3
Sliac	-3,9	-1,2	3,1	8,6	13,6	16,6	18,1	17,3	13,5	8,4	3,1	-1,9	7,9
Štrbské pleso	-5,1	-4,4	-1,8	2,8	7,8	10,8	12,4	12,1	9,0	5,2	-0,3	-3,8	3,7
Telgárt	-5,4	-3,9	-0,6	4,6	9,7	12,6	14,2	13,6	10,2	5,7	0,3	-3,9	4,8
Trstená	-4,5	-3,2	0,6	5,7	10,8	13,9	15,3	14,8	11,8	7,4	2,3	-2,4	6,0
Ždiar – Javorina	-5,5	-4,3	-1,3	3,2	8,3	11,4	12,8	12,3	9,2	5,2	0,2	-3,9	4,0

**Obrázok 3.6** Závislosť poklesu priemernej ročnej teploty vzduchu (v °C) na nadmorskej výške (m n.m.) na území Slovenska

Prízemné inverzie sa ďalej delia na:

- **radiačné inverzie** – vznikajú ochladzovaním prízemnej atmosféry od aktívneho povrchu dlhovlnným vyžarovaním. Tvorí sa za jasných nocí pri malých rýchlostiach vetra. V ranných hodinách zanikajú okrem zimy, kedy sa môžu udržať aj niekoľko dní. Výška možných inverzií počas noci rastie a dosahuje desiatky metrov, výška zimných inverzií je 10^2 až 10^3 metrov.
- **advokčné inverzie** – vznikajú pôsobením vertikálne nerovnomernej teplej advekcie, pri ktorej sa premiestňuje relatívne teplý vzduch na studený povrch. Výskyt týchto inverzií je typický nad snehovou pokrývkou v jarnom období.

Výškové inverzie môžu byť:

- **radiačné** – vznikajú ochladzovaním vzduchu od intenzívne vyžarujúcej hornej hranice oblakov
- **subsidenčné** – vznikajú v oblastiach vysokého tlaku. Pri zostupe vzduchu stúpa tlak, vzduch sa rozteká do strán a znižuje vertikálny rozmer klesajúcej vrstvy a jej teplota suchoadiabaticky stúpa. Výsledkom týchto procesov je výskyt relatívne teplej pokleslej vrstvy nad studeným vzduchom.

Veľkosť prízemných teplotných inverzií môže na Slovensku dosiahnuť od niekoľkých stupňov po 20 °C aj viac. Najviac dní s inverziou na Slovensku (inverzie nočné a ranné) je koncom leta.

Počet dní s inverziou v horských oblastiach Slovenska dosahuje až 40 % (podľa minimálnej teploty) a väčšie sú na severných svahoch.

3.2.6. Interdiurné zmeny teploty vzduchu

V priemerných denných teplotách vzduchu býva medzi dvoma za sebou nasledujúcimi dňami určitý rozdiel. Tento rozdiel sa vyjadruje pomocou **interdiurnej premenlivosti** medzi priemernou dennou teplotou predchádzajúceho a daného dňa. Ak teplota stúpne, interdiurná zmena má kladnú hodnotu, ak teplota klesne, tak je hodnota záporná. Maximálne kladné a záporné interdiurné zmeny ukazujú, aký extrémny skok v teplote vzduchu môže nastať zo dňa na deň. Najväčšie interdiurné zmeny teploty sú v miernych šírkach, kde podnebie ovplyvňujú striedajúce sa teplé a studené vzduchové hmoty, hlavne tam, kde oceánita prevyšuje kontinentalitu. Na pólach sú interdiurné zmeny malé, počas polárneho leta ide o kladné hodnoty a počas polárnej zimy o záporné hodnoty. Interdiurné zmeny teploty vzduchu na rovníku sú veľmi nepatrné.

Počet dní s kladnými interdiurnými zmenami teploty vzduchu je u nás na Slovensku väčší ako so zápornými interdiurnými zmenami. Z toho vyplýva, že atmosferické procesy sprevádzané otepľovaním prebiehajú pomalšie, kým ochladenie prebieha v kratšom časovom intervale.

3.2.7. Charakteristické denné teploty vzduchu

Teplotné pomery územia sa okrem priemerných teplôt za jednotlivé obdobia charakterizujú aj pomocou tzv. **charakteristických denných teplôt**, ktoré teplotne charakterizujú určité obdobia. V klimatológii sa rozoznávajú 4 takéto obdobia:

- obdobie s priemernou dennou teplotou 0 °C a viac,
- obdobie s 5 °C a viac,
- obdobie s 10 °C a viac,
- obdobie s priemernou dennou teplotou 15 °C a viac.

Pre každé takéto obdobie sa určuje priemerný dátum nástupu aj ukončenia a trvania tohto obdobia. K podrobnejšiemu popisu teplotných pomerov daného miesta patria údaje o počte letných dní, tropických dní, tropických nocí, mrazových, ľadových a arktických dní:

- **arktický deň** – deň, kedy maximum teploty vzduchu je – 10 °C a menej,
- **ľadový deň** – deň s maximom teploty vzduchu – 0,1 °C a menej,
- **mrazový deň** – deň s minimom teploty vzduchu – 0,1 °C a menej,
- **letný deň** – deň s maximom teploty vzduchu 25 °C a viac,
- **tropický deň** – deň s maximom teploty vzduchu 30 °C a viac,
- **tropická noc** – deň s nočným minimom teploty vzduchu 20 °C a viac.

3.2.8. Rozloženie teploty v planetárnej mierke a jej sezónne zmeny

Rozloženie teploty vzduchu v planetárnom merítku je ovplyvnené regionálnymi rozdielmi v energetickej bilancii systému aktívny povrch – atmosféra, veľkopriestorovým prúdením v atmosfére a morskými prúdmi. Pre teploty na Zemi platí:

- teplota vzduchu klesá od rovníka k pólom, pokles je výraznejší na tej pologuli, kde je práve zimné obdobie.
- najnižšie teploty (tzv. póly zimy) sa na severnej pologuli vyskytujú v Jakutskej oblasti a v Grónsku, kde klesajú teploty až na –70 °C. Na južnej pologuli je to v Antarktíde, až – 80 °C. Absolútne minimum bolo namerané na stanici Vostok 21. 7. 1983 a to –89 °C. Na tejto stanici je aj najnižšia priemerná ročná teplota vzduchu a to –55,6 °C. Najnižšia teplota na Slovensku bola nameraná vo Víglaši – Pstruši a to –41 °C. Najnižšia priemerná ročná teplota vzduchu je na Lomnickom štíte, –3,7 °C.
- najvyššie teploty sa v letnom období severnej pologule vyskytujú na Sahare, v oblasti Perzkého zálivu a v strednom povodí Indu, na juhu USA a v Mexiku. Na južnej pologuli sú v lete najvyššie teploty v centre Austrálie a v Južnej Amerike v severnej časti púšte Atacama. Absolútne maximum 57,8 °C bolo namerané v San Luis (Mexiko) a v El Azizia (Libya). Najvyššia teplota nameraná na Slovensku bola 39,8 °C a najvyššia priemerná ročná teplota je v Bratislave na Trnavskej ceste a to 10,1 °C.

- v zimnom období sú v rovnakej zemepisnej šírke oceány teplejšie ako kontinenty. Príčinou je nerovnomerné ohrievanie vody a pevniny.
- teplé morské prúdy podmieňujú kladné odchýlky teploty v porovnaní so susednými oblasťami rovnakých zemepisných šírok. Vplyv studených prúdov je opačný
- vplyvy atmosferickej cirkulácie sa výrazne prejavujú v januári nad Áziou a Severnou Amerikou. Nad západné časti preniká relatívne teplejší vzduch z oceánov, nad východnými časťami sú v zime sezónne tlakové výše, v ktorých sa suchá atmosféra ochladzuje dlhovlnným vyžarovaním. Preto sa tam vyskytujú oba póly zimy na severnej pologuli: severovýchodná Sibír (Verchojanská a Ojmiakonská kotlina) a centrálné Grónsko. Z podobných príčin je pól zimy južnej pologule nad Antarktídou.

3.3. TEPLOTA PÔDY

Teplota aktívneho povrchu pôdy má pri radiačnom režime počasia denný chod. Maximum dosahuje na poludnie, minimum pred východom Slnka. Pri ročnom chode teploty pôdy je tiež jedno maximum a jedno minimum, Počas zamračených dní je denná amplitúda teploty povrchu pôdy menšia a pri výmene vzdušných hmôt periodicita denného chodu nemusí ani existovať. Na dennú amplitúdu teploty pôdneho povrchu má veľký vplyv aj vegetačný kryt a snehová pokrývka. Tak, ako preniká tepelná energia z aktívneho povrchu do hĺbky menia sa aj teplotné pomery pôdy. Tieto zmeny sú charakterizované **Fourierovými zákonmi**:

- perióda výkyvov teploty pôdy (dennej, ročnej) sa s hĺbkou nemení,
- teplotná amplitúda sa s aritmetickým rastom hĺbky znižuje to znamená, že v určitej hĺbke klesá denná a ročná amplitúda teploty na 0 °C. Stála ročná teplota sa vyskytuje v hĺbke 10 – 30 m,
- čas maxima a minima teploty sa v dennom a ročnom chode oneskoruje s hĺbkou,
- hĺbky stálej dennej a ročnej teploty sú v rovnakom pomere ako odmocniny periód výkyvov.

3.4. VLHKOSŤ VZDUCHU, VYPAROVANIE A KONDENZÁCIA

3.4.1. Charakteristika vlhkosti vzduchu

Aj keď je **vodná para** v atmosfére v malom množstve, je veľmi dôležitou súčasťou ovzdušia a má veľký význam pre počasia. Jej obsah vo vzduchu je veľmi premenlivý. Vzduch môže byť úplne suchý, alebo môže obsahovať až 4% vody v podobe vodnej pary, ktorá sa kondenzuje na vodu alebo sublimuje na ľad. Čím vyššia je teplota vzduchu, tým viac vodnej pary je treba k jeho nasýteniu.

Pre vyjadrenie **obsahu vodnej pary** vo vzduchu rozoznávame:

Absolútnu vlhkosť – vyjadruje skutočné množstvo, teda hmotnosť vodnej pary v jednotke objemu vzduchu. Udáva sa v g, alebo $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ vzduchu. **Maximálna absolútna vlhkosť** udáva najväčší možný obsah vodných pár v $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ alebo $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$. V našich zemepisných šírkach je to v priemere $5 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$, v lete môže byť až $15 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$. V suchých oblastiach Antarktídy to je len $0,02 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$.

Tlak vodných pár – (napätie vodných pár) je to tlak vyvolaný vodnými parami, ktorý prispieva svojou hmotnosťou k celkovému tlaku vzduchu. Vyjadruje sa v rovnakých jednotkách ako tlak vzduchu (napr. v hektopascaloch hPa). Čím je vo vzduchu viac vodných pár, tým je vyšší ich tlak. Hornú hranicu napätia pre danú teplotu nazývame maximálnym napätím (alebo napätím nasýtenia), označuje sa písmenom E.

Momentálne napätie (e) je skutočné napätie vodnej pary v ovzduší pri danej teplote.

Relatívna vlhkosť (r) – je percentuálny pomer momentálneho napätia k maximálnemu napätiu pri tej istej teplote $r = e/E \cdot 100 \%$

Sýtostný doplnok (d) – určuje rozdiel medzi maximálnym a momentálnym napätím, $d = E - e$.

Rosný bod – teplota rosného bodu je teplota, pri ktorej obsahuje vzduch stav nasýtenia vodnou parou. Čím je väčší rozdiel medzi teplotou vzduchu a teplotou rosného bodu, tým je vzduch suchší.

Špecifická (merná) vlhkosť vzduchu (s) – Vyjadruje hmotnosť vodnej pary v jednotke hmotnosti vlhkého vzduchu. Meria sa v $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ alebo v $\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$. Napätie pary má jednoduchý alebo dvojité denný chod. Jednoduchý chod je viazaný na malú intenzitu turbulencie a vyskytuje sa nad povrchom vody. Súvisí s denným chodom teploty aktívneho povrchu a výparu a nazýva sa typom zimným, alebo morským. Maximum napätia pary sa vyskytuje o 13.00 h, minimum v čase minima teploty. Vo väčších výškach nad aktívnym

povrchom (od 10⁻¹m) sa vyskytuje letný typ (pevninský). Je charakterizovaný dvojitým maximom a dvojitým minimom.

Denný chod relatívnej vlhkosti má opačný priebeh ako **denný chod teploty**.

Pre ročný chod napätia pary v našich klimatických podmienkach platí to isté, čo pre ročný chod teploty vzduchu. Ročný chod relatívnej vlhkosti je opačný.

3.4.2 Charakteristika výparu

Vlhkosť v podobe **vodnej pary** sa dostáva do atmosféry **vyparovaním** z aktívneho povrchu. Voda sa vyskytuje na Zemi v troch skupenstvách: **tuhom, kvapalnom a plynnom**. Do atmosféry sa dostáva pri procesoch **vyparovania**. Proces vyparovania si vysvetlíme tak, že počet molekúl, ktoré unikajú z vody do vzduchu, je väčší ako počet molekúl, ktoré sa do vody vracajú. V čistom ovzduší sa nemusí **kondenzácia** vyskytnúť ani pri veľkom prekročení stavu nasýtenia. Pre proces kondenzácie je potrebné, aby vzduch obsahoval drobné častice, na ktorých sa usadzuje kondenzovaná vodná para. Tieto častice sa nazývajú **kondenzačné jadrá**. Z uvedeného vyplýva, že nevyhnutnými podmienkami pre začiatok kondenzácie sú:

- pokles teploty na teplotu rosného bodu,
- prítomnosť kondenzačných jadier.

Pokles teploty na rosný bod môže vyvolať:

- ochladenie zemského povrchu a k nemu priliehajúcich vrstiev ovzdušia,
- stretnutie sa teplých vzduchových hmôt so studeným podkladom,
- premiešanie sa dvoch, vodnou parou nasýtených vzduchových hmôt,
- adiabatické rozpínanie vzduchu.

Vo vzduchu, ktorý má teplotu rosného bodu menšiu ako 0 °C, prechádza vodná para z plynného stavu do tuhého stavu. Tento proces sa nazýva **sublimácia**.

Kondenzačné jadrá prítomné vo vzduchu rozdeľujeme do 2 skupín:

- nerozpustné – patria sem častice pôdy, mikroorganizmy, popolček a iné,
- rozpustné – patria sem roztoky rozličných solí. Tie sa dostávajú do atmosféry z povrchu morí a oceánov pri trieštení vln.

Počet kondenzačných jadier nie je v celej atmosfére rovnaký. Najviac sa ich nachádza nad veľkými priemyselnými strediskami, najmenej nad oceánmi.

3.4.3 Produkty kondenzácie vodnej pary na zemskom povrchu

Produkty kondenzácie vodnej pary na relatívne studenom zemskom povrchu, na predmetoch a vegetácii nazývame horizontálne zrážky. Patria k nim:

Rosa – vzniká skvapalnením vodnej pary vo vrstve vzduchu, ktorá prilieha k vychladnutému povrchu. Vytvára sa v teplom ročnom období pri slabom vetre za jasných nocí. Tvoria ju drobné kvapôčky vody.

Zmrznutá rosa – vzniká ako rosa. Vplyvom nižšej teploty kvapôčky vody zamrzávajú.

Šedivý mráz – vzniká v noci ako rosa, pri teplote predmetov nižšej ako 0 °C. Od zamrzutej rosy sa líši tým, že vzniká sublimáciou vodných pár (zmrznutá rosa vzniká kondenzáciou). Tvoria ho drobné kryštálky ľadu. Vzniká na vodorovných povrchoch.

Inoväť – vzniká pri hmlistom mrazivom počasí. Je to vrstva z kryštálikov ľadu, ktorá sa usadzuje na zvislých povrchoch, ktoré sú vystavené priamemu účinku vetra. Môže sa tvoriť aj cez deň a vytvára vrstvičku hrúbky 25 – 50 mm. Toto usadzovanie sa vyskytuje najčastejšie pri teplote –15 °C, ale nikdy pri teplote vyššej ako –3 °C.

Ovlhnutie – je to povlak kvapiek, ktoré vznikajú na zvislých plochách na náveternej strane predmetov pri prúde teplého a vlhkého vzduchu, ktorý sa od predmetov ochladzuje.

Námraza – sú to vláknité biele ľadové kryštálky, vznikajúce na náveternej strane predmetov za podmienok ako pri ovlhnutí, pri teplotách – 3 °C až – 8 °C. Svojou hmotnosťou spôsobuje škody na elektrickom vedení a pod. Jej hrúbka môže dosiahnuť až 1 m. S poklesom teploty a rýchlosti vetra sa môže zmeniť na inoväť.

Ľadovica – sklovitá ľadová vrstva, ktorá vzniká zamrznutím prechladených vodných kvapiek na predmetoch, ktorých teplota je nižšia ako 0 °C. Môže dosiahnuť hrúbku až niekoľko 10 mm.

Poladovica – je to ľadová vrstva, ktorá pokrýva zemský povrch. Vzniká mrznutím neprechladených kvapiek dažďa na povrchu, ktorého teplota je nižšia ako 0 °C.



Obrázok 3.7 Námraza na vetvičke borovice

3.4.4. Produkty kondenzácie a sublimácie vodnej pary v spodných vrstvách atmosféry

Procesmi kondenzácie a sublimácie vznikajú v atmosfére hmly, oblaky a zrážky (budeme sa s nimi zaoberať ako so samostatným meteorologickým prvkom).

Hmly – je to produkt kondenzácie vodnej pary pri zemskom povrchu pri ktorom je dohľadnosť menšia ako 1000 m. Do 2000 m hovoríme o dymne a málo nad 2000 m o opare. Hmly sa môžu vyskytovať pri teplotách nad i pod 0 °C. Tvoria ju drobné kvapôčky vody a pri teplote nižšej ako 0 °C sa skladá z drobných podchladených kvapôčiek vody alebo z kryštálikov ľadu.

Podľa podmienok vzniku sa hmly delí na:

- **hmlu z vyžarovania** – tvorí sa za jasných bezveterných nocí, keď sa zemský povrch vyžarovaním ochladzuje. Hmla sa tvorí najskôr pri zemskom povrchu a postupne sa vyvíja vo zvislom smere. Jej hrúbka je od niekoľko metrov po niekoľko desiatok metrov. Táto hmly sa vyskytuje lokálne. Od východu Slnka a začiatku ohrievania sa podkladu táto hmly zaniká. Hmla z vyžarovania môže vznikáť aj nad vodnou hladinou.
- **advéknú hmly** – vzniká prúdením teplého a vlhkého vzduchu nad chladnejším povrchom. Tvorí sa najčastejšie v zime a môže dosahovať až 500 m. Môže sa vyskytovať v každom dennom čase a môže sa udržať aj niekoľko dní.
- **frontálnu hmly** – vzniká ako následok dažďa, následkom silného vyparovania. V oblasti frontu sa stretávajú dve vzduchové hmoty. Ak je vlhkosť oboch hmôt blízka stavu nasýtenia, môže sa vďaka turbulentnému premiešavaniu teplota teplejšieho vzduchu znížiť až na hodnotu rosného bodu a tvorí sa hmly. Rozprestiera sa pozdĺž frontu na veľkých priestoroch.

Oblaky – oblak, môžeme charakterizovať ako viditeľný zhluk drobných vodných kvapôčiek, alebo ľadových kryštálikov v ovzduší. Výška, v ktorej teplota vystupujúceho vzduchu klesne na teplotu rosného bodu a v ktorej sa začínajú tvoriť oblaky sa nazýva kondenzačná hladina. Do určitej výšky sú oblaky tvorené len kvapkami vody, ktoré sú pod bodom mrazu prechladené. Nad hladinou ľadových jadier (–12 °C) sú oblaky tvorené ľadovými kryštálkami. Hranicu medzi kvapkami vody a kryštálmi tvorí **prechodná vrstva**, ktorá sa skladá z pevných a kvapalných produktov kondenzácie vodnej pary. Množstvo vody v oblakoch sa vyjadruje **vodným obsahom oblakov**, ktorý udáva hmotnosť skondenzovanej vody v objeme vzduchu. Je to 10^{-5} až $4 \cdot 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

Podľa **zloženia** delíme oblaky na:

1. **vodné** – sú tvorené vodnými kvapkami (môžu byť aj prechladené)
2. **zmiešané** – tvoria zmes vodných kvapiek a ľadových kryštálikov
3. **ľadové** – sú tvorené len ľadovými kryštálmi

Podľa **tvaru** rozlišujeme 10 základných druhov oblakov, ktoré sa ďalej delia na tvary a odrody. V značnej miere sa pri ich označení používajú latinské označenia a skratky. Rozlišujeme tieto základné druhy:

- riasa – Cirrus (Ci),
- riasová kopa – Cirrocumulus (Cc),
- riasová sloha – Cirrostratus (Cs),
- vyvýšená kopa – Altocumulus (Ac),

- vyvýšená sloha – Altostratus (As),
- dažďová sloha – Nimbostratus (Ns),
- slohová kopa – Stratocumulus (Sc),
- sloha – stratus (St),
- kopa – cumulus (Cu),
- búrkový mrak – Cumulonimbus (Cb).

Schéma základných druhov oblakov je na obrázku 3.8.

Riasa – vzájomne oddelené oblaky v podobe jemných bielych vlákien. Slnko aj mesiac cez ne presvitajú. Ich hrúbka je 100 – 500 m. Prechádzajú do riasových slôh a vtedy predpovedajú zhoršenie počasia. Typickým oblakom pre zhoršenie počasia je oblak Cirrus uncinus (Ci unc), tzv. riasa háčikovitého tvaru, ktorá sa vyskytuje 900 km pre teplým frontom.

Riasová kopa – tvorí vrstvy alebo lavice zložené z malých bielych lístkov alebo guľiek (tzv. malé baránky). Sú uložené v skupinách alebo radoch a majú tvar vln. Vyskytujú sa pred studeným frontom. Ich hrúbka je 200- 400 m, Slnko aj Mesiac cez ne presvitajú. Prítomnosť týchto oblakov signalizuje vratkú rovnováhu v hornej vrstve troposféry. Patria sem aj tzv. kondenzačné pásy (*Cirrocumulus tractus, Cc trac*), ktoré sa tvoria za lietadlom.

Riasová sloha – tvorí biele závoje, ktoré nezakrývajú obrysy Slnka alebo Mesiaca. Tieto oblaky sú späté s príchodom teplého frontu. Skladajú sa z drobných kryštálikov ľadu a majú hrúbku od niekoľko sto metrov do niekoľkých kilometrov.

Vyvýšená kopa – tvoria vrstvy alebo lavice, ktoré sa skladajú z lístkov alebo zaokrúhlených sploštených balvanov (veľké baránky). Sú tvorené prevažne z prechladených kvapiek vody. Ich hrúbka je 200 až 700 m. Zrážky z týchto oblakov sa vo vzduchu vyparujú a nedosiahnu na Zem.

Vyvýšená sloha – tvoria vláknitú alebo prúžkovanú záclonu sivej alebo svetlobelasej farby. Slnko a Mesiac presvitajú ako cez matné sklo, Tieni, ktoré vrhajú na predmety sú výrazné, alebo chýbajú. Hrúbka vyvýšenej slohy je až 2 km. Zrážky padajú z týchto oblakov v zime v podobe snehu, v lete sa vyparujú vo vzduchu.

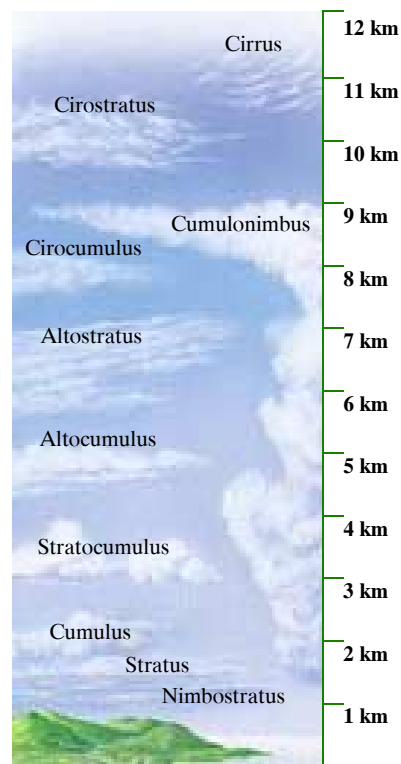
Dažďová sloha – pokrýva celú oblohu, padajú z nej dlhotrvajúce zrážky. Základňa je vo výške od 100 do 1000 m a hrúbka až 3 km.

Slohová kopa – tieto oblaky tvoria vrstvy, ktoré sa skladajú z veľkých lalokov tmavej farby s jasnejšími medzerami. Časti oblakov sa ukladajú do skupín, pásiem alebo vln. Ich hrúbka je 200 – 800 m a tvoria ich väčšinou kvapôčky vody. Vznikajú často rozširovaním oblaku Cumulus.

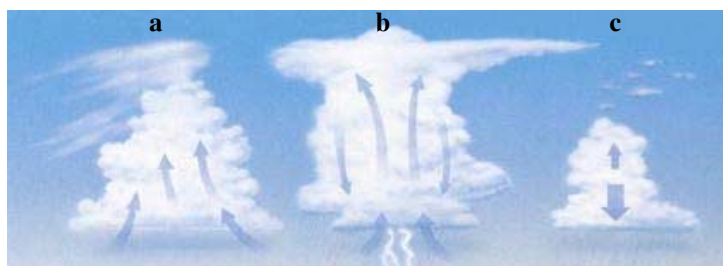
Sloha – tvoria rovnomernú vrstvu oblakov podobnú hmle, ktorá však nedosahuje zemský povrch. Tieto oblaky vznikajú pri nasúvaní sa teplých vzduchových hmôt nad chladný povrch. Ich hrúbka je 200 – 800 m. V lete ich tvoria drobné kvapôčky vody, v zime prechladené kvapôčky a kryštáliky ľadu.

Kopa – sú to žiarivo biele husté oblaky s ostro ohraničenými obrysmi, ktoré sa vertikálne vyvíjajú v podobe kôp a veží. Majú obyčajne vodorovnú tmavú základňu. Môžu sa vyskytovať v rôznych štádiách vertikálneho vývoja. Oblaky sa skladajú z vodných kvapiek a môžu byť zdrojom slabých prehánok.

Búrkový mrak – je to mohutný oblak vertikálneho rozsahu. Základňu má vo výške 1 – 2 km, vrchol môže dosiahnuť aj cez 10 km. Búrkový mrak tvoria v horných častiach kryštáliky ľadu a prechladené kvapky vody. V spodných častiach ho tvoria kvapky vody. Vypadávajú z neho prudké zrážky a býva sprevádzaný silným vetrom.



Obrázok 3.8 Základné druhy oblakov



Obrázok 3.9 Vývoj búrkového oblaku – narastanie moci teplého vzduchu (a), vyvíjajúci búrkový oblak – intenzívne vypadávanie zrážok (b), rozpad búrkového oblaku (c)

Ďalej oblaky podľa **výšky** základne delíme na:

- vysoké oblaky (Ci, Cc, Cs) – základňa je vo výške od 5 do 13 km,
- stredné oblaky (Ac, As) – základňa je vo výške od 2 do 7 km,
- nízke oblaky (Ns, Sc, St) – základňa je od povrchu zeme do 2 km,
- oblaky s vertikálnym vývojom (Cu,Cb) – základňa je vo výške od 0,5 do 1,5 km, horná hranica môže siahať až nad tropopazu.

Podľa **príčin vzniku** delíme oblaky na:

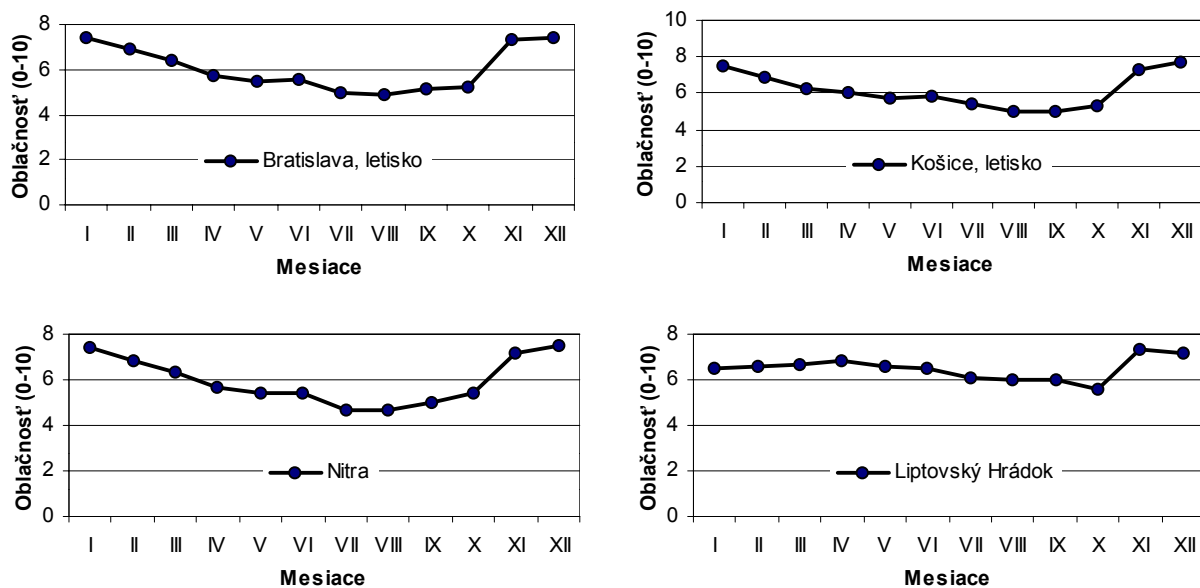
- **konvektívne oblaky** (Cu, Cb) – konvekciou sa nazývajú vertikálne prúdy vystupujúceho vzduchu následkom nerovnomerného ohrievania od podlažia. Konvekcia vzniká nad pevninou cez deň pri slnečnom počasí a pri zasunutí studenej vzduchovej hmoty nad teplé podlažie. Pri konvektívnom prúdení vznikajú kopy (Cumulus), ktoré, keď sa ďalej vyvíjajú, prechádzajú do búrkového oblaku (Cumulonimbus),
- **frontálne oblaky** – vznikajú pri výstupe vzduchu na atmosferických frontoch,
- **orografické oblaky** – vznikajú vplyvom výstupných prúdov v dôsledku horskej prekážky. Tvoria sa na náveternej strane, kde reliéf núti vzdušné prúdy vystupovať, alebo vzniknú ako oblaky z tepla, kde reliéf napomáha výstupným vzdušným prúdom. Niekedy sa z nich môžu vyvinúť oblaky Cumulonimbus s prehánkami a búrkami.
- **oblaky z vyžarovania** – vznikajú dôsledkom dlhovlnného vyžarovania a ochladzovania atmosféry blízkej stavu nasýtenia v nočných hodinách. Tvoria súvislú vrstvu a patria k druhu Stratus.

3.4.5. Denný a ročný chod oblačnosti, rozloženie oblačnosti v planetárnom merítku

Oblačnosť – je to stupeň pokrytia oblohy. Vyjadruje sa v desatinách (0 – jasno, 10 – zamračené), v synoptickej meteorológii sa vyjadruje v osminách pokrytia oblohy (jasno – 0-1, skoro jasno 2, malá oblačnosť 3, polojasno, polooblačno 4, oblačno 5 – 6, takmer zamračené 7, zamračené 8). Priemerná oblačnosť Zeme je 5,4 (v desatinom hodnotení).

Denný chod oblačnosti – v noci a ráno sa najviac vyskytujú oblaky druhu Stratus, kopovité oblaky Cumulus sa vyskytujú zase cez deň, hlavne v horských oblastiach. V našich klimatických podmienkach je počas dňa dvojité maximum oblačnosti: ráno a v popoludňajších hodinách. V zime sa vyskytuje jedno maximum, ráno, v rovníkových oblastiach sa maximum vyskytuje popoludní.

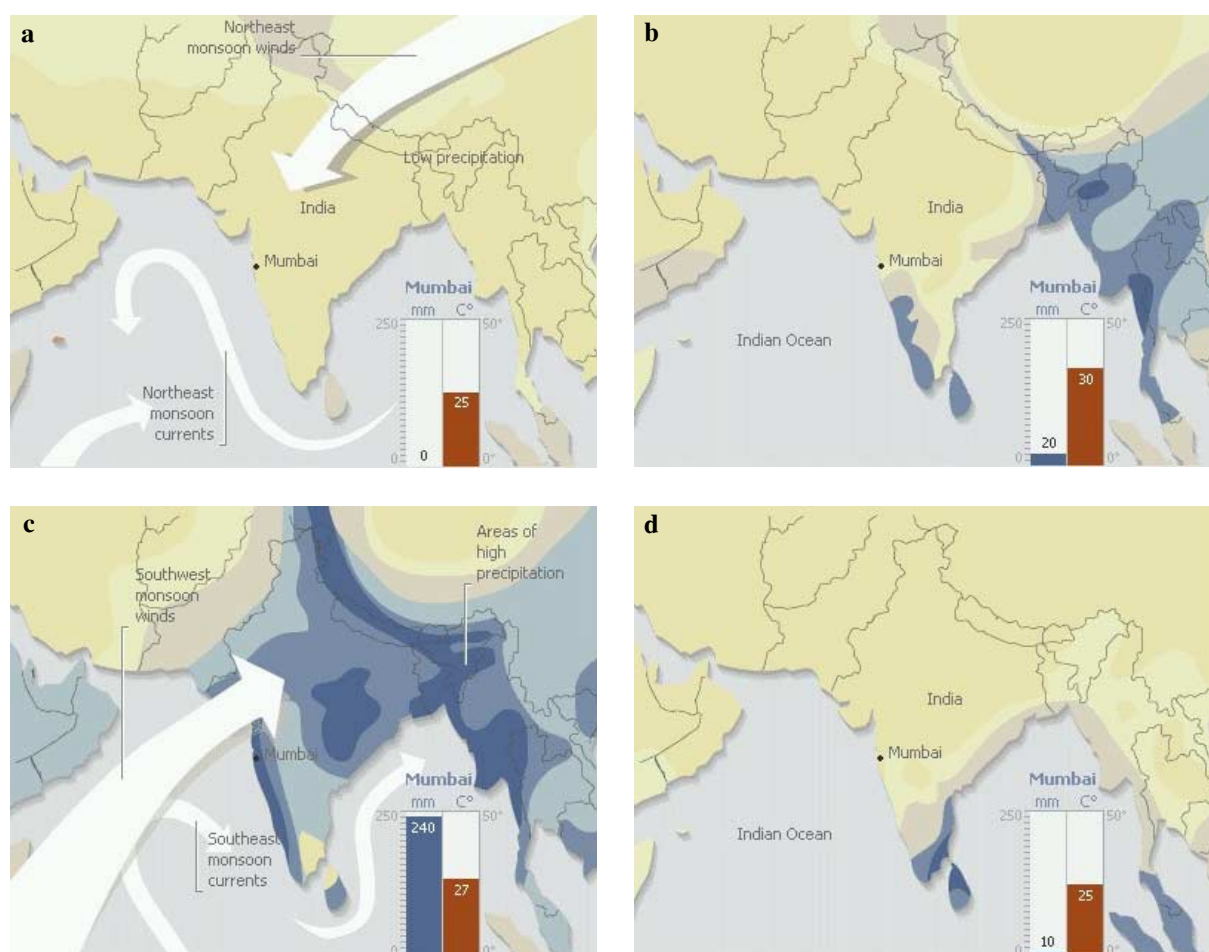
Ročný chod oblačnosti – najväčšia oblačnosť u nás je v zime a súvisí s cyklónálnou činnosťou. Minimum pripadá na jeseň alebo leto. V tropických oblastiach sa maximum vyskytuje v lete (pri letnom slnoverate) a minimum v zime. V monzúnových oblastiach je maximum v období letného a minimum v období zimného monzúnu. V subtropoch je maximum oblačnosti viazané na cyklónálnu činnosť v zime a minimum pripadá na leto.



Obrázok 3.10 Ročný chod oblačnosti vo vybraných lokalitách Slovenska

Obrázok 3.12

2. **tropický typ** – dve rovníkové maximá sa približujú s rastúcou zemepisnou šírkou až k ich splynutiu, ktoré sa viaže na letné obdobie a trvá asi 4 mesiace
3. **typ tropických monzúnov** – je podobný ako predchádzajúci typ, ale je výraznejší. Obdobia dažďov a sucha sú ostro ohraničené.
4. **typ subtropický, stredomorský** – minimum zrážok pripadá na leto, (vplyv anticyklón) a maximum na jeseň a zimu
5. **pevninský typ miernych šírok** – maximum zrážok pripadá na leto, minimum na zimu. Vyskytuje sa v centrálnych častiach kontinentu pokiaľ nejde o suché (aridné) oblasti.
6. **morský typ miernych šírok** – maximum zrážok sa môže vyskytnúť v zime, alebo je charakteristický rovnomerným rozložením zrážok počas celého roka. Vyskytuje sa na západných okrajoch kontinentov
7. **monzúnový typ miernych šírok** – maximum zrážok je v lete, minimum v zime. Tento typ je podobný pevninskému typu miernych šírok, amplitúda ročného chodu zrážok je vyššia. Tento typ je typický pre východnú Áziu.
8. **polárny typ** – maximum zrážok pripadá na obdobie najvyššej vlhkosti, t. j. na leto, minimum na zimu. V oblastiach oceánov sa môže maximum presúvať na zimu.



Obrázok 3.13 Monzúnový typ chodu zrážok. Situácia v decembri (a) – severovýchodný vietor je suchý, zrážky nevypadávajú. Situácia v máji (b) – nástup letného monzúnu. Situácia v júli (c) – vrcholenie letného monzúnu, denné úhrny zrážok dosahujú aj 200 mm. Situácia v novembri (d) – doznievanie juhozápadnej cirkulácie, nástup zimného monzúnu

3.5.3. Rozloženie ročných úhrnov zrážok na Zemi

Hlavnými faktormi rozloženia zrážok na Zemi sú: **rozloženie oblačnosti, rozloženie oceánov, tvar a rozloženie pevnín a reliéf**. Reliéf na zemskom povrchu predstavuje prekážku pri prúde vzduchu. Na ná-

veterných svahoch hôr dochádza k výstupu vzduchu a s ním spojeným **adiabatickým ochladzovaním** a k tvorbe oblakov a zrážok. Na náveterných stranách s výškou zrážky stúpajú. Deje sa tak po určitú úroveň, od ktorej zase zrážky s výškou klesajú. Výška úrovne je tým väčšia, čím je vyššie hladina kondenzácie. V pohoriach vo vnútri kontinentov leží hladina vyššie ako na ich okrajoch (napr. Alpy 2 000 m, Kaukaz 2 500 m, Altaj 3 000 m, Pamír 4 500 – 5 000 m). Ročné úhrny medzi obratníkmi sú 1 000 – 2 000 mm v dôsledku vysokej vlhkosti vzduchu a silnej konvekcie. Medzi oblasti s najvyšším množstvom zrážok patrí povodie Amazonky, pobrežie Guinejského zálivu, Indonézia, ostrovy v Tichom oceáne. Zrážky tu môžu presiahnuť aj 6 000 mm. Mys Debundža na úpätí Kamerunskej hory, alebo náveterné svahy Havajských ostrovov majú viac než 9 000 mm. V oblasti Indického oceánu sú v dôsledku monzúnovej cirkulácie oblasti vysokých zrážok posunuté do vyšších zemepisných šírok nad Prednú a Zadnú Indiu a Madagaskar. Na náveterných svahoch Himalájí leží miesto, kde padne najviac zrážok na Zemi. Je to Čerápundží a priemerný ročný úhrn dosahuje až 10 880 mm.

V **subtropických oblastiach** vysokého tlaku množstvo zrážok neprevyšuje 250 mm. Podobné pomery sú v centrálnych častiach Ázie a v južných častiach miernych šírok. V miernych šírkach sú zrážkové úhrny vyššie a dosahujú od 300 do 1 000 mm. Zrážkové úhrny klesajú v dôsledku prevládajúceho západného prúdenia od západných okrajov pevnín (500 – 1 000 mm) smerom na východ (300 mm). Výrazne sa tu prejavuje vplyv náveterných a zúveterných strán.

V **polárnych oblastiach** sú zrážky malé a neprevyšujú 200 mm. Príčinou je malý vodný obsah oblakov a existencia oblastí vysokého tlaku vzduchu.

Na Slovensku sa pohybuje ročný úhrn zrážok od 500 do 800 mm, v pohoriach cez 1 000 mm. Výrazne sa tu tiež prejavuje vplyv zrážkových tieňov (Spiš, Liptov). Najväčší priemerný ročný úhrn je vo Vysokých Tatrách na Zbojníckej chate (1958 m.n.m.) a to 2 130 mm.

3.6. TLAK VZDUCHU

3.6.1. Charakteristika tlaku vzduchu

Tlak vzduchu je sila vyvolaná hmotnosťou vzduchového stĺpca, ktorý siaha od výšky merania až k hornej hranici atmosféry. Základnou jednotkou tlaku vzduchu je pascal. V meteorológii sa vyjadruje stonásobkom základnej jednotky, t.j. v hektopascaloch (hPa). Skôr sa vyjadroval v milibaroch, torroch alebo milimetroch ortuťového stĺpca. Medzi týmito jednotkami platí tento vzťah:

$$1 \text{ hPa} = 100 \text{ N.m}^{-2} = 1 \text{ mbar} = 0,75 \text{ torr (mm Hg)}$$

Priemerná hodnota **tlaku vzduchu na hladine mora** pri teplote 15 °C je 1013,27 hPa. Tento tlak zodpovedá hmotnosti ortuťového stĺpca vysokého 760 mm s priemerom 1 cm². Na veľkosť tlaku má vplyv: teplota vzduchu, obsah vodných pár, nadmorská výška a zemepisná šírka. S pribúdajúcou nadmorskou výškou tlak vzduchu klesá, do výšky 700 m n. m. na každých 8 m o 1 hPa. Vo výške 5500 m dosahuje tlak vzduchu asi polovicu tlaku ako pri zemskom povrchu. Čím je vzduch chladnejší (ťažší), tým rýchlejšie klesá tlak smerom do výšky. Čím je vzduch teplejší (ľahší), tým je pokles tlaku vzduchu s výškou pomalší. Aby bolo možné porovnávať údaje o tlaku vzduchu zo staníc, ktoré sú v rôznej nadmorskej výške, prepočítavajú sa hodnoty na hladinu mora. Rozdelenie tlaku vzduchu sa na synoptických mapách znázorňuje pomocou izobar. Izobary sú miesta s rovnakým tlakom vzduchu.

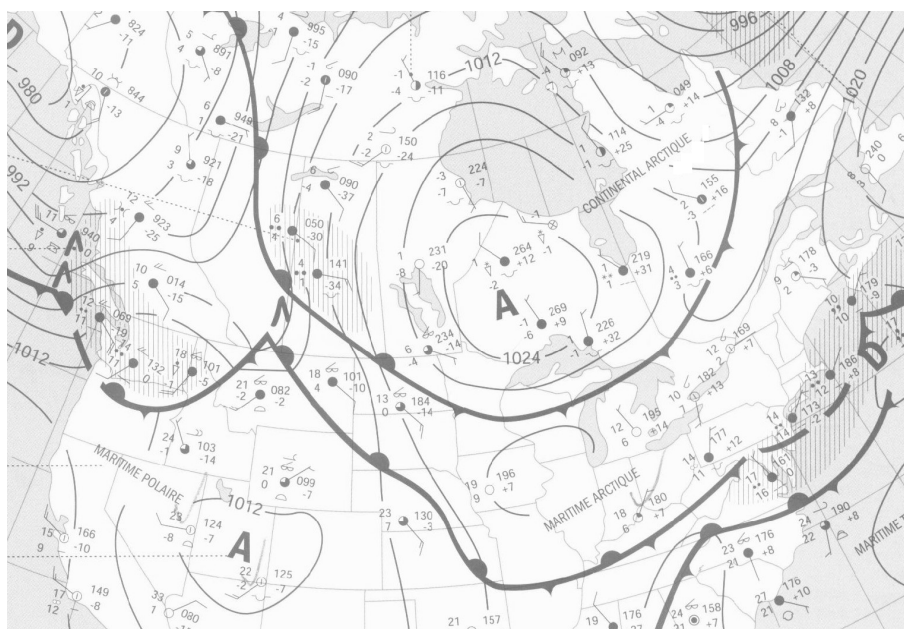
3.6.2. Barické pole

Barickým poľom nazývame rozloženie tlaku v atmosfére. Pre barické pole je typická premenlivosť tlaku v priestore i čase a je charakterizované pomocou plôch s rovnakým tlakom vzduchu, tzv. izobarické plochy. V dôsledku nerovnomerného rozloženia tlaku vzduchu môžeme v barickom poli vyčleniť charakteristické tlakové útvary (obr. 3.14).

1. oblasť **vysokého tlaku** (*tlaková výš, anticyklóna*) – je vymedzená koncentricky usporiadanými uzavretými izobarami, s najvyšším tlakom v strede. Smerom k okrajom anticyklóny tlak klesá. V synoptických mapách sa označuje písmenom V (výš), v Nemecku a Anglicku písmenom H. Tlakové výše pokrývajú väčšie oblasti ako tlakové níše a pohybujú sa pomalšie. Pre tlakovú výš sú typické zostupné pohyby vzduchu vo voľnej atmosfére, pri ktorých sa vzduch adiabaticky otepluje a vysušuje. Pri zemi prúdenie vzduchu smeruje od stredu k okrajom. Vplyvom zemskej rotácie sa toto prúdenie stáča na severnej pologuli v smere hodinových ručičiek od stredu k okrajom, na južnej pologuli proti smeru hodinových ručičiek od stredu k okrajom. Zostupné prúdy spôsobujú v tlakových výšach jasné počasie, so slabým

vetrom s veľkými amplitúdami teploty vzduchu počas dňa. V lete je počasie v tlakových výšach teplé, slnečné a suché, v zime zase chladné, mrazivé, bez zrážok.

2. Oblasť **nízkeho tlaku** (*tlaková níž*, alebo *cyklóna*). Je vymedzená uzavretými koncentricky usporiadanými izobarami s najnižším tlakom v strede. Smerom k okrajom tlak vzduchu stúpa. Stred tlakovej níše sa označuje písmenom N (níž), v Nemecku T a v anglicky hovoriacich L. Priemer tlakovej níše sa pohybuje od niekoľko sto do niekoľko tisíc km. Stred níše môže byť nepohyblivý, alebo sa presúva. Pretože v strede cyklóny je najnižší tlak, smeruje prúdenie vzduchu od vyššieho tlaku na okraji k nižšiemu do stredu. To znamená, že prúdenie na rozdiel od anticyklóny smeruje dovnútra a vplyvom zemskej rotácie sa stáča na severnej pologuli proti smeru hodinových ručičiek, na južnej pologuli v smere hodinových ručičiek. Vzduch sa pri Zemi zbíha zo všetkých strán do stredu tlakovej níše, kde vystupuje hore. Tento výstup spôsobuje kondenzáciu vodnej pary. V tlakovej níze prevláda oblačné počasie so zrážkami a silným vetrom. V zime prináša tlaková níž oteplenie a zrážky, v lete ochladenie a zrážky.
3. **Hrebeň vysokého tlaku** – je to pásmo vyššieho tlaku vzduchu vybiehajúceho z tlakovej výše alebo oddeľujúceho dve tlakové níše. Najvyšší tlak sa vyskytuje v osi hrebeňa. V oblasti hrebeňa vysokého tlaku prevláda podobné počasie ako v tlakovej výši.
4. **Brázda nízkeho tlaku** – je pásmo nižšieho tlaku vybiehajúce z tlakovej níše alebo oddeľujúce dve tlakové výše. Najnižší tlak je v osi brázdy. Prevláda tu podobné počasie ako v tlakovej níze.
5. **Barické sedlo** – je to časť barického poľa medzi dvoma protiahlymi výšami a nížami, poprípade medzi dvomi hrebeňmi a brázdami.



Obrázok 3.14 Mapa barického poľa

3.6.3. Denný a ročný chod tlaku vzduchu

Denný chod – denný chod tlaku vzduchu je najvýraznejší v rovníkových oblastiach. Vyznačuje sa dvojitým maximom (pred poľudním a pred poľnocou) a dvojitým minimom (skoro ráno a popoludní). Amplitúda môže dosiahnuť až 4 hPa. Smerom k vyšším zemepisným šírkam sa amplitúda znižuje a v miernejších a vysokých šírkach je denná periodicitá zmenená nepredvídanými zmenami tlaku.

Ročný chod – závisí od sezónneho zvyrazňovania a zoslabovania stacionárnych tlakových útvarov a na formovaní a zániku sezónnych tlakových útvarov. Rozlišujeme tieto ročné chody:

1. **pevninský** – s maximom v zime (zimné anticyklóny) a minimom v lete,
2. **oceánsky vysokých šírok** – sezónne zvyrazňovanie a zoslabovanie stacionárnych anticyklón, s maximom tlaku začiatkom leta a minimom v zime,
3. **oceánsky miernych šírok** (nemonzúnový) – dvojité nevýrazné maximum v lete a v zime a dvojité nevýrazné minimum na jar a na jeseň,
4. **monzúnový** – maximum je v zime, minimum v lete.

Nad oceánmi rovníkových širok (okrem monzúnových oblastí) je ročný chod tlaku vzduchu veľmi nevýrazný.

3.6.4. Rozloženie tlaku vzduchu

Oblasti s prevládajúcim výskytom tlakových výší a níží nazývame **akčné centrá atmosféry**. Prevláda v nich v priebehu roka opakovaná tvorba a zánik rovnakých tlakových útvarov. Podľa povahy tlakových útvarov na ktoré sú centrá viazané, rozlišujú sa centra stále a sezónne.

V januári je pozdĺž rovníka pás nízkeho tlaku s tromi nížami nad Južnou Amerikou, Afrikou a Austráliou tiež s ostrovmi juhovýchodnej Ázie a západnej Oceánie. Tento pás nízkeho tlaku je v oblasti 30 – 35° s.š. a j.š. lemovaný izolovanými subtropickými oblasťami vysokého tlaku, hlavne nad oceánmi (**azorská a havajská tlaková výš**). Sú to stacionárne tlakové výše (v zime sú slabšie). V miernych šírkach severnej pologule sa v uvedených šírkach vyskytuje súvislý pás nízkeho tlaku. V polárnych oblastiach je tlak vyšší. Nad Antarktídou sa vytvára výrazná tlaková výš, v Arktíde je zvýšenie tlaku len mierne. V lete sa rovníkový pás nízkeho tlaku presúva od rovníka na sever, čo sa prejavuje na polohe tlakových níží (**mexická a iránska níž**). Oblasti vysokého tlaku v subtropických šírkach sa udržuujú. Stacionárne tlakové níže miernych širok severnej pologule spolu so sezónnymi nížami nad kontinentmi vytvárajú súvislý pás nízkeho tlaku, od ktorého tlak k pólom stúpa. V rovnakých šírkach južnej pologule sa udrzuje aj v júli súvislý pás nízkeho tlaku a v Antarktíde tlaková výš.

Tabuľka 3.3 Beaufortova stupnica sily vetrov

Ball (°B)	Pomenovanie vetra	Rýchlosť vetra (km.h ⁻¹)	Stav hladiny mora	Dĺžka vln (m)	Výška vln (m)
0	Bezvetrie	0 – 1	Zrkadlovo hladké more	–	–
1	Vánok	2 – 6	Malé šupinovité vlny, ktoré ešte nemajú hrebene	do 5	do 0,25
2	Slabý vietor	7 – 12	Vlnky dostávajú hrebene, ktoré sa ešte nelámu	do 15	do 0,75
3	Mierny vietor	13 – 18	Hrebene vln sa začínajú mierne lámať a ojedinele sa vytvárajú aj prvé peny	do 25	do 1,00
4	Dosť čerstvý vietor	19 – 26	Vlny sa začínajú predlžovať a objavuje sa viac spenených hrebeňov vln	do 50	0,75 – 200
5	Čerstvý vietor	27 – 35	Vlny sú už dlhé a všade vidno ich spenené hrebene. Ojedinele sa ukazuje aj vodný peľ. More šumí.	do 75	2 – 4
6	Silný vietor	36 – 44	Začínajú sa tvoriť veľké vlny a ich peny vytvárajú súvislé plochy. Vo vzduchu cítiť vodný peľ. Šum mora počuť aj z veľkej diaľky.	do 100	3 – 6
7	Prudký vietor	45 – 54	More sa váľa, peny sa začínajú ukladať v smere vetra. More začína hučať.	do 135	5 – 7
8	Búrliový vietor	55 – 65	Vysoké vlny rozprašujú vodný peľ a ich spenené hrebene zanechávajú výrazné biele pásy v smere vetra. More hučí.	nad 150	7 – 10
9	Víchrice	66 – 77	Vysoké kopce vln sa rýchlo prevaľujú a zanechávajú husté biele pásy. Vodný peľ spôsobuje zníženie viditeľnosti. More hrmí.	nad 200	7 – 10
10	Silná víchrice	78 – 90	More je úplne biele, viditeľnosť je slabá, vlny sú veľmi vysoké a dlhé. More buráca.	do 250	10 – 15
11	Mohutná víchrice	91 – 104	Ohromné vlny, veľmi slabá viditeľnosť pre veľmi hustý vodný peľ.	do 300	10 – 15
12	Orkán	105 – 134	Viditeľnosť úplne zaniká, lebo vzduch je plný vodného peľu.	nad 300	10 – 15

3.7. PRÚDENIE VZDUCHU – VIETOR

3.7.1. Charakteristika prúdenia vzduchu

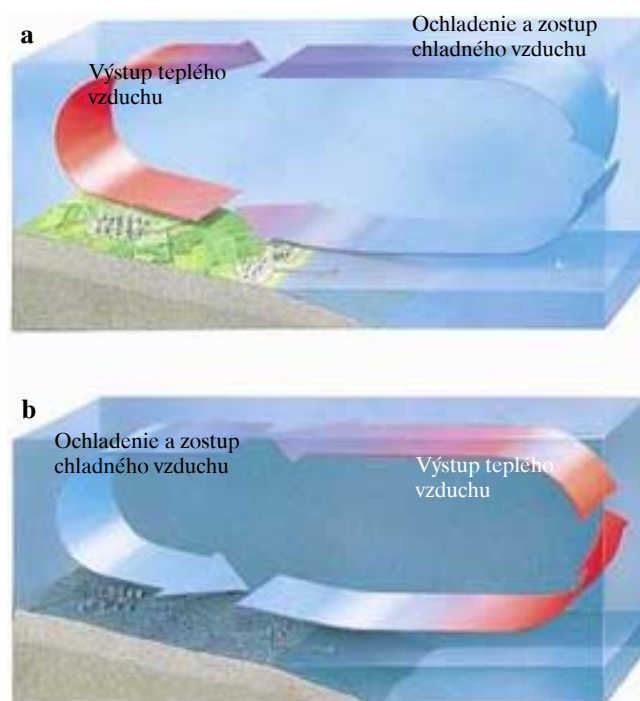
Prúdenie vzduchu, **vietor** vzniká pri nerovnomernom rozložení tlaku vzduchu. Vyrovnáva rozdiely tlaku prúdením z oblasti vyššieho do oblasti nižšieho tlaku. Pri vetre sa sleduje jeho smer a rýchlosť. Smerom

sa rozumie to, odkiaľ vietor fúka. Udáva sa v stupňoch (napr. 90° = východný vietor, 180° = južný, 270° = západný, 360° = severný vietor). Môže sa tiež udávať v medzinárodných skratkách, vychádzajúcich z anglických názvov smerov. Rýchlosť vetra sa určuje v $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ a platí: $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1} = 3,6 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$, $1 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1} = 0,27 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Rýchlosť vetra sa môže určovať tiež pomocou Beaufortovej stupnice. V tab. 3.3 ju uvádzame aj z popisom morskej hladiny (tzv. jachtársky variant). Vietor je tým silnejší, čím väčší je tlakový gradient (čím sú hustejšie izobary na synoptickej mape). Na synoptickej mape je vietor totožný s izobarami, v blízkosti zemského povrchu je ovplyvňovaný silou trenia, takže vietor zvierá s izobarami ostrý uhol.

3.7.2. Miestne vetry

Sú to vetry, ktoré vznikajú na malých územiach. Patria sem: **bríza, föhn, bóra, horský a dolinový vietor, ladocový vietor.**

Bríza – je to tzv. pobrežný vánok (obr.3.15). Je to vietor, ktorý sa vyskytuje pri pobrežiach morí a veľkých jazier. Príčinou vzniku brízy je nerovnaké ohrievanie pevniny a mora. Cez deň sa pevnina viac ohreje ako more, vzduch je ľahší a stúpa hore. Na jeho miesto prúdi chladnejší vzduch z mora. V noci je teplejšie more, vzduch stúpa a na jeho miesto prúdi vzduch z pevniny. Horizontálny rozsah je 20 – 30 km a zasahuje do výšky 600 – 800 m.



Obrázok 3.15 Pobrežný vánok – bríza. V dôsledku nerovnomerného ohrievania pevniny a mora počas **dňa** (a) vane vietor smerom k pevnine. V **nočných** hodinách (b) je smer prúdenia opačný

Föhn – vyskytuje sa v hoských oblastiach. Je to teplý a suchý vietor, ktorý sa vyskytuje na záveterných svahoch. Aby vznikol musí sa vyskytovať na obidvoch stranách horského hrebeňa rozličný tlak. Vzduch sa prevažuje ponad hory z oblasti vyššieho tlaku do oblasti nižšieho tlaku. Vzduch, ktorý je nútený na náveternej strane vystupovať sa **adiabaticky ochladzuje** o $1^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ (lebo ešte nie je nasýtený vodnými parami). V úrovni hladiny kondenzácie, kde teplota vzduchu klesne na hodnotu rosného bodu končí **suchoadiabatický pokles** teploty a začína **vlhkoadiabatický pokles**, ktorý je nižší a má hodnotu $0,6^\circ\text{C}/100 \text{ m}$. Na náveternej strane sa tvoria oblaky a zrážky. Zo závetria je nad hrebeňom pozorovateľná bariéra oblakov. Po prekonaní horskej prekážky vzduch klesá a pretože má menšiu vlhkosť dochádza k **suchoadiabatickému otepľovaniu**, čiže o $1^\circ\text{C}/100 \text{ m}$. Pri zostupe vzduchu na záveternej strane sa oblaky rozpúšťajú, pričom na náveternej strane vznikajú nové. Výsledkom zostupu vzduchu na záveternej strane je veľké oteplenie a zníženie relatívnej vlhkosti. Föhn sa vyskytuje v Alpách, Karpatoch, v západnom Gruzínsku, na východných svahoch Skalnatých hôr, v Kanade a na Etiópskej vysočine – preto sú v Masave najvyššie priemerné ročné teploty.

Bóra – vzniká najmä v zime pri pretekaní studeného vzduchu cez horské prekážky, ktoré lemujú morské pobrežia. Pred pohorím sa vzduch hromadí, dosiahne výšku priesmykov a sediel, cez ktoré preteká veľkou rýchlosťou k pobrežiu (lebo je studený a ťažký). Tento vietor je typický pre pobrežie Jadranu, oblasť Novorossijska, Novú Zem, Bajkal, údolie Rhôny (Mistral), pobrežie Mexika a štát Texas (Norther).

Horské a údolné vetry – príčinou ich vzniku je nerovnaké zohrievanie a ochladzovanie vzduchu, ktorý leží nad úbočiami a dolinami. Cez deň sa úbočie zohreje, vzduch je ľahší a stúpa hore, na jeho miesto sa nasáva vzduch z doliny. V noci sa vzduch na úbočí ochladí vyžarovaním, je ťažší a klesá do doliny.

Ladovecový vietor – vzniká ochladzovaním prízemnej atmosféry od povrchu ladovcov alebo firnu.

3.7.3. VÍROVÉ PRÚDENIE V MALOPRIESTOROVEJ MIERKE

Vírové prúdenie malých rozmerov ale vysokých rýchlostí vznikajú pri výraznej nestabilite teplotného zvrstvenia. Patria sem víry s **horizontálnou osou** – húlavy a víry s **vertikálnou osou**.

Húlavy vznikajú na rozhraniach výrazných vzostupných a zostupných prúdení v prednej a tylovej časti búrkových oblakov. V blízkosti zemského povrchu sa prejavujú ako krátkodobé zosilnenie vetra s rýchlosťou presahujúcou 20 m.s^{-1} .



Obrázok 3.16 Tornádo pri americko meste Reno

Pri veľkej nestabilite teplotného zvrstvenia vznikajú aj víry s **vertikálnou osou**. Patria sem jednak **prachové víry** s priemerom niekoľko metrov ale aj víry viazané na búrkové oblaky. Nad morom sa nazývajú **smršte** a nad pevninou **tromby** (v karibskej oblasti a v USA **tornáda**). Vznikajú ohybom okrajov húlavových vírov smerom k zemi. Priemer týchto vírov je rádovo 10^1 až 10^2 m, v ich strede je tlak vzduchu v porovnaní s okrajom až o stovky hektopascalov nižší. Vírový pohyb vzduchu je v nich **vzostupný** a dosahuje rýchlosť 50 až 100 m.s^{-1} . Dôsledkom je nasávanie prachu, vody a predmetov zo zemského povrchu. Je preto ľahko viditeľný a má charakteristický tvar lievika (obr. 3.16). V dôsledku minimálneho tlaku vo vnútri tornáda dochádza pri jeho prechode cez uzavreté objekty (budovy) k ich explózií (pretlak vzduchu). Najväčšia početnosť (viac ako 200) za rok sa vyskytuje v strednej časti USA pri advekcii teplého, nestabilne zvrstveného a vlhkého vzduchu z Mexického zálivu.

4

VŠEOBECNÁ CIRKULÁCIA ATMOSFÉRY

4.1 VZDUCHOVÉ HMOTY

Troposféra sa člení fyzikálne na relatívne rovnomeré **vzduchové hmoty**. Horizontálne rozmery vzduchových hmôt v miernych šírkach sú 2 000 – 3 000 km, vertikálne môžu siahť po tropopauzu.

Vzduchové hmoty rozdielných vlastností sú od seba oddelené atmosferickými frontami. V závislosti na **geografickej oblasti**, kde sa vzduchové hmoty formujú, rozlišujeme:

- arktickú a antarktickú vzduchovú hmotu,
- vzduchovú hmotu miernych šírok (tzv. polárna vzduchová hmota),
- tropickú vzduchovú hmotu,
- ekvatoriálnu vzduchovú hmotu.

Každá z týchto vzduchových hmôt, okrem ekvatoriálnej sa delí na **morskú** a **kontinentálnu** vzduchovú hmotu. Charakter vzduchových hmôt závisí od oblastí, kde vznikli. Pri presúvaní vzduchovej hmoty nad iné územie sa menia jej fyzikálne vlastnosti, čiže prichádza k transformácii vzduchovej hmoty. Táto transformácia trvá pokiaľ, nie je dosiahnutá rovnováha s podmienkami typickými pre danú oblasť (to znamená, že splynie so vzduchovými hmotami danej oblasti. Z teplotného hľadiska môžeme vymedziť 3 typy vzduchových hmôt:

- **teplé vzduchové hmoty** – premiestňujú sa do oblastí chladnejšieho vzduchu. Prinášajú oteplenie. Táto situácia nastáva v zime pri prúde oceánskeho vzduchu nad pevninu,
- **studené vzduchové hmoty** – premiestňujú sa do oblastí teplejšieho vzduchu. prúdia obvyčajne z vyšších zemepisných šírok do nižších, alebo z mora na pevninu (v teplej časti roka),
- **neutrálne vzduchové hmoty** – zachovávajú sa v danej oblasti niekoľko dní bez podstatnej zmeny svojich základných vlastností.

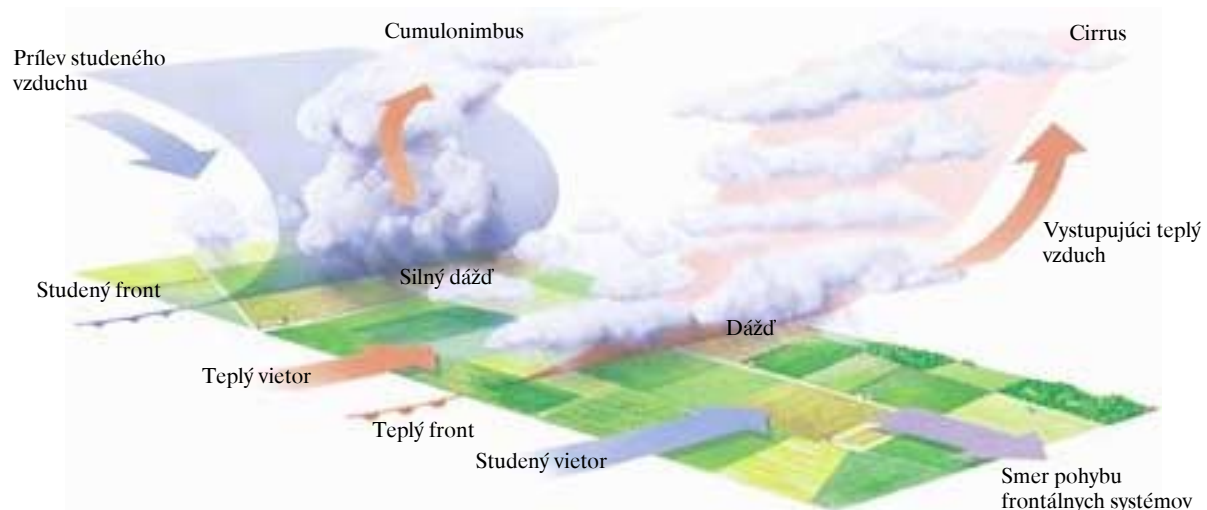
4.2. ATMOSFERICKÉ FRONTY

Atmosferické fronty sú úzke prechodné vrstvy, ktoré oddeľujú od seba vzduchové hmoty rôznych vlastností. Ich dĺžka môže byť niekoľko sto až tisíc km, šírka od desiatok po niekoľko km. Ich výška môže siahť až k tropopauze. Fronty, ktoré oddeľujú základné geografické typy vzduchových hmôt sa nazývajú hlavné atmosferické fronty. Poznáme **3 hlavné atmosferické fronty**:

1. **arktický front** – oddeľuje arktický a polárny vzduch,
2. **polárny front** – oddeľuje tropický a polárny vzduch,
3. **tropický front** – oddeľuje tropický vzduch od rovníkového (ekvatoriálneho).

Tieto fronty, ktoré oddeľujú základné vzduchové hmoty sa v priebehu roka posúvajú za Slnkom smerom na sever alebo juh. Napr. v zime sa presúva polárny front na juh a v lete zase na sever. Inak prebieha prúde vzduchu pozdĺž frontu a fronty sú viac-menej stacionárne. Akonáhle sa začne front premiestňovať a mení svoje miesto, hovoríme o frontoch pohyblivých. Tie sa delia na **teplé, studené, oklúzne** a viažu sa hlavne na cyklóny.

Teplý front – je to úzke rozhranie medzi studeným a teplým vzduchom, ktorý sa pohybuje smerom k studenému vzduchu. Nad celým povrchom teplého frontu, ktorý je sklonený v smere jeho postupu, ľahší teplý vzduch vystupuje nad ustupujúci ťažší studený vzduch. V súvislosti s výstupnými prúdmi vzduchu dochádza ku kondenzácii vodnej pary, preto sa na teplom fronte vytvára systém typickej vrstevnatej oblačnosti, ktorá siaha stovky kilometrov pred frontálnu čiaru.



Obrázok 4.1 Teplý a studený front

Zrážky (mrholenie, dážď, sneženie) sú trvalé a ich šírka je 300 – 400 km. Prvými príznakmi približujúceho sa teplého frontu sú **riasy** (cirrus) a **háčikové riasy** (Cirrus uncinus), ktoré sa vyskytujú až 900 km pred teplým frontom. Riasy prechádzajú do riasových slôh (Cirrostratus), hustnú a klesajú. Riasové slohy prechádzajú do **vysokej slohy** (altostratus). Z týchto oblakov môžu v zime už vypadávať zrážky. Po nich nasleduje **dažďová sloha** (nimbostratus), ktorá má základňu veľmi nízko a vypadávajú z nej trvalé zrážky. S približujúcim sa teplým frontom sa zhoršuje viditeľnosť, prípadne vzniká hmla a klesá tlak vzduchu. Po prechode frontu zrážky prestávajú, oblačnosť sa trhá a stúpa. Po prechode teplého frontu prevláda teplé počasie s horšou viditeľnosťou. Na synoptických mapách sa teplý front označuje červenou farbou, ktorá vyplnía polkruhu bochníkovitého tvaru, tieto sa kreslia v smere postupu teplého frontu.

Studený front – je to rozhranie medzi teplým a studeným vzduchom. Pohybuje sa smerom k teplému vzduchu. Postupuje za teplým frontom a pohybuje sa asi o 40 % rýchlejšie ako teplý front a uzatvára teplý sektor tlakovej níše. Prejavuje sa kopovitou oblačnosťou s preháňkami a v lete s búrkami. V studenom fronte preniká ťažší studený vzduch pod teplý vzduch, ktorý je nútený vystupovať nahor. Výstupné prúdy sú väčšie ako na teplom fronte. Na pomaly postupujúcich studených frontoch (tzv. studené fronty 1. typu) prebieha výstupmi prúdenie teplého vzduchu po celej výške frontálnej plochy, na rýchlo postupujúcich studených frontoch (tzv. studené fronty 2. typu) je to len do výšky 2 – 3 km. Oblačné systémy studených frontov 1. typu sa podobajú oblačným systémom teplých frontov. V blízkosti frontálnej čiary sa tvorí kopovitá oblačnosť s preháňkami a silným vetrom. Za frontálnou čiarou prevládajú trvalejšie zrážky. Studené fronty 2. typu majú zrážkové pásmo užšie. Tieto fronty sú častejšie ako studené fronty 1. typu. Sú pre ne typické **búrkové oblaky** (Cumulonimbus) a silné dažde, búrky a prudké nárazy vetra (100 km/h). Prejavuje sa vytváraním vysokej hradby kopovitých oblakov. Tlak vzduchu pred studenými frontami klesá, za nimi silno stúpa. V studenom vzduchu za frontom sa vytvára premenlivá oblačnosť. Na synoptických mapách sa studený front označuje modrými trojuholníkmi v smere jeho postupu.

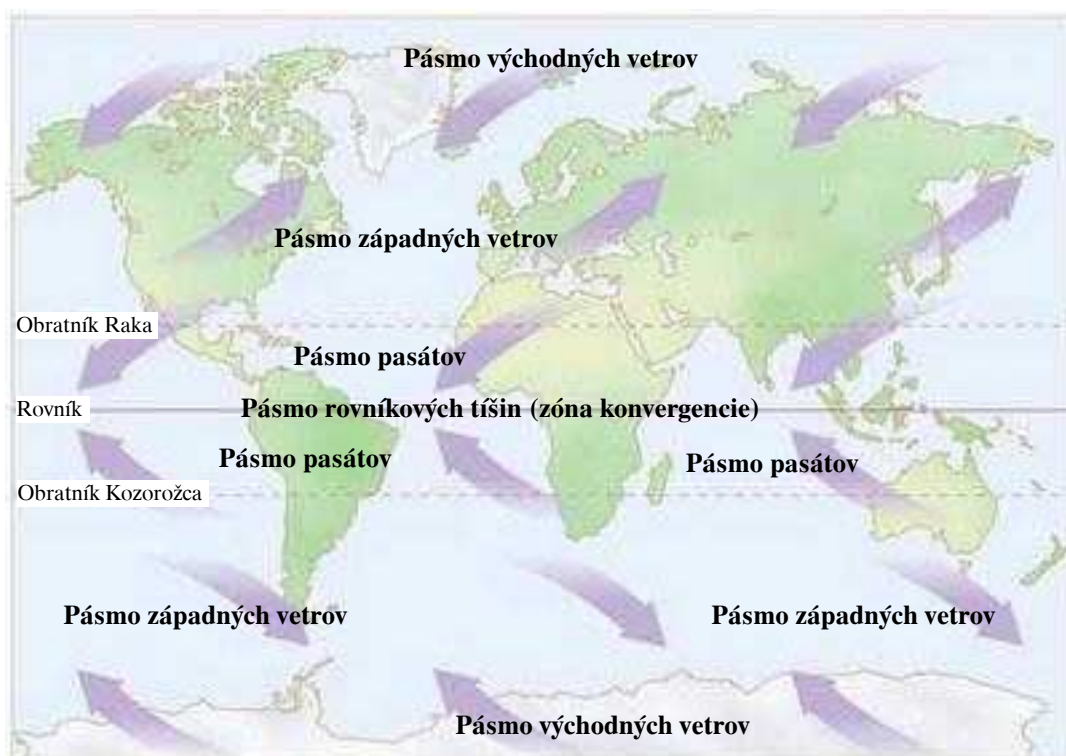
Oklúzny front – keď studený front dobehne teplý front, spojí sa pri zemskom povrchu studený vzduch za studeným frontom so studeným vzduchom pred teplým frontom a teplý vzduch je vytlačený do výšky. Proces uzatvárania teplého sektoru tlakovej níše sa nazýva oklúzia a oblasť styku teplej a studenej fronty oklúzny front. Keď bol studený vzduch prenikajúci za studeným frontom teplejší, než studený vzduch ustupujúci pred teplým frontom, vznikol oklúzny front charakteru teplej fronty, tzv. teplá oklúzia. Keď bol prenikajúci studený vzduch za studeným frontom chladnejší (hlavne v lete v Strednej Európe), vznikla studená oklúzia. Počasie na oklúzných frontoch sa podobá buď počasiu typickému pre teplý front, alebo pre studený front. Poveternostné prejavy bývajú slabšie než na teplom alebo studenom fronte. Na synoptických mapách sa oklúzne fronty označujú buď fialovou farbou, alebo striedaním modrých trojuholníkov (studený front) s červenými bochníkmi (teplý front). Kreslia sa v smere postupu.

4.2.1 Vplyv orografických podmienok na atmosférické fronty

Teplé fronty pomerne ľahko prekonávajú aj vysoké horské prekážky. **Studené fronty** bývajú zadržané horami s výškou prevyšujúcou 2 km. Studený vzduch pohorie obteká a vytláča teplý vzduch na druhú stranu pohoria smerom nahor. Pritom dochádza k deformácii frontu a vzniká tzv. **orografická oklúzia**.

4.3. VZNIK A VÝVOJ CYKLÓNY (TLAKOVEJ NÍŽE)

Prevažná väčšina **cyklón** vzniká na **hlavných atmosférických frontoch**. Tak ako sa vlní morská hladina, vlní sa aj vzduch. To znamená, že frontálne rozhranie medzi dvomi vzduchovými hmotami nie je rovné, ale sa neustále vlní. Keď prekročí určitú hranicu, nastáva zlom frontu. Studený vzduch z vyšších zemepisných šírok začína prúdiť pod teplejší vzduch a vytláča ho smerom hore. Zároveň z nižších zemepisných šírok sa zintenzívňuje prúdenie teplého vzduchu, ktorý prúdi nad relatívne studenší a ťažší vzduch. V prvom prípade vzniká studený front, v druhom prípade teplý front. Pokiaľ prúdenie pokračuje ďalej, studený aj teplý front sa zvyrazňuje a medzi nimi vzniká sektor teplého vzduchu. V ďalšom vývoji studený front postupuje rýchlejšie (viď fronty) ako teplý front a začína ho dobiehať. Sektor teplého vzduchu sa zužuje. Keď studený front dobehne teplý vzniká oklúzny front, ktorý sa stále zväčšuje a teplý sektor sa zase zmenšuje až úplne zanikne. Vtedy studený front dobehol teplý a cyklóna sa začína rozpadáť.



Obrázok 4.2 Všeobecná cirkulácia atmosféry

4.4. VŠEOBECNÁ CIRKULÁCIA ATMOSFÉRY

Všeobecná cirkulácia atmosféry (obr. 4.2) je systém stálych vzdušných prúdení veľkého rozmeru. Siahajú od zemského povrchu do spodnej mezoféry. Všeobecná cirkulácia atmosféry je určená týmito faktormi: **slnčné žiarenie**, **rotácia Zeme**, **nehomogenita zemského povrchu**, a **trenie o zemský povrch**. Medzi **zákonitosti** všeobecnej cirkulácie atmosféry patria:

1. vírový charakter atmosférických pohybov,
2. prevaha rýchlostí horizontálnych pohybov nad vertikálnymi v merítku veľkopriestorových vírov,
3. prevaha zonálneho prúdenia nad meridionálnym prúdením,
4. neustála premenlivosť a zmeny v atmosférickej cirkulácii,
5. zmeny smeru a rýchlosti prúdenia od vrstvy k vrstve a nerovnomerné rozdelenie pohybovej energie vo vertikálnom a horizontálnom smere,
6. zmeny smeru a rýchlosti prúdenia pri prechode od sezóny k sezóne,

7. vplyvom zemskej rotácie prevláda v troposfére prenos vzduchových hmôt od západu k východu (hlavne v miernych a vysokých zemepisných šírkach).

4.4.1. Cirkulácia v tropických šírkach

Cirkulácia tropických širok zaistuje transport prebytku tepla do iných častí Zeme. Hlavnou hybnou silou tropickej cirkulácie je rozdiel teplôt medzi ekvatoriálnymi oblasťami a subtrópmi. Na rovníku vzniká trvalé pásmo nízkeho tlaku. V tomto pásme vanú iba mierne premenlivé vetry, alebo tu vládne úplné **bezvetrie**. (tzv. pásmo **rovníkových tíšín**, alebo kalmov). Sú tu iba výstupné vzdušné prúdy, ktoré vedú ku vzniku kopovitej oblačnosti a vzniku každodenných lejakov. Pásmo kalmov je 200 – 300 km široké a posúva sa počas roka za Slnkom na sever alebo na juh. Toto pásmo sa nenachádza presne okolo rovníka, ale je z väčšej časti na severnej pologuli, ktorá je teplejšia. Najďalej na sever siaha k 11° s. š. a ani v lete neprekračuje rovník na juh v Atlantickom a Tichom oceáne. V tomto období sa posúva na 10° j. z. š. iba v Indickom oceáne, ale počas monzúnu takmer úplne zmizne.

Teplý vzduch, ktorý vystúpil v pásme tíšín hore, prúdi na sever a juh, kde v dôsledku jeho ochladenia vo vyšších vrstvách ovzdušia dochádza k jeho poklesu. Vzduch je ťažký (lebo je chladný), klesá k zemi a vzniká oblasť vysokého tlaku vzduchu (okolo 30° s. š. a j. š.). Vznikajú tzv. **subtropické oblasti vysokého tlaku** vzduchu. Vzduch, ktorý v týchto oblastiach klesá k Zemi, prúdi späť smerom k rovníku, to znamená, že dopĺňa vzduch, ktorý vystupuje nahor v oblasti rovníka. Tieto stále vetry, ktoré dujú od oblasti subtropických tlakových výší k rovníku sa nazývajú **pasáty**. Tieto vetry vanú celý rok rýchlosťou 5 – 8 m.s⁻¹. Tak ako pásmo tíšín, aj pasáty sa posúvajú na sever a juh a sledujú vrcholenie Slnka v nadhlavníku medzi obratníkmi. Viditeľne sú vyvinuté nad oceánmi, pevnín sa dotýkajú iba na okrajoch, najmä severnej Afriky a východných brehov Južnej Ameriky na severnej pologuli by vanuli severné a na južnej pologuli južné pasáty. No v dôsledku zemskej rotácie sa tieto vetry uchylujú doprava, na južnej pologuli doľava. To znamená, že pasát na severnej pologuli bude severovýchodný a na južnej juhovýchodný. Vo výškach 5 – 8 km nad pasátmi vanú **antipasáty**, ktoré smerujú od rovníka smerom ku subtropickým tlakovým výšam. Tieto meridionálne zložky prúdenia v tropickom pásme sú však malé.

Medzi 25 – 30° j. š. v hladine 200 hektopascalov je pozorovateľný subtropický **jet stream** so silnými **západnými vetrami**. Podobné prúdenie na severnej pologuli sa prejavuje len v zime medzi 30 – 35° s. š. V lete je nahradený v oblasti 10° s. š. silným východným tropickým jet streamom nad Áziou a Afrikou. Tropický východný jet stream je pozorovateľný tiež v lete na južnej pologuli medzi 10 – 20° j. š. nad Afrikou, Južnou Amerikou a Austráliou. V miestach, kde vetry pripomínajú antipasáty si zachovávajú meridionálnu zložku do 16 – 20° zemepisnej šírky.

Vzdušné prúdenia sezónneho charakteru nad veľkými časťami zemskeho povrchu sa nazývajú **monzúny**. Hlavnou príčinou vzniku je nerovnaké ohrievanie pevnín a oceánov, ktoré vedie k termicky podmieneným rozdielom v rozložení tlaku vzduchu. Monzún smeruje z oblasti vysokého tlaku vzduchu do oblasti nízkeho tlaku vzduchu. V zime na pevnine sa vytvára oblasť vysokého tlaku, v lete nízkeho tlaku, takže prúdenie smeruje v zime z pevniny nad oceány (zimný monzún) a v lete z oceánov nad pevninu (letný monzún). Pretože monzúnová cirkulácia je dôsledkom nerovnakého zahrievania pevnín a oceánov, môže sa okrem trópop viazať aj na iné časti Zeme. Tropické monzúny sa najlepšie vyvinuli v oblasti Prednej Indie a východnej Ázie, kde padne aj najviac zrážok na zemeguli (pozri kapitolu 3.5.2 a obr. 3.13).

Do tropickej cirkulácie patria aj **tropické cyklóny** (obr. 4.3). Sú to zvláštne cyklonálne víry s rozmerom do 1000 km a veľkým prúdením vzduchu (50 m/s). Oblasť vzniku tropických cyklón leží medzi 5 – 20° zemepisných širok oboch pologulí. Nikdy nebol pozorovaný vznik tropických cyklón severne od 35° s. š. a južne od 22° j. š. Zdrojom energie cyklóny sú povrchové vody tropických častí oceánov, ktorých teplota je vyššia ako 26 °C. Hlavnými oblasťami ich vzniku je severná časť tropickej zóny Tichého oceánu, kde sa ich za rok vyskytne priemerne 32, najčastejšie v auguste a septembri. Tropické cyklóny majú svoje regionálne názvy:

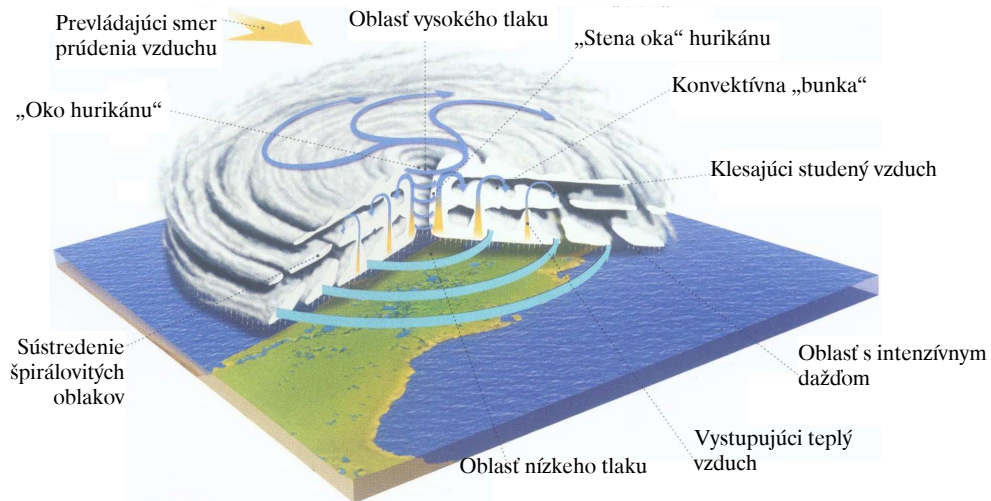
- **tajfún** – oblasť Ďalekého východu,
- **cyklón** – Bengálsky záliv a Arabské more,
- **uragán** – Stredná Amerika,
- **orkán** – Južná časť Indického oceánu,
- **Willi – Willies** – medzi Austráliou a Kokosovými ostrovmi.

V tropickej cyklóne sa vyvíja búrková oblačnosť (Cb) s prudkými lejakmi. V strede cyklóny je oblasť bez mohutnej oblačnosti so slabými vetrami a nazýva sa „oko cyklóny“ (obr. 4.3 a 4.5).

4.4.2. Mimitropická cirkulácia

Rozloženie tlakových útvarov od rovníka k pólom je nasledovné: **rovník – tlaková níž, subtrópy – tlaková výš, mierne pásmo – tlaková níž, póly – tlaková výš**. Na základe tlakových útvarov od subtrópop po

polárne oblasti a v dôsledku uchyľujúcej sily zemskej rotácie prevláda v miernych šírkach západné prúdenie. Viac sa uplatňuje vzájomné pôsobenie morí a pevnín a prenikanie vzduchu z polárnych a tropických oblastí. Preto má mierne pásmo, hlavne na severnej pologuli najnepravideľnejší chod počasia na celej zemeguli. Pravidelné a silné **západné vetry** sa vyvinuli pozdĺž 40° na južnej pologuli, kde sa rozkladá takmer výlučne more. Výrazným rysom atmosferickej cirkulácie hlavne v miernych šírkach je intenzívna cyklonálna činnosť. Je to nepretržitý vznik, vývoj a premiestňovanie cyklón a anticyklón. Ich vznikom a vývojom sme sa zaoberali už vyššie.



Obrázok 4.3 Prierez tropickou cyklónou – hurikánom



Obrázok 4.4 Družicový záber na hurikán Francis pri pobreží Kuby (september 2004)

V mimotropických šírkach sa uplatňujú dva základné typy atmosferickej cirkulácie:

1. **zonálny typ cirkulácie** – je charakterizovaný prenosom vzduchových hmôt od západu k východu. V tomto smere sa premiestňujú aj pohyblivé cyklóny a anticyklóny a je zoslabená meridionálna výmena tepla. V Európe zonálny typ súvisí s prenosom vzduchu z Atlantického oceánu (v zime teplý, v lete chladný).
2. **meridionálny typ cirkulácie** – je to prúdenie pozdĺž poludníkov zo severu na juh a opačne. Tento typ narúša západné prúdenie a napomáha prenosu teplých a studených vzduchových hmôt z vyšších alebo nižších zemepisných šírok. V Európe sa tento typ vyskytuje pri vpádoch teplého vzduchu (tropického) z juhu a studeného vzduchu (arktického) zo severu. Postupne k pólom sa uplatňuje cirkulácia podmienená teplom. Veľmi studený ťažký polárny vzduch sa pri zemi tlačí na juh a vplyvom zemskej rotácie sa mení na východný vietor, ktorý vanie okolo celej zemegule.



Obrázok 4.5 Družicový záber na hornú vrstvu oblakov hurikánu Francis. Na zábere je zreteľne viditeľné „oko hurikánu“.

4.4.3. Klimatické klasifikácie

Najstaršie klimatické členenia sa opierajú o zemepisnú šírku miesta a bilanciu slnečného žiarenia počas roka. Základnou klasifikačnou jednotkou je **klimatické pásmo** (klimatický pás). Klimatické pásmo predstavuje najväčšiu jednotku pri členení klímy. Zahrňuje oblasť zonálneho charakteru s klimatickými pomermi, ktoré sa môžu vnútri pásu odlišovať, ale ich základné rysy sú pre tento pás natolko typické, že sa nimi podstatne odlišujú od iného klimatického pásma. Hranicami pre vymedzenie klimatických pásiem sú obratníky a polárne kruhy. Medzi obratníkmi sa nachádza **tropické pásmo**, ktoré má kladnú bilanciu žiarenia. Medzi obratníkmi a polárnymi kruhmi ležia **mierne pásma** severnej a južnej pologule s premenlivou radiačnou bilanciou. Od polárnych kruhov k pólom sú studené **polárne pásma** (arktický a antarktický), ktoré majú zápornú bilanciu žiarenia. Medzi tieto hlavné klimatické pásy sa priradujú prechodné pásma – **subtropické** a **subpolárne**. V každom zo základných pásov sa vytvára typ *oceánskeho*, *kontinentálneho* a *horského podnebia*.

Cieľom klimatických klasifikácií je vymedzenie základných klasifikačných jednotiek a stanovenie ich geografického rozloženia na Zemi. Problematika klimatických klasifikácií je natolko zložitá, že aj keď existuje ich veľký počet a vychádzajú z rôznych hľadísk, neexistuje zatiaľ univerzálne platná klimatická klasifikácia. Medzi najznámejšie klasifikácie patria **Köppenova** a **Geigerová** (1928), **Thornthwaitova** (1948), **Gorczyňského** (1948), **Hettnerová** (1930), **Flohnova** (1950), **Alisovova** (1950), **Kupferova** (1954) a mnohé iné.

Medzi najrozšírenejšie a najuznávanejšie patria klimatické klasifikácie **W. Köppena** a **B. P. Alisova**, s ktorými sa oboznámime bližšie.

4.4.3.1 Köppenova klasifikácia

Köppenova klasifikácia je založená na teplotnom a zrážkovom režime a ich vplyvu na biotické komponenty krajiny. Köppen rozlíšil na Zemi 5 základných klimatických pásov (A, B, C, D, E), ktoré členil podľa ročného režimu teploty vzduchu a zrážok na klimatické typy označované písmenami: **w** – suchá zima, **s** – suché leto, **f** – rovnomerné rozloženie zrážok behom roka, **m** – periodické zrážky (monzúnové dažde), **S** – step, **W** – púšť, **H** – horská klíma.

Vyčlenil týchto 5 pásov:

1. **A – pás vlhkej tropickej klímy.** Nie sú tu chladné ročné obdobia, priemerné mesačné teploty vzduchu neklesajú pod 18 °C, ročná amplitúda je malá (do 6 °C). Ročný úhrn zrážok presahuje 750 mm a zrážky prevažujú nad výparom. Cirkulácia atmosféry sa vyznačuje veľkou pravidelnosťou (pasáty, monzúny). V tomto páse sa vymedzujú tieto typy:
 - **Af** – klíma veľkých tropických pralesov s rovnomerným rozdelením zrážok počas celého roka,
 - **Am** – tak ako Af, ale je to monzúnový typ,
 - **Aw** – klíma saván so suchou periódou pripadajúcou na zimné obdobie.

Obr. 4.6

2. **B – pás suchej klímy.** Sú tu malé zrážky a vysoký výpar. V niekoľkých mesiacoch presahuje priemerná teplota 18 °C. V páse suchej klímy rozlíšil 2 typy:
 - **BS** – klíma stepí,
 - **BW** – klíma púští.
3. **C – pás mierne teplej klímy.** Je tu veľká premenlivosť počasia a silno vyvinutá cyklonálna činnosť. Vyskytujú sa tu 4 ročné obdobia, v zime sa však pravidelná snehová pokrývka netvorí. Izoterma najteplejšieho mesiaca v tomto páse je +18 °C a –3 °C najchladnejšieho mesiaca. Rozlišuje tu 3 typy:
 - **Cw** – mierne teplá klíma so suchou zimou,
 - **Cs** – mierne teplá klíma so suchým letom,
 - **Cf** – mierne teplá klíma s rovnomerným rozložením zrážok počas celého roka.
4. **D – pás mierne studenej (boreálnej) klímy.** Izoterma najchladnejšieho mesiaca je –3 °C, najteplejšieho +10 °C (severná hranica lesa). Je charakterizovaný krátkym letom, zrážky presahujú hranice suchosti a tvorí sa pravidelná snehová pokrývka. Na južnej pologuli, kde nie je rozsiahlejšia pevnina, nie je tento pás rozsiahlejšie vyvinutý. Delí sa na 2 typy:
 - **Dw** – mierne studená klíma so suchou zimou (zabajkalský typ),
 - **Df** – mierne studená klíma s rovnomerným rozložením zrážok počas roka.
5. **E – pás polárnej (studenej) klímy.** Má miernu až veľmi studenú zimu, kedy je teplota vzduchu väčšinou záporná. Zrážky sú malé, väčšinou snehové. Köppen tu vymedzil 3 typy:
 - **ET** – klíma tundry, s teplotou najteplejšieho mesiaca 0 až 10 °C,
 - **EF** – klíma večného mrazu, v ktorom je teplota najteplejšieho mesiaca nižšia než 0 °C,
 - **EH** – klíma vysokohorských oblastí miernych a nízkych zemepisných šírok.

Popísané klimatické typy sa ďalej členia na klimatické podtypy, ktoré sú označené **a, b, c, d, h, k**. Toto označenie sa pridáva na koniec typu, napr. **Cfb** alebo **ETa**. Najväčšej kritike Köppenovej klasifikácie bol podrobený pás **Cf**, ktorý zahŕňa spoločne so Západnou Európou aj Uruguaj, južnú Čínu a horské oblasti trópov. Ďalším nedostatkom je chýbajúci princíp klimatickej pásmovitosti a vertikálnej stupňovitosti.

4.4.3.2 Alisovova klasifikácia

Nedostatky uvedené v predchádzajúcej klasifikácii neobsahuje **genetická klasifikácia B. P. Alisova**, ktorá vychádza z podmienok všeobecnej cirkulácie atmosféry. Vyčlenenie pásiem je podmienené prevládáním **geografického typu vzduchových hmôt** počas celého roku (**hlavné pásma**) alebo ich sezónnym striedaním (**prechodné pásma**). Alisov vyčlenil na každej pologuli 4 hlavné a 3 prechodné pásma. Hranice medzi nimi určujú **klimatické fronty**. Uvedené pásma autor ďalej člení na **kontinentálny** a **oceánsky typ** a na typy klímy **západných** a **východných pobreží**. Detailný popis jednotlivých klimatických pásiem je nasledovný:

1. **Pásmo rovníkovej klímy** (rovníkové pásmo). Stála intenzita slnečného žiarenia počas roku podmieňuje vyrovnaný režim teplôt. Priemerné mesačné teploty vzduchu sa pohybujú v intervale 24 – 28 °C, ročná amplitúda nepresahuje 5 °C a môže byť menej ako 1 °C. Denné amplitúdy teploty dosahujú 10 až 15 °C. Denné maximum neprekračuje 35 °C a denné minimum neklesne pod 20 °C. Vysoký výpar spolu s teplotou spôsobuje vysoké hodnoty absolútnej a relatívnej vlhkosti vzduchu – aj v najsuchších mesiacoch presahuje 70%. Vlhkolabilné zvrstvenie vzduchu je priaznivé pre vznik oblakov typu cummulus (Cu) a cumulonimbus (Cb), z ktorých vypadávajú bohaté zrážky. Ich ročný úhrn dosahuje 1000 až 3000 mm, v miestach so zosilneným účinkom termickej konvekcie a vystupovaním vzduchových hmôt aj vyššie. Rovnomerné rozloženie zrážok v priebehu roka je miestami narušované monzúnovým charakterom cirkulácie. Rozdiel medzi **kontinentálnym** a **oceánskym** subtypom je zanedbateľný.
2. **Pásmo rovníkových monzúnov** (subekvatoriálne pásmo). Počas letného monzúnu pri prúdení od rovníka vzrastá vlhkosť vzduchu, klesá denná amplitúda teploty a vypadávajú výdatné zrážky. Pri zimnom monzúne vlhkosť vzduchu na pevnine prudko klesá podobne aj úhrn zrážok a vzrastá denná amplitúda teploty. **Kontinentálny typ** klímy je charakterizovaný vlhkým letom a suchou zimou s veľkými rozdielmi v zavlážení. Najteplejším a najsuchším obdobím je jar, kedy teploty vzduchu dosahujú 30 – 35 °C. Hlavné minimum teploty pripadá na zimu, podružné na leto. Zrážky sa vyskytujú v podobe prívalových dažďov a znižujú sa so vzdialenosťou od rovníka, pričom dosahujú hodnoty od 400 mm do 1500 mm v závislosti na dĺžke trvania obdobia dažďov. V oblastiach s **oceánskym typom** klímy je zimný monzún charakterizovaný stabilným a letný monzún nestabilným zvrstvením, čo zvyšuje pravdepodobnosť zrážok v letnom období. V ročnom chode sú priemerné teploty v zimnom období o 2 – 3 °C nižšie ako v letnom období. Medzi typom klímy **západných** a **východných** pobreží sa výraznejšie rozdiely prejavujú len v období zimného monzúnu.

3. **Pásmo tropického vzduchu** (tropické pásmo). Prevládajú anticyklonálne situácie nad oceánom a cyklonálne situácie nad pevninou. Toto rozloženie priaznivo ovplyvňuje transformáciu vzduchu prichádzajúceho od rovníka alebo z vyšších zemepisných šírok. Vznikajúci tropický vzduch obsahuje málo vodnej pary, čo je spôsobené nedostatkom vlhky na kontinentoch spomalujúcim vplyvom pasátovej inverzie nad oceánom. Oblačnosť je preto malá a aktívny povrch je ožarovaný intenzívnejšie ako v rovníkovej oblasti.

Kontinentálny tropický typ klímy je charakterizovaný mimoriadnou suchosťou, veľmi teplým letom a vysokým obsahom prachových častíc v ovzduší. Denné amplitúdy teploty dosahujú až 40 °C, ročné v priemere 20 °C. Patria sem oblasti s absolútnymi maximami teploty vzduchu na Zemi. Denné teplotné výkyvy piesočného povrchu púští môžu dosiahnuť až 80 °C. **Oceánsky** tropický typ klímy je charakterizovaný nevýraznou ročnou a dennou amplitúdou teploty vzduchu a veľkou vlhkosťou, ktorá dosahuje hodnoty typické pre rovníkové oblasti.

Tropická klíma **západných pobreží** má v rámci tropického pásma nízku teplotu vzduchu (18 – 20 °C), málo zrážok (menej ako 100 mm ročne) a vysokú relatívnu vlhkosť (80 – 90%). Takýto ojedinelý typ klímy „pobrežných púští“ (západná Sahara, Atacama, Namib – obr. 4.7) sa formuje pod vplyvom chladného morského vzduchu (studené morské prúdy) a nízkej pasátovej inverzie.



Obrázok 4.7 Púšť Namib – piesočné púštne duny zasahujú až na pobrežie a vchádzajú do Atlantického oceánu

- Tropická klíma **východných pobreží** sa od západných výrazne líši. Napriek tomu, že teploty dosahujú vyššie hodnoty je tu dostatok zrážok a tropické pralesy dosahujú až na pobrežie. Je to spôsobené nevýraznou pasátovou inverziou, ktorá sa často nachádza až nad hladinou kondenzácie.
4. **Subtropické pásmo.** Ročné úhrny insolácie v porovnaní s tropickým pásmom klesnú o 20% a narastajú sezónne rozdiely. V lete prevláda tropický vzduch (suché a jasné počasie), v zime vzduch miernych šírok (chladnejšie a daždivejšie počasie spojené s cyklonálnou činnosťou na polárnom fronte).

Kontinentálny subtropický typ sa v lete vyznačuje rovnakými hodnotami bilancie žiarenia ako v tropickom pásme. Priemerná mesačná teplota vzduchu dosahuje 30 °C. V zime dôsledkom posunu anticyklón smerom na juh zasahujú do tejto oblasti zimné a jarné zrážkové obdobia s celkovým úhrnom do 500 mm. Zrážky v tomto období môžu vypadávať aj vo forme snehu, nevytvára sa však súvislá snehová pokrývka. Pre **oceánsky** typ klímy je charakteristický vyrovnanjší ročný chod teploty vzduchu (priemerná mesačná teplota 12 – 20 °C) s menšou ročnou amplitúdou.

Subtropická klíma **západných pobreží** (stredomorská) je typická teplým, suchým a snečným letom a relatívne teplou a daždivou zimou. Počas zimy vypadáva väčšia časť ročného úhrnu zrážok až do výšky 1000 mm. Subtropická klíma **východných pobreží** (monzúnová) sa vyznačuje odlišnými hodnotami meteorologických prvkov. Zimné mesiace sa vyznačujú suchým a pomerne chladným počasím pri vpáde suchého kontinentálneho vzduchu miernych šírok. Zrážková činnosť sa sústreďuje na letné obdobie pri prevládajúcom prúdení od oceánu s veľkou oblačnosťou a vysokou relatívnou vlhkosťou vzduchu (80 až 85%).

obr. 4.8

5. Klimatické podmienky **mierneho pásma** sú dané prevládáním vzduchových hmôt miernych šírok. Výrazná cyklonálna činnosť napomáha výmene vzduchu v smere poludníkov, t.j. vpády arktického alebo tropického vzduchu. Typickou črtou tohto pásma je premenlivosť počasia. Klimatické podmienky **kontinentálneho** typu sú podmienené vlastnosťami kontinentálneho vzduchu miernych šírok. V lete sa vyznačujú pomerne vysokou teplotou, nízkou relatívnou vlhkosťou a nestabilným zvrstvením. V zime nízkou teplotou, vysokou relatívnou vlhkosťou a veľkou stabilitou vzduchových hmôt. Stabilné zvrstvenie a ochladzovanie od zemského povrchu vedie vo vnútri kontinentov k vzniku mohutných anticyklón s teplotou vzduchu na úrovni -30 až -40 °C. Kontinentálny typ je charakteristický vysokými ročnými amplitúdami teploty vzduchu ($50 - 60$ °C) a interdiurnými zmenami teploty o $20 - 30$ °C (napr. vpád arktického vzduchu). Priemerný ročný úhrn zrážok dosahuje $300 - 600$ mm s maximom v letnom období. Priestorové rozloženie je výrazne ovplyvnené orografickými podmienkami. Bilancia žiarenia v podmienkach **oceánskeho typu** je 1,5-krát vyššia ako na kontinentoch, pričom aj v zime má oceán otepľujúci vplyv na atmosféru. Cyklonálna činnosť je vyvinutá v priebehu celého roka. Tento typ sa vyznačuje nepatrnou dennou a ročnou amplitúdou teploty vzduchu pri teplejšej zime a chladnejšom lete a pomerne rovnomerným rozložením zrážok v priebehu roka. Mierna klíma **západných pobreží** je charakterizovaná prevládajúcim morským vzduchom a cyklonálnou činnosťou počas celého roka. Zima je pomerne teplá a leto chladné (v zime neklesajú priemerné mesačné teploty pod 0 °C a v lete nepresiahnu 20 °C). Počas roka je dostatok zrážok s maximom na jeseň alebo v zime. Ročný úhrn dosahuje $600 - 700$ mm, na náveterných polohách hôr až 2000 mm. Pre zimný polrok sú typické časté hmly. Mierna klíma **východných pobreží** má výrazný monzúnový ráz. V zime je pod vplyvom severozápadného prúdenia po okraji pevninských anticyklón, v lete pod vplyvom cyklonálnej činnosti od juhozápadu. Zima je studená a suchá, leto daždivé a chladné alebo mierne teplé. Zrážkové úhrny dosahujú $500 - 700$ mm, na východných náveterných svahoch presahujú 2000 mm.
6. **Subarktické pásmo** je charakteristické prevládáním arktickej vzduchovej hmoty v zime a vzduchových hmôt miernych šírok v lete. V Európe sa vôbec nevyskytuje, na južnej pologuli zaberá len malú plochu oceánsky subarktický typ. **Pevninský** subarktický typ klímy má veľmi chladnú a dlhú zimu a krátke, relatívne teplé leto. Teploty vzduchu klesajú v údolných polohách pri stagnácii vzduchu na veľmi nízke hodnoty (-50 až -70 °C) a ročné amplitúdy sú najväčšie na svete. Zrážkové úhrny sú nízke (do 200 mm) a zrážky vypadávajú najmä v lete pri prechode frontov. **Oceánsky** subarktický (subantarktický) typ je charakteristický sezónnou výmenou morského arktického vzduchu (zima) a morského vzduchu mierneho pásma (leto). Ročná amplitúda teploty nepresahuje 20 °C.
7. **Arktické a antarktické (polárne) pásmo** má radiačnú bilanciu po väčšinu roka zápornú v dôsledku vysokého albeda povrchu pokrytého snehom a ľadom. V krátkych obdobiach kladnej bilancie sa väčšina tepla spotrebuje na topenie snehu a ľadu, takže teplota vzduchu zostáva nízka aj v lete. Zrážok vypadáva málo ale prevyšujú výpar. **Kontinentálna** polárna klíma je typická pre Antarktídu. Má mimoriadne kruté zimy a studené letá, pričom priemerná teplota vzduchovšetkých mesiacov je záporná. V tejto oblasti boli zaznamenané najnižšie teploty vzduchu na Zemi ($-89,2$ °C). Typické sú studené svahové vetry a silné prúdenie z okrajových častí Antarktídy. Zrážkový úhrn neprekračuje $40 - 50$ mm ročne, smerom k okrajom kontinentov narastá na 600 až 700 mm. **Oceánsku polárnu klímu** má oblasť Arktídy (s výnimkou centrálného Grónska). V lete teploty vzduchu vystupujú nad 0 °C, v zime klesnú „len“ na -40 až -55 °C, čo je spôsobené vplyvom Atlantického oceánu. Ročný úhrn zrážok je 150 až 200 mm, v okrajových častiach 300 mm.

4.4.3.3 Klimatická klasifikácia Slovenska

Podľa Alisovovej klasifikácie, ktorá vychádza z výskytu vzduchových hmôt nad danou oblasťou, patrí Slovensko do **mierneho klimatickeho pásma**, do jeho **kontinentálno-európskej časti**. V našej oblasti prevláda vzduch miernych šírok a len nakrátko k nám preniká v zimnom období od severu arktický vzduch a taktiež len krátko je územie Slovenska zasahované tropickým vzduchom od juhu. Táto situácia sa však môže vyskytnúť vo všetkých ročných obdobiach.

Podľa Köppenovej klasifikácie sa na juhu nášho územia nachádza oblasť **Cfbx**. Patrí do nej Podunajská nížina so zvýšením zrážok koncom mája a začiatkom júna, po ktorom nasleduje pomerne suché leto. Západné Slovensko (do výšky 400 m n.m) tvorí oblasť s označením **Cfb**, ktorá má klímu mierneho pásma s rovnomerne rozdelenými zrážkami počas roka. Východné Slovensko a horské oblasti majú klímu s ozna-

obr. 4.9

čením **Dfb** a **Dfc**, teda boreálnu klímu s chladnou zimou a mierne teplým, resp. chladným letom. Vo vysokohorských polohách máme klímu typu **ETH**, klímu horských oblastí nad hranicou lesa.

V Köppenovej klasifikácii sa pri triedení oblastí málo uplatňuje vlahový prvok. Tento nedostatok bol odstránený v klimatickej klasifikácii Slovenska použitím Končekovho tzv. **indexu zavlaženia**:

$$I_z = \frac{R}{t} + \Delta r - 10t - (30 + v^2), \quad (4.1)$$

kde I_z je index zavlaženia, R úhrn zrážok za vegetačné obdobie, Δr kladná odchýlka množstva zrážok v troch zimných mesiacoch od 105 mm (záporné hodnoty sa neberú do úvahy), t je priemerná teplota vegetačného obdobia a v priemerná rýchlosť vetra o 14.00 hod v celom vegetačnom období.

Na základe indexu zavlaženia potom rozlišujeme oblasti:

- suchú – ak je $I_z < -20$,
- mierne suchú – ak je I_z v intervale $(-20 - 0)$,
- mierne vlhkú – ak je I_z v intervale $(0 - 60)$,
- vlhkú – ak je I_z v intervale $(60 - 120)$,
- veľmi vlhkú – ak $I_z > 120$.

Kombináciou teplotných kritérií a indexu zavlaženia spracovali V. Karský a kolektív mapu **klimatických oblastí** Československa (Atlas podnebia ČSSR) a s malými úpravami je uverejnená aj v Atlase SSR (1980). V Atlase krajiny SR (2002) uvedenú mapu M. Lapin a kol. doplnili a upresnili hranice jednotlivých areálov. Mapa je uvedená na obr. 4.8 a v tab. 4.1 je uvedená charakteristika jednotlivých subtypov.

Tabuľka 4.1 Klimatická oblasti Slovenska – charakteristika oblastí a okrskov (Lapin a kol., 2002)

Teplá oblasť (T) – priemerne 50 a viac letných dní (LD) za rok (s denným maximom teploty $\geq 25^\circ\text{C}$)		
Okrskok	Charakteristika okrsku	Klimatické znaky
T1	teplý, veľmi suchý, s miernou zimou	január $> -3^\circ\text{C}$, $I_z < -40$
T2	teplý, suchý, s miernou zimou	január $> -3^\circ\text{C}$, $I_z = -20$ až -40
T3	teplý, suchý, s chladnou zimou	január $\leq -3^\circ\text{C}$, $I_z = -20$ až -40
T4	teplý, mierne suchý, s miernou zimou	január $> -3^\circ\text{C}$, $I_z = 0$ až -20
T5	teplý, mierne suchý, s chladnou zimou	január $\leq -3^\circ\text{C}$, $I_z = 0$ až -20
T6	teplý, mierne vlhký, s miernou zimou	január $> -3^\circ\text{C}$, $I_z = 0$ až 60
T7	teplý, mierne vlhký, s chladnou zimou	január $\geq -3^\circ\text{C}$, $I_z = 0$ až 60
Mierne teplá oblasť (M) – priemerne menej ako 50 a viac letných dní (LD) za rok (s denným maximom teploty $\geq 25^\circ\text{C}$), júlový priemer teploty vzduchu $\geq 16^\circ\text{C}$)		
Okrskok	Charakteristika okrsku	Klimatické znaky
M1	mierne teplý, mierne vlhký, s miernou zimou, pahorkatinový	január $> -3^\circ\text{C}$, júl $\geq 16^\circ\text{C}$, LD < 50 , $I_z = 0$ až 60 , do 500 m n.m.
M2	mierne teplý, mierne vlhký, so studenou zimou, dolinový/kotlinový	január $\leq -5^\circ\text{C}$, júl $\geq 16^\circ\text{C}$, LD < 50 , $I_z = 0$ až 60
M3	mierne teplý, mierne vlhký, pahorkatinový až vrchovinový	júl $\geq 16^\circ\text{C}$, LD < 50 , $I_z = 0$ až 60 , okolo 500 m n.m.
M4	mierne teplý, vlhký, s miernou zimou, pahorkatinový až rovinový	január $> -3^\circ\text{C}$, júl $\geq 16^\circ\text{C}$, LD < 50 , $I_z = 60$ až 120 , do 500 m n.m.
M5	mierne teplý, vlhký, s chladnou až studenou zimou, dolinový/kotlinový	január $\leq -3^\circ\text{C}$, júl $\geq 16^\circ\text{C}$, LD < 50 , $I_z = 60$ až 120
M6	mierne teplý, vlhký, vrchovinový	júl $\geq 16^\circ\text{C}$, LD < 50 , $I_z = 0$ až 60 , prevažne nad 500 m n.m.
M7	mierne teplý, veľmi vlhký, vrchovinový	júl $\geq 16^\circ\text{C}$, LD < 50 , $I_z = \geq 120$, prevažne nad 500 m n.m.
Chladná oblasť (C) – júlový priemer teploty vzduchu $< 16^\circ\text{C}$, všetky 3 okrsky sú veľmi vlhké		
C1	mierne chladný	júl $\geq 12^\circ\text{C}$ až $< 16^\circ\text{C}$
C2	chladný horský	júl $\geq 10^\circ\text{C}$ až $< 12^\circ\text{C}$
C3	studený horský	júl $< 10^\circ\text{C}$

4.4.3.4 Klimageografická klasifikácia územia Slovenska

Klimageografické typy na území Slovenska vyčlenil K. Tarábek a sú uvedené v Atlase SSR, (1980). Autor územia Slovenska rozdelil na tri základné oblasti vyčlenené na základe nadmorskej výšky. Následné rozčlenenie na podoblasti autor dosiahol na základe 5 klimatických kritérií, a to:

1. sumy teplôt 10°C a viac
2. teploty v januári (°C)
3. teploty v júli (°C)
4. ročnej amplitúde priemerných mesačných teplôt vzduchu
5. ročných zrážok.

Výsledkom je mapa klimageografických typov, ktorá je uvedená na obr. 4.9. V tabuľke 4.2 sú uvedené hodnoty klimatických parametrov pre jednotlivé subtypy.

Tabuľka 4.2 Klimageografické typy Slovenska – charakteristika typov a subtypov (Tarábek, 1980)

Typ	NÍŽINNÁ KLÍMA (s miernou inverziou teplôt, suchá až mierne suchá)	
	Teplá	Prevažne teplá
Subtyp		
suma teplôt 10°C a viac	3000 – 3200	2600 – 3000
teplota v januári (°C)	– 1 až – 4	– 1,5 až – 4
teplota v júli (°C)	20,5 až 19,5	19,5 až 18,5
ročná amplitúda	22 až 24	21,5 až 24
ročné zrážky	530 – 650	650 – 700

Typ	KOTLINOVÁ KLÍMA (s veľkou inverziou teplôt, mierne suchá až vlhká)			
	Teplá	Mierne teplá	Mierne chladná	Chladná
Subtyp				
suma teplôt 10°C a viac	2600 – 3000	2400 – 2600	2100 – 2400	2100 – 2400
teplota v januári (°C)	– 2 až 4	– 2,5 až – 5	– 3,5 až – 6	– 4,5 až – 6
teplota v júli (°C)	18,5 až 20	17 až 18,5	16 až 17	14,5 až 16
ročná amplitúda	22 až 24	20 až 24	20 až 24	20 až 22,5
ročné zrážky	600 – 700	600 – 800	600 – 850	610 – 900

Typ	HORSKÁ KLÍMA (s malou inverziou teplôt, vlhká až veľmi vlhká)					
	Teplá	Mierne teplá	Mierne chladná	Chladná	Studená	Veľmi studená
Subtyp						
suma teplôt 10°C a viac	2400 – 2900	2200 – 2400	1600 – 2200	1200 – 1600	500 – 1200	0 – 500
teplota v januári (°C)	– 2 až – 5	– 3,5 až – 6	– 4 až – 6	– 5 až – 6,5	– 6 až – 7	– 7 až – 11
teplota v júli (°C)	17,5 až 19,5	17 až 17,5	16 až 17	13,5 až 16	11,5 až 13,5	4 až 11,5
ročná amplitúda	21 až 23	21 až 23	21 až 21,5	19,5 až 21	18 až 20	15,5 až 19
ročné zrážky	600 – 800	650 – 850	800 – 900	800 – 1100	1000 – 1400	1200 – 2130

Klimageografické typy sú prvky krajiny, zaberajúce priestory **geoekologických celkov**. Delimitované priestory typov sú územia s prevahou alebo najväčšou homogenitou vybratej klímy. **Homogenita** sa môže znižovať k okrajom priestoru, prípadne niekedy môže mať aj čiastočné **mozaikové usporiadanie**. V rámci mierneho klimatického pásma určeného radiáciou a cirkuláciou dominuje na území Slovenska klimatická diferenciácia krajinej klasifikácie podľa teplôt, ktoré sú vyjadrené teplotnou sumou obdobia s dennými teplotami nad 10 °C a januárovými a júlovými teplotami, ako aj ich ročnou amplitúdou. Takýto prístup k členeniu sa zdôvodňuje tým, že v našom podnebí, ktoré je dostatočne vlhké až veľmi vlhké, teploty sú určujúcim až limitujúcim faktorom procesov v krajine, kým kvantitatívna diferenciácia vlhkosti, ktorá je vyjadrená priemernými ročnými zrážkami, určuje iba intenzitu procesov v krajine. Teplotné a zrážkové charakteristiky sa opierajú o údaje za roky 1931 – 1960 podľa publikácií o klimatologických a fenologických pomeroch krajov Slovenska.



ÚVOD DO ŠTÚDIA HYDROLÓGIE A HYDROGEOGRAFIE

PREHĽAD ZÁKLADNEJ TERMINOLÓGIE

Hydrosféra (*hydrosphere*) – voda na Zemi vo všetkých jej formách a skupenstvách (vrátane vody v atmosfére).

Hydrológia (*hydrology*) – veda zaoberajúca sa skúmaním zákonitostí výskytu, obehu, časového a priestorového rozdelenia vody na Zemi, jej vzájomného pôsobenia s prostredím vrátane živej prírody, ako aj jej fyzikálnymi, chemickými a biologickými vlastnosťami.

Hydrogeografia (*hydrogeography*) – vedný odbor zaoberajúci sa vzťahom medzi vodnými útvarmi na pevnine a ostatnými krajinnými prvkami; je považovaný za súčasť fyzickej geografie.

Hydrogeológia (*hydrogeology*) – veda o podzemných vodách. Skúma pôvod a tvorbu podzemných vôd, formy ich výskytu, ich rozšírenie, pohyb, režim, zdroje, vzťah k povrchovým vodám a prírodné podmienky využiteľnosti a regulácie, pričom prihliada na ich chemické, fyzikálne a biologické vlastnosti a na procesy vzájomného pôsobenia podzemných vôd s horninami, pôdami, plynmi a inými tekutinami.

Hydrologický cyklus (*hydrologic cycle*) – nepretržitá prirodzená cirkulácia vody na Zemi, spôsobená hlavne slnečnou energiou a zemskou gravitáciou, následnosť zmien jej skupenstva, stavu a miesta a procesy, ktoré tieto zmeny spájajú pri prechode vody z atmosféry na povrch Zeme a naspäť.

Hydrometeorológia (*hydrometeorology*) – vedný odbor zaoberajúci sa skúmaním zákonitostí výskytu a pohybu vody v ovzduší ako súčasťou hydrologického cyklu; niekedy sa pokladá za spoločnú časť vedných odborov hydrologie a meteorológie.

Hydrometria (*hydrometry*) – časť hydrologie zaoberajúca sa spôsobmi merania hydrologických prvkov potrebnými prístrojmi, ako aj metódami ich získavania, prenosu, spracovania a archivácie hydrologických údajov.

Hydrografia (*hydrography*) – časť hydrologie popisujúca hydrologické procesy a javy prebiehajúce vo vodných útvaroch a zákonitosti ich geografického rozloženia na Zemi.

Hydropedológia (*hydropedology*) – vedná disciplína, ktorá sa zaoberá statikou a pohybom pôdnej vody, ako aj vlastnosťami vody a roztokov v pôde vo vzťahu k vlastnostiam pôdy ako súčasťou systému podzemná voda – pôda – rastlina – atmosféra. Jej súčasťou sú kvantitatívne metódy určovania vlastností tohoto systému a metódy výpočtu pohybu vody a rozpustených látok v pôde.

5.1. PREDMET VÝSKUMU HYDROLÓGIE A HYDROGEOGRAFIE

Voda je najdôležitejšou zložkou prírodného prostredia. Jej existencii na Zemi už niekoľko miliárd rokov sú prispôbené veľmi početné a zložité procesy látkovej výmeny vo vnútri jednotlivých sfér našej planéty i medzi nimi. Voda má v krajinej sfére funkciu látky umožňujúcu nielen pohyb hmoty, ale aj jej nepretržite prebiehajúcu premenu. Je aj veľmi významným prírodným zdrojom, ktorý zaujíma kľúčové postavenie v živote a činnosti človeka a jej úloha rastie s mierou rozvoja spoločnosti. Predmetom výskumu **hydrologie** je **hydrosféra**, pričom ide o súhrn všetkých foriem vody na Zemi (voda, sneh, ľad, vzdušná vlhkosť).

Hydrológia je veda zaoberajúca sa skúmaním zákonitostí výskytu, obehu, časového a priestorového rozdelenia vody na Zemi, jej vzájomného pôsobenia s prostredím vrátane živej prírody, ako aj jej fyzikálnymi, chemickými a biologickými vlastnosťami.

Hydrogeografia je vedný odbor zaoberajúci sa vzťahom medzi vodnými útvarmi na pevnine a ostatnými krajinnými prvkami; je považovaný za súčasť fyzickej geografie.

Hydrologia ako vedná disciplína sa v plnom zmysle slova prelína s množstvom príbuzných vied – meteorológiou, hydrogeológiou, hydromechanikou, geofyzikou, hydropedológiou a ďalšími. Špecifické poz-

natky z týchto vied syntetizuje s výsledkami vlastných výskumných metód do uceleného systému. Prvoradou úlohou hydrológie je však poskytovať podkladové údaje pre plánovanie, navrhovanie a realizáciu vodohospodárskych opatrení zameraných na vyhľadávanie, zachytenie a racionálne využitie zdrojov vody. Z hľadiska potrieb rozvoja národného hospodárstva je potrebné v rovnakej miere prihliadať tak na kvantitu získaných zdrojov, ako aj na ich kvalitu.

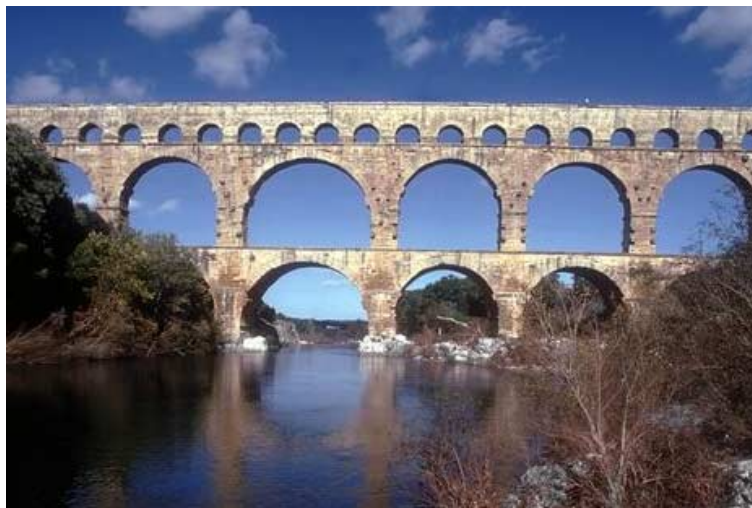
5.2. STRUČNÉ DEJINY HYDROLÓGIE

Už staroveké národy mali základné znalosti o vode, získané pozorovaním prírodných javov. Vedeli stavať priehrady, budovať zavlažovacie kanály, vykonávať prvé vodočetné pozorovania (približne od roku 2 750 p. n. l.), i merania zrážok (4. stor. p. n. l. v Indii)

Prvé správy o veľkých kanáloch sa zachovali v Arménii (približne z roku 714 p. n. l.) odkiaľ sa rozšírili do Iránu, Egypta a Indie.

Grécki filozofi tiež venovali veľkú pozornosť vode. **Táles Milétsky** (624 – 548 p. n. l.) ju kládol do prvo počiatku sveta a poznal všetky tri skupenstvá vody a ich ľahkú vzájomnú premenu. **Hypokratos** (460 – 400 p. n. l.) z pozorovania výparu odvodil prvé poznatky o kvalite vody. **Platón** (428 – 348 p. n. l.) vyslovil teóriu Tartaru – ohromnej nevyčerpatelnej nádrže vody v hĺbinách Zeme a o nekonečnosti kolobehu vody v prírode. **Aristoteles** (385 – 322 p. n. l.) vysvetľoval pôvod riek a prameňov tromi spôsobmi – z atmosférických zrážok, z premeny vzduchu na vodu po jeho preniknutí do horninového prostredia a premenou pár neznámeho pôvodu vystupujúcich z vnútra Zeme. **Teofrast** (372 – 287 p. n. l.) ako prvý v histórii popísal podstatu a priebeh hydrologického cyklu.

Rímska civilizácia priniesla do formovania hydrológie skôr praktické poznatky. **Vitrevious** vo svojich „10 knihách o architektúre“ (27 p. n. l.) prvý formuloval závislosť prietokového množstva od prietokovej rýchlosti a veľkosti prietokového profilu. Rím bol známy aj svojimi akvaduktami (obr. 5.1) v roku 50 n. l. bolo v Ríme 10 veľkých akvaduktov v celkovej dĺžke 400 km, ktoré dodávali do Ríma denne 800 000 m³ vody.



Obrázok 5.1 Rímsky akvadukt (trojpodlažný)

Od úpadku Rímskej ríše do konca 15. storočia hydrologické znalosti ľudstva urobili len malý krôčik vpred, v dôsledku posilňovania moci kresťanskej cirkvi a jej snahy o to, aby sa veda stala len prostriedkom potvrdzovania cirkevných dogiem. Prvé náznaky vymaňovania sa vedy spod vplyvu cirkvi sa objavujú v diele **L. B. Albertiho** (1404 – 1472), ktorý predpokladal, že aj podzemná voda má svoju hladinu a že existuje vzájomná súvislosť hladín podzemných a povrchových vôd.

Po období intuície a dohadov nastupuje obdobie **pozorovania** a **merania**. Veľkými postavami tohto obdobia boli **Leonardo da Vinci** (1452 – 1519) a **Bernardo Palissy** (1510 – 1590). **Leonardo da Vinci**, vychádzajúc z poznania diel starovekých filozofov, sa často zaoberal meraniami v prírode. Podrobne poznal pohyb vody v koryte rieky, rozdelenie rýchlostí, používal farbivá na sledovanie pohybu vody a plaváky na

meranie rýchlosti prúdenia vody. **Bernardo Palissy** podal pravdivý obraz o kolobehu vody v prírode a mechanizmu stavby a činnosti artézskych horizontov.

Epochou rozvoja vied, a teda aj hydrológie ako vedy o vode, sa stalo 17. storočie. Veľký význam pre rozvoj hydrológie mala kniha **Benedetta Kastelliho** (1517 – 1644) „O meraní tečúcich vôd“. B. Kastelli prvý v Európe zostrojil zrážkomer. Je to obdobie, kedy sa podarilo dokázať, že do povodia viac vody naprší ako z neho povrchovo odtečie. **Edmund Halley** (1656 – 1742) sa zaoberal pokusmi s výparom a dokázal, že z mora sa vyparuje dostatok vody na to, aby tým bol vysvetlený pôvod atmosférických zrážok.

Obdobie 18. a 19. storočia môžeme charakterizovať ako obdobie experimentu. Rozvíjala sa predovšetkým hydrológia povrchových vôd a odvodzovali sa zákony prúdenia vody v korytách a potrubiach (práce **Bernoulliho**, **Venturiho**, **Chézyho**, **Pitota** a ďalších). Teoretické základy prúdenia podzemných vôd začali budovať **H. Darcy**, **J. Dupnit**, **A. Thiem** a v 20. storočí aj **B. J. Boussinesque**, **P. Forchheimer** a ďalší.

Posledné obdobie vývoja hydrológie (približne od roku 1950) je charakteristické rozsiahlymi meraniami s využitím modernej prístrojovej techniky, zavedením komplexných metód matematického modelovania, využívania systémového prístupu riešenia hydrologických úloh s využitím výpočtovej techniky.

5.3. ČLENENIE HYDROLÓGIE

Hydrológiu delíme zvyčajne podľa predmetu výskumu na dve základné časti, a to na:

1. **Hydrológia oceánov a morí**, čiže **oceánografia** (oceánológia)
2. **Hydrológia pevnín**

Hlavné disciplíny **oceánografie**:

- fyzická oceánografia – sa zaoberá fyzikálnymi vlastnosťami morskej vody, pohybom morských vôd a procesmi vyvolanými interakciou oceán – atmosféra,
- chemická oceánografia – študuje chemické zloženie vody,
- biologická oceánografia – študuje všetky formy života v mori a okolnosti, ktoré na nich pôsobia,
- morská geológia a geofyzika – študuje vznik morských a oceánskych paniev, štruktúru oceánskeho dna, sedimenty na dne, seizmické vlnenie.

Hydrológiu pevnín vzhľadom na rozličný režim vodných objektov a metodiku skúmania delíme na:

- hydrológia atmosféry,
- hydrológia tečúcich vôd (potamológia),
- hydrológia stojatých vôd (limnológia),
- hydrológia mokradí,
- hydrológia podzemných vôd (hydrogeológia),
- hydrológia pôdy (hydropedológia),
- hydrológia ľadovcov (glaciológia),
- hydrológia snehu a ľadu (kryológia).

Z hľadiska metód a cieľov hydrológie uvádzajú S. Dyck, G. Peschke (1983) rozdelenie hydrológie na **fyzikálnu** (teoretickú) a **aplikovanú**, ktorú ďalej delia na **operatívnu**, **inžiniersku** a **regionálnu**.

Z hľadiska čisto geofyzikálneho možno vziať za základ rozdelenia hydrológie aj pochody, ktoré prebiehajú vo „vodojemoch“, ako ich označuje v prenesenom zmysle M. A. Velikanov, t.j. vo vodnej hmote zhromaždennej v prírode v ľubovoľnom skupenstve a v ľubovoľnom prostredí. M. A. Velikanov navrhuje klasifikáciu podľa toho, či sa skúmajú:

1. vlastnosti hmoty vodojemov (otázky teploty, chemizmu a biológie vody),
2. vodná bilancia (výpar, kondenzácia pár, zamrzanie vody, topenie snehu a ľadu, premiestňovanie vodných hmôt),
3. pohyb vodných hmôt (hydromechanika vodojemov),
4. pohyb splavenín a morfológia korýt.

Každé z takýchto rozdelení má svoje nedostatky, pretože berie do úvahy len určité kritérium. V hydrológii môžeme vyčleniť tri základné, úzko na seba nadväzujúce pracovné oblasti:

- pozorovanie a meranie hydrologických javov a procesov,
- systematická analýza hydrologických javov umožňujúca odhalenie ich príčinnej štruktúry, slúžiaca ako základný prostriedok ďalšieho rozvoja hydrologických teórií a metód,
- uplatnenie získaných dát, vytvorených teórií a metód pri riešení mnohotvárných praktických úloh.

5.4. METÓDY HYDROLOGICKÉHO VÝSKUMU

Metódy hydrologického výskumu môžeme podobne ako v iných vedných odboroch rozdeliť do niekoľkých základných skupín:

1. metódy terénneho výskumu,
2. metódy laboratórneho výskumu,
3. metódy spracovania nameraných hydrologických údajov.

Pod pojmom **metódy terénneho výskumu** rozumieme metódy pozorovania a merania hydrologických prvkov, javov a procesov a následné základné spracovanie pozorovaných údajov, ktoré sa uskutočňuje v prírodných podmienkach priamo v krajine, na hydrologických staniách.

Za **metódy laboratórneho výskumu** môžeme považovať tie metódy, ktoré v laboratórnych podmienkach testujú rôzne hydrologické zariadenia (napr. tarovanie – testovanie priepadov), alebo vyvíjajú nové metódy stanovenia rýchlosti prúdenia vody a pod.

Za **metódy spracovania nameraných hydrologických údajov** označujeme metódy vyhodnocovania získaných údajov a ich analýzy, ktorá by umožnila nájsť súvislosti medzi získanými hodnotami a faktormi, ktoré ovplyvňujú veľkosť týchto hodnôt, ich výskyt v čase a priestore. Výsledkom uvedeného vyhodnotenia a analýz by malo byť rozpracovanie teórií a vypracovanie metodík výskumu hydrologických javov a procesov.

Pomocou vytvorených teórií a metodík a na základe získaných dát je potom možné riešiť konkrétne úlohy hydrologickej praxe.

6

HYDROLOGICKÁ BILANCIA

PREHĽAD ZÁKLADNEJ TERMINOLÓGIE

Hydrologický cyklus (*hydrologic cycle*) – nepretržitá prirodzená cirkulácia vody na Zemi, spôsobená hlavne slnečnou energiou a zemskou gravitáciou, následnosť zmien jej skupenstva, stavu a miesta a procesy, ktoré tieto zmeny spájajú pri prechode vody z atmosféry na povrch Zeme a naspäť.

Hydrologická bilancia (*water balance, water budget*) – vyhodnotenie prírastkov a úbytkov množstva vody a zmeny jej akumulácie vo vodnom útvere za zvolený časový interval. Pri jej výpočte odpočítavame objem všetkých odtokov vody z vodného útvaru od objemu všetkých prítokov a vyhodnocujeme zmeny akumulácie vody v ňom so zvoleným výpočtovým krokom (napr. deň, mesiac, rok) spravidla za dlhšie obdobie.

Úhrn zrážok (*precipitation total*) – množstvo vody v kvapalnom aj tuhom skupenstve, ktoré spadlo na vodorovnú plochu v danom mieste za určité obdobie, napr. deň, mesiac, rok a podobne. Vyjadruje sa výškou vodného stĺpca v mm.

Odtok (*flow, runoff*)

- pohyb vody v procese jej kolobehu v prírode vo forme stekania po zemskom povrchu (povrchový odtok) a pod povrchom (podzemný odtok). Povrchový odtok môže byť sklonový (uskutočňujúci sa na sklonových povrchoch terénu) a riečny (prebiehajúci v riečnej sieti);
- objem vody odtečenej z povodia alebo vodného útvaru za zvolený časový interval, ktorým môže byť sekunda (potom odtok sa rovná prietoku), deň, mesiac, rok alebo iný časový interval. Udáva sa v m³ alebo v m³.s⁻¹ alebo v l.s⁻¹.
- jav odtekania vody z povodia alebo vodného útvaru.

Retencia vody (*water retention*)

- dočasné prirodzené alebo umelé zdržanie vody vo vodných útvaroch. Určuje sa ako rozdiel prítoku vody do uvažovaného priestoru a odtoku z neho za časovú jednotku. Udáva sa v m³.
- jav dočasného prirodzeného alebo umelého zdržania vody vo vodných útvaroch.

Interceptia (*interception of precipitation*)

- časť zrážok zdržaných na povrchu vegetácie alebo na predmetoch na zemskom povrchu, ktoré sa vyparia alebo absorbujú nadzemnými časťami rastlín a nezúčastňujú sa na okamžitom odtoku,
- jav, pri ktorom sú zrážky zdržané na predmetoch a rastlinách bez dosiahnutia povrchu zeme.

Výpar (*evaporation*) – množstvo alebo výška vody vyparenej za daný čas z vyparujúceho povrchu. Vyjadruje sa v kg.m⁻² alebo v mm za daný čas.

Transpirácia (*transpiration*) – proces fázovej premeny kvapalnej vody na vodnú paru v podprieduro-cho- vých dutinách listov a jej prenos do atmosféry. Voda je dopravená na vyparujúci povrch podprieduro- vých dutín listov z pôdy cez rastlinu. Rýchlosť transpirácie závisí od vlastností pôdy, rastliny a atmosféry a je regulovaná otváraním alebo zatváraním prieduchov, čím si rastlina optimalizuje hydratáciu rastlin- ných pletív v závislosti na horeuvedených vlastnostiach; je súčasťou produkčného procesu rastliny a čas- to sa označuje ako fyziologické (užitočné) vyparovanie.

Evapotranspirácia (*evapotranspiration*) – fázová premena kvapalnej vody na vodnú paru a jej prenos do atmosféry z pôdy a z porastu, ktorým je pôda pokrytá.

Aktuálna evapotranspirácia (*actual evapotanspiration*) – skutočná evapotranspirácia v danom prostredí v reálnych podmienkach vlhkosti pôdy a porastu, neprekračujúca potenciálnu evapotranspiráciu.

Potenciálna evapotranspirácia (*potential evapotranspiration*) – maximálne množstvo vody, ktoré sa môže vypariť z pôdy a vegetačného krytu za daných meteorologických podmienok za predpokladu do- statočného množstva vody.

6.1. HYDROLOGICKÝ CYKLUS NA ZEMI

6.1.1. Rozmiestnenie zásob vody na Zemi

Z celkovej plochy Zeme **510 mil. km²** zaujímajú oceány a moria **361 mil. km²** (70,8 %) a pevnina **149 mil. km²** (29,2 %). Voda a súš sú na povrchu Zeme rozložené nerovnomerne. Na severnú pologuľu pripadá na súš 100 mil. km² a na vodnú plochu 155 mil. km², na južnej pologuľi na súš 49 mil. km² a na vodnú plochu 206 mil. km². Takéto nerovnomerné rozloženie plôch s odlišnými vlastnosťami sa výrazne prejavuje v obehú vody, v diferenciacii klímy, vo vodnej bilancii a v ďalších procesoch spojených s pohybom vodných mäs so všetkými dôsledkami, ktoré z toho vyplývajú pre život vo vode a na častiach súše.

Najväčšia časť celkových zásob vody na Zemi je v **oceánoch** a **moriach** a odhaduje sa na $1\,349,10^9$ km³ pri priemernej hĺbke oceánov s približne udanou hodnotou 3767 m. V **atmosfére** sa voda pohybuje vo forme **vodných pár**, čo predstavuje množstvo vody odhadnuté na $13,10^9$ km³. Zdá sa to pomerne málo oproti oceánom a moriam. Keby atmosférické vody pokryli rovnomerne celú Zem, dosiahli by výšku vodného stĺpca iba 25 mm, hoci objem atmosféry do výšky 11 km (vrstva, v ktorej prebiehajú hlavné meteorologické javy ovplyvňujúce počasie) je 3-krát väčšia ako objem svetových morí. V porovnaní so zásobami slanej vody vo svetových moriach je množstvo vody v atmosfére len necelá tisícina percenta.

Sladké vody na pevninách sa svojimi zásobami sústreďujú v korytách **vodných tokov**, v **jazerách**, **nádržiach**, **ľadovcoch** a v **snehovej pokrývke**, v **pôde** ako pôdna vlhkosť a v **horninách** ako voda podzemná. Najväčšia časť zásob sladkej pevninovej vody sa viaže na ľadovce a odhaduje sa asi na $32,10^6$ km³, čo je asi 79% všetkej vody na pevnine.

V snehovej pokrývke okrem pevninových ľadovcov sa viaže asi 250 km³ vody, objem všetkých sladkovodných jazier sa odhaduje na $130,10^3$ km³ a zaberajú plochu viac ako $850,10^3$ km². Umelé vodné nádrže akumulujú okolo $5,10^3$ km³ vody, čo sú iba 4% zásob sladkých jazier. V korytách vodných tokov je trvalé množstvo okolo 1250 km³ vody, čo je v porovnaní sa zásobami vody v jazerách približne 1% a málo cez 0,015% celkových zásob sladkých vôd na pevnine. Medzi svetovým oceánom a pevninou dochádza k nepretržitej výmene vody. Časť pevniny, z ktorej sa uskutočňuje odtok, je odtoková oblasť a časť, na ktorej síce odtok prebieha, ale nekončí vo svetovom oceáne, je bezodtoková oblasť. Rieky v nich končia v bezodtokových jazerách a bažinách, kam doteká aj podzemná voda. Podiel bezodtokových oblastí 20% rozlohy je pomerne vysoký, nejde však vždy len o oblasti s deficitom vlhky alebo veľmi suché oblasti. (púšte)

Časti pevnín, z ktorých sa uskutočňuje odtok do určitého oceánu, sa nazývajú **úmoríá**. Tie sú navzájom oddelené líniami hlavného kontinentálneho **rozvodíá**. Z plôch úmoríá odteká do svetového oceánu priemerne za rok asi 47 000 km³ vody, z ktorých je asi 42 000 km³ vody riečnej, 2 700 km³ vody z ľadovcov a 2 200 km³ vody podzemnej pritekajúcej k pobrežnej línii. Celkový prítok predstavuje vrstvu **130 mm**, rozprestrenú po celej rozlohe svetového oceánu. Priestorové rozdelenie tohto prítoku vody však nie je zovnomerné. Značne vyšší než priemerný je prítok vody do Severného ľadového oceánu (355 mm) a Atlantického oceánu (226 mm). Podpriemerný je prítok do Tichého oceánu (83 mm) a Indického oceánu (80 mm). Vyplýva to z pomeru medzi plochou úmoríá a plochou oceánov. Ten istý vplyv sa výrazne prejavuje aj medzi veľkosťou prítoku vody do častí svetového oceánu južnej (46 mm) a severnej pologule (142 mm). Ďaleko väčšie sú rozdiely vo veľkosti prítoku do jednotlivých morí (napr. do Karského mora 1 530 mm, do južného sektoru Atlantického oceánu 37 mm). Takéto veľké a menšie odchýlky v prítoku vody z pevnín vyvolávajú výmenu vody medzi oceánmi a moriami, ktorá sa uskutočňuje povrchovými a hlbinnými morskými prúdmi.

Prítok vody do oceánov sa vyznačuje aj **nerovnomerným rozložením v priebehu roka**, čo je podmienené režimom zrážok a teploty vzduchu, ktorá podmieňuje tvorenie a topenie snehovej pokrývky a ľadovcov a priebeh výparu z povrchu Zeme. Najväčšie zmeny v ročnom rozložení odtoku boli zistené v Severnom ľadovom oceáne. Počas leta tam priteká 56%, v zime len 7% celoročného odtoku. **Najvyrovnanejší** v priebehu roka je prítok vôd do Atlantického oceánu, pretože v máji dosahuje najviac 23 mm a novembri najmenej 14 mm (ročný priemer je 19 mm). V Severnom ľadovom oceáne súvisí s vysokým riečnym odtokom topiaceho sa snehu, ktorý je synchronný v celom úmoríá.

V Atlantickom oceáne súvisí s vyrovnaným režimom riečného odtoku z úmoríá Južnej Ameriky a z asynchronného rozloženia prítoku do severnej a južnej časti oceánu.

V Tichom a Indickom oceáne sa výraznejšie prejavuje prítok vody z monzúnových dažďov. Ročné rozloženie celkového prítoku vody do svetového oceánu je ovplyvnené najmä režimom riečného odtoku zo súše severnej pologule a rovníkovej časti úmoríá Južnej Ameriky. Najvyšší prítok pripadá na letné mesiace a najmenší na zimné mesiace severnej pologule.

Nerovnomerný je však i prítok vody do svetového oceánu v jednotlivých rokoch. Ten môže byť jednou z príčin pozorovaných zmien úrovne hladiny svetového oceánu a nepriamym ukazovateľom intenzity obehu

vody na Zemi. V tomto kolísaní sa prejavuje najmä veľkosť prítoku do Tichého a Atlantického oceánu, ktorý inak dosahuje 75% celkového prítoku vody z pevniny.

6.1.2. Obeh vody na Zemi – zložky hydrologického cyklu

Účinkom slnečného žiarenia a jeho premenou na teplo sa voda vyparuje z povrchu Zeme v množstve asi 577 000 km³ za rok, z čoho veľká časť pripadá na svetový oceán (505 000 km³) a menšia na súš (72 000 km³). Ako zrážky spadne opäť na povrch oceánu 458 000 km³ a tie uzatvárajú tzv. **malý obeh vody**.

Z priestoru nad svetovým oceánom sa prenáša vzdušnými prúdmi na pevninu asi 47 000 km³ vody za rok, čo je 8% vypareného množstva z hladiny oceánu. Medzi povrchom pevnín a atmosférou dochádza k zložitej a mnohokrát sa opakujúcej výmene vody, ktorá vedie nakoniec k opätovnému návratu toho istého množstva naspäť do svetového oceánu. Tým sa uzatvára **veľký obeh vody**. Aj keď sa prenáša na pevninu spomínaných 47 000 km³ vody, spadne na povrch Zeme vplyvom opakovaného výparu z povrchu a ďalším prenosom vody asi 119 000 km³ vody ako zrážky. Z tohto množstva sa vyparuje celkom asi 72 000 km³. Na bezodtokové územia spadne v priemere za rok asi 9 000 km³ vody, ktorá sa nad ním úplne vyparí. Obeh vody v **bezodtokových oblastiach** je v určitom zmysle **samostatný**, je však spojený s celkovým obehom vody na Zemi, pretože vlaha nad ne preniká z okolitých odtokových oblastí alebo z morí a z veľkej časti uniká atmosférou za jej hranice.

Skutočná výmena vody medzi svetovým oceánom a pevninou je zložitejšia. Časť vlahy z oceánu prenesená nad pevninu spadne síce ako zrážky, tie sa však vyparia a ako para sú zanesené naspäť nad oceán. Nezúčastňujú sa teda ďalšieho obehu vody nad pevninou a konečného odtoku do oceánu. Toto množstvo dosahuje 19 000 km³ za rok. Podľa toho prínos vody zo svetového oceánu dosahuje 66 000 km³ vody, ktorá spadne na pevninu ako zrážky. Celkové množstvo vodnej pary prenášané zo svetového oceánu nad pevninu sa odhaduje na 100 600 km³. Avšak nie všetka táto para spadne na pevninu ako zrážky. Asi 34% z nej sa len prepraví nad kontinenty a opäť sa vracia nad oceán (tranzitná vlaha). Množstvo tejto vlahy nie je nad jednotlivými kontinentami rovnaké. Nad Áziou, Severnou a Južnou Amerikou sa jej prepraví asi 20%, nad Afrikou 38%, nad Európou 48% a nad Austráliou asi 76%. Je to podmienené vlastnosťami reliéfu, rozmermi kontinentov a tiež vzdialenosťami od zdroja vlahy.

Obeh vody na Zemi sa môže vyjadriť jednoduchými rovnicami, ktoré sú matematickým modelom jeho bilancie. Prvky obehu je možné vyjadriť nasledujúcimi symbolmi:

E_o – výpar zo svetového oceánu

E_p – výpar z pevniny

S_o – zrážky, ktoré spadli na hladinu svetového oceánu

S_p – zrážky, ktoré spadli na povrch pevniny

O – odtok z pevniny

Ak vyjdeme z podstaty obehu vody, je možné príslušné bilančné rovnice napísať v nasledujúcom tvare:

$$\mathbf{E_o = S_o + O} \quad (6.1)$$

$$\mathbf{E_p = S_p - O} \quad (6.2)$$

$$\mathbf{S_o + S_p = E_o + E_p} \quad (6.3)$$

Rovnice vodnej bilancie môžu byť zostavené pre akékoľvek územie, najčastejšie pre povodie riek, jazier, nie však pre ktorýkoľvek časový úsek. Najčastejšie sa zostavujú pre daný rok alebo ako priemerná bilancia pre rad rokov (desaťročie).

V rovniciach vodnej bilancie sú zúčastnené všetky formy vody na Zemi. Niektoré z nich majú väčší význam, iné sú svojou absolútnou hodnotou nevýznamné, alebo majú len priestorovo obmedzený význam (napr. podzemné vody, horizontálne zrážky). Určenie ich objemu môže byť dosť problematické, a to ako pri bilancovaní malých, tak aj veľkých území. Preto je celková bilancia akéhokoľvek územia len približná. Hlavným zdrojom vlahy v atmosfére Zeme, z ktorej sa tvoria zrážky i odtok, je výpar z povrchu svetového oceánu, ktorý prevyšuje výpar z pevniny nielen pre väčšiu rozlohu jeho hladiny, ale aj pre nepretržitý a neobmedzený priebeh, pre vyššiu radiačnú bilanciu na povrchu vody v porovnaní s povrchom súše i pre možnosť dopĺňovania tepla spotrebovaného výparom z jeho zásob vo vodnej mase. Najvyšší výpar z oceánov je spojený s veľkou suchosťou vzduchu v pásme pasátou na oboch pologuliach (10° – 20° s.š. a j.š.). V Atlantickom oceáne dosahuje v týchto šírkach 1 960 mm (s.š.) a 1 710 mm (j.š.), v Indickom oceáne 1 999 mm (s.š.) a 2 090 mm (j.š.), v Tichom oceáne 2 040 mm (s.š.) a 1 940 mm (j.š.) za rok. Smerom k pólom i k rovníku od týchto pásov sa výpar z hladiny oceánov znižuje. Túto všeobecnú zákonitosť zmien veľkosti výparu narušujú teplé a studené morské prúdy, ktoré hodnoty výparu v rovnakých zemepisných šírkach menia.

Maximum zrážok nad svetovým oceánom spadne v rovníkovom páse ($10^\circ - 0^\circ$ s.š.), a to v priemere 2 280 mm za rok. Vôbec najväčšie množstvo, vyše 4 000 mm, spadne na hladinu Indického oceánu pri brehoch Barmy. Najmenšie zrážky sú v tropických pasátových pásoch severnej a južnej pologule medzi 20° a 30° (690 mm s.š. a $1\,170$ mm j.š.). Minimum zrážok spadne vo východných častiach oceánov priliehajúcich k púšťam Sahary a Arabského poloostrova (pod 50 mm za rok).

Rozdiel medzi zrážkami a výparom spôsobuje, že nad jednou časťou oceánu prevyšujú zrážky výpar a vody tam pribúda, nad inými naopak prevyšuje výpar nad zrážkami a vody tam ubúda. Pribúdanie a ubúdanie vody je plynule vyrovnávané morskými prúdmi, ktoré prenášajú každoročne asi 22 mil. km^3 vody.

Vo vrstve atmosféry do 7 km sa nachádza $12\,400$ km^3 vody. Z nich je $9\,300$ km^3 nad hladinou svetového oceánu a $3\,100$ km^3 nad súšou. Oblasti s maximom tejto vlhky sa rozkladajú v rovníkovom a tropickom páse západnej časti Tichého oceánu, v povodí riek Amazonky, v severovýchodnej časti Južnej Ameriky. Táto vlaha, prenášaná monzúnmi a pasátmi nad pevninu, podmieňuje v tamojšej oblasti veľké množstvo zrážok a vysoké odtoky.

Najväčší význam v prenose vlhky nad pevninu majú atlantické oblasti zvýšeného výparu. Nepatrný výskyt vysokých a rozľahlých horských pásiem na pobreží Atlantického oceánu dovoľuje ľahké prenikanie vlhky do hĺbky kontinentov. Prenosom vlhky z Atlantického oceánu sa zavlažuje celá Európa, značná časť Ázie, Severná, Stredná a Južná Amerika a značná časť Afriky. Vlaha Tichého oceánu preniká nad kontinenty nehlboko, pretože jeho pobrežia sú lemované vysokými horskými pásmi. Podobne je to aj s prenikaním vlhky z Indického oceánu.

Podľa ciest transportu v klimatickom kolobehu rozlišujeme tri typy cyklov:

1. atmosférický,
2. povrchového odtoku,
3. podzemného odtoku.

Atmosférický cyklus môže prebiehať podľa troch typov schém:

oceán – atmosféra – oceán	(malý obeh)
pevnina – atmosféra – pevnina	(malý obeh)
oceán – atmosféra – pevnina – atmosféra – oceán	(veľký obeh)

Čas trvania atmosférického cyklu je pomerne krátky, kolobeh vodnej pary v atmosfére trvá priemerne 10 dní.

Cyklus povrchového odtoku prebieha v schéme:

oceán – atmosféra – pevnina – povrchový odtok – oceán

Na tomto cykle sa zúčastňuje približne $37\,300$ km^3 vody a čas kolobehu trvá priemerne 12 dní.

Cyklus podzemného odtoku prebieha podľa schémy:

oceán – atmosféra – pevnina – infiltrácia do horninového prostredia – podzemný odtok do riek – oceán

Objem vody v cykle podzemného odtoku sa predpokladá približne $12\,000$ km^3 , priemerný čas kolobehu $5\,000$ rokov, pre zónu aktívnej výmeny 330 rokov.

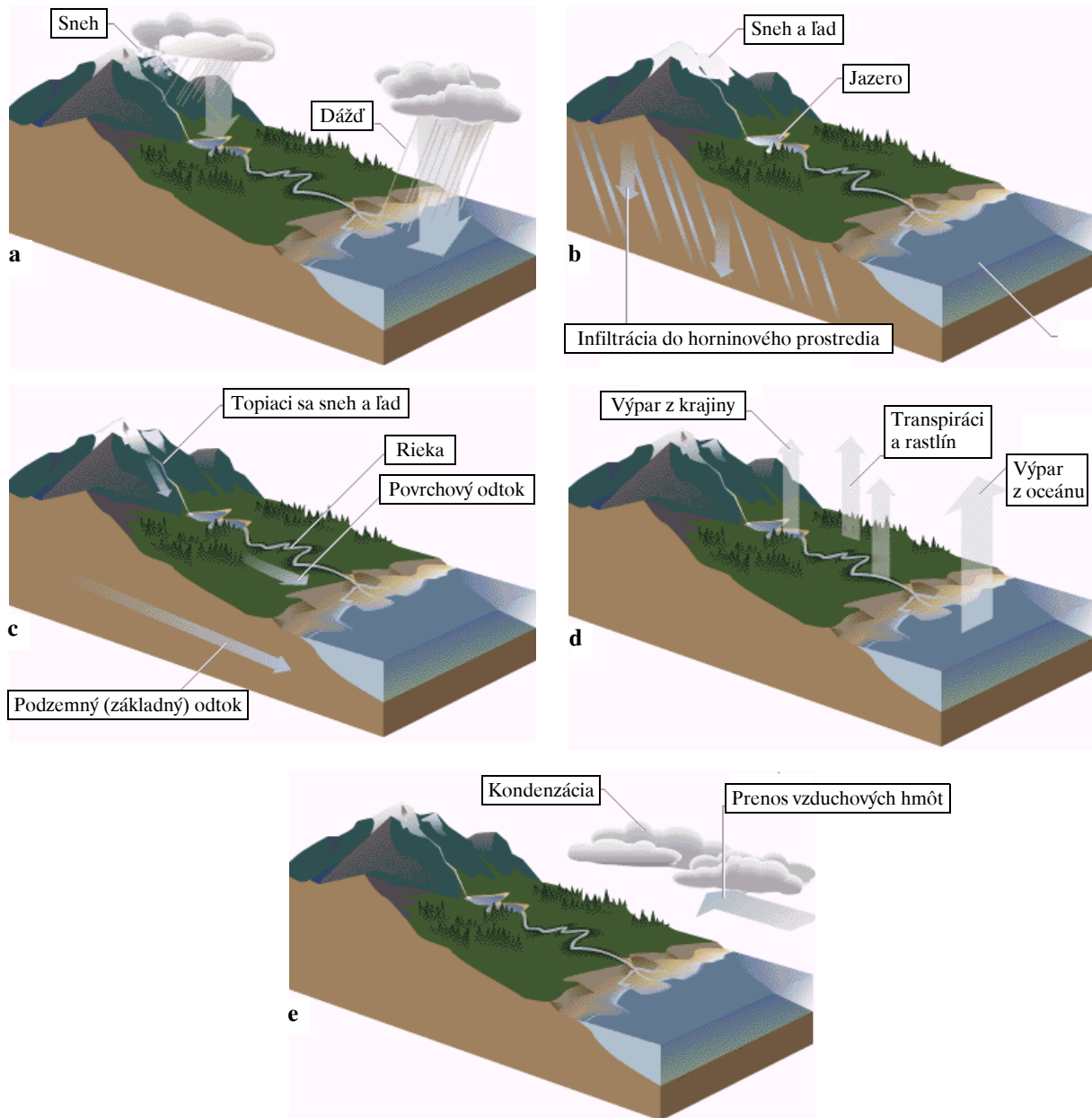
6.2. HYDROLOGICKÝ CYKLUS V POVODÍ

Na Zemi prebiehajú nepretržité procesy vzájomného pôsobenia hydrosféry, atmosféry, litosféry, pedosféry a biosféry. Tieto procesy majú globálny charakter a ich poznanie je dôležité na kvantifikáciu **obehu vody v prírode**. Obeh vody v konkrétnom území (povodí) vyjadrujeme **rovnícou hydrologickej (vodnej) bilancie**. Jej základný tvar je nasledujúci:

$$H_Z = H_E + H_O \pm R \quad (6.4)$$

kde H_Z = výška zrážok, H_E = výška evapotranspirácie, H_O = výška odtoku a R = zmena zásob vody v povodí.

V prípade hydrologicky uzavretého povodia, alebo v prípade výmeny rovnakého množstva vody so susednými povodiami je možné použiť uvedenú bilančnú rovnicu pre ľubovoľné časové obdobie. Pri výpočte je potrebné dbať na to, aby hodnoty jednotlivých členov bilančnej rovnice boli vypočítané za rovnaké časové obdobie. V hydrológii počítame hydrologickú bilanciu za obdobie hydrologického roku. Na Slovensku začína 1. novembra a končí 31. októbra nasledujúceho kalendárneho roku, ktorého letopočtom je aj označovaný. Začiatok a koniec hydrologického roku sú zvolené tak, aby zrážky, ktoré na povodie v tomto období spadli v tom istom roku aj odtiekli. Pri výpočtoch je však potrebné rešpektovať skutočnosť, že na vyhodnotenie hodnôt zrážkových úhrnov a evapotranspirácie sa za základné časové obdobie používa



Obrázok 6.1 Hydrologický cyklus – cyklus podzemného odtoku – zrážky (a), infiltrácia (b), celkový odtok (c), evapotranspirácia (d), kondenzácia a prenos vzduchových hmôt z oceánu (e)

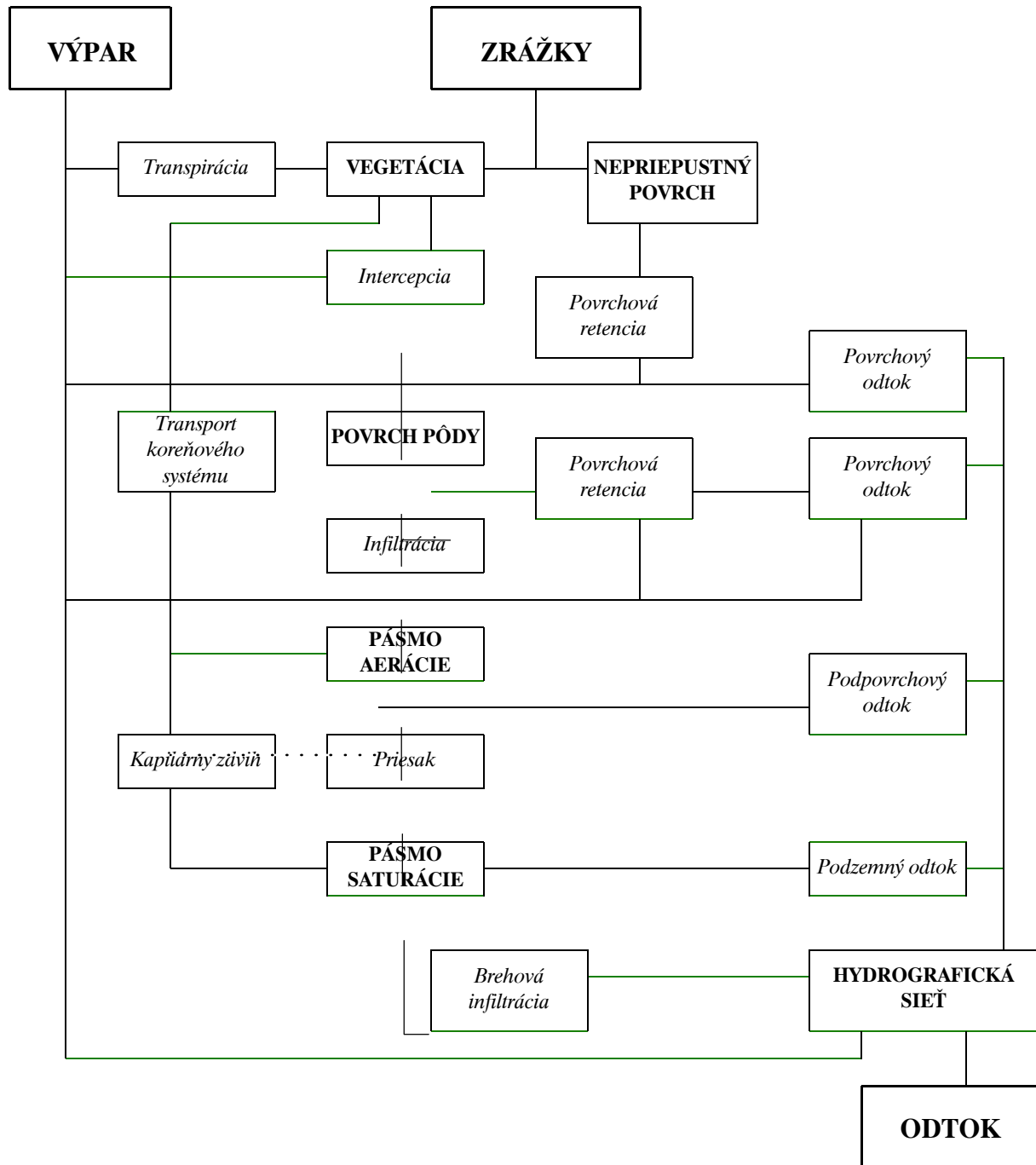
kalendárny rok. Najvhodnejšie je použiť mesačné hodnoty a celkový úhrn zrážok a evapotranspirácie pre hydrologický rok na základe týchto hodnôt vypočítať.

Uvedená rovnica hydrologickej bilancie napriek svojmu jednoduchému matematickému zápisu v svojej podstate vyjadruje zložitý proces hydrologického cyklu v povodí. Detailnejším rozpracovaním tohto procesu, ktoré je uvedené na obr. 6.2, získame predstavu o jednotlivých prostrediach a dejoch, ktoré v týchto prostrediach prebiehajú.

Vstupom do systému hydrologického cyklu v povodí sú zrážky, vyjadrené výškou zrážok. Po dopade na nepriepustný povrch nastáva ich povrchová retencia s následným výparom, alebo priamo povrchový odtok. Po dopade zrážok na povrch pokrytý vegetáciou dochádza najskôr k intercepcii, pričom časť zachytených zrážok sa opäť vyparí. Po vyčerpaní kapacity intercepcie sa voda dostáva priamo na povrch pôdy. Z vegetačného pokryvu sa časť vody vracia do atmosféry procesom transpirácie.

Na povrchu pôdy je časť vody zachytená vo forme povrchovej retencie a zvyšok infiltruje do pásma aerácie, ktoré je ohraničené zospodu hladinou podzemnej vody. Do pásma aerácie zasahujú koreňové sústavy rastlín, ktorými je časť vody z tohto pásma transportovaná cez pôdny profil do rastlinných tiel. Z pásma aerácie časť vody presakuje do hlbších horizontov a po dosiahnutí hladiny podzemnej vody sa dostane do

pásma nasýtenia. Voda, ktorá nedosiahne toto pásmo odteká vo forme podpovrchového (hypodermického) odtoku. Z pásma nasýtenia voda odteká vo forme podzemného (základného) odtoku alebo sa kapilárnym zdvihom dostáva naspäť do pásma aerácie. Naopak, do pásma nasýtenia sa procesom brehovej infiltrácie dostáva voda z hydrografickej siete.



ZRÁŽKY	Vstup, resp. výstup z cyklu
VEGETÁCIA	Subsystem alebo prostredie
<i>Infiltrácia</i>	Prebiehajúci proces

Obrázok 6.2 Procesy prebiehajúce v jednotlivých subsystémoch (prostrediach) hydrologického cyklu v povodí

V uvedenej schéme hydrologického cyklu nie je uvedený proces hlbinného priesaku, ktorým sa voda zo zóny nasýtenia dostáva do hlbších horizontov a odtiaľ odteká mimo záverečný profil. Množstvo takto

odtečenej vody nie sme schopní kvantifikovať a musíme sa spoľahnúť na kvalifikovaný odhad podložený znalosťami stavby horninového prostredia.

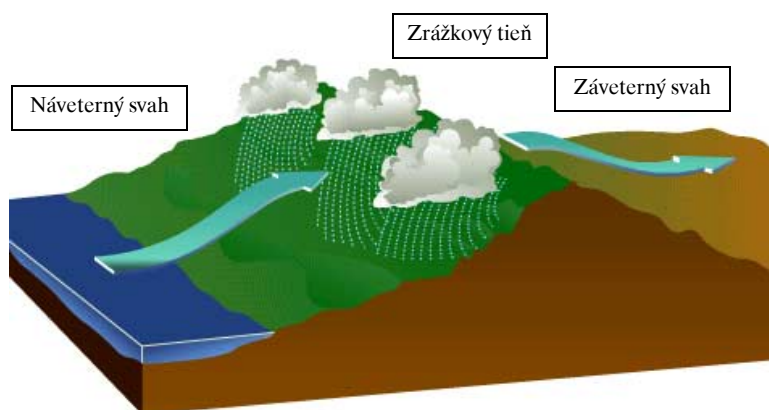
V súčasnosti v hydrologickej praxi prevláda snaha o spresnenie množstva vody, ktoré sa zúčastňuje jednotlivých čiastkových procesov hydrologického cyklu v povodí. Dôvodom je potreba poznania rozdelenia zásob vody v jednotlivých prostrediach z dôvodu zabezpečenia dostatku vody pre rozmanité potreby, ale aj snaha o detailnejšie spoznanie vlastného hydrologického cyklu. Zdokonalením a koštrukciou nových meracích zariadení je súčasná hydrológia schopná sledovať prúdenie vody aj v takých prostrediach, v ktorých to zatiaľ nebolo možné. Ako príklad môžeme uviesť sledovanie transpirácie, intercepcie a i.

6.2. VPLYV FYZIKOGEOGRAFICKÝCH ČINITEĽOV NA HYDROLOGICKÝ CYKLUS V POVODÍ

Vplyv fyzikogeografických (FG) činiteľov na hydrologický cyklus v povodí je úzko viazaný na reliéf povodia vyjadrený najmä morfometrickými parametrami. Týmto parametrom spolu s morfológiou povodia je venovaný samostatný článok 7.1. V tejto časti sa preto budeme venovať len niektorým vybraným fyzikogeografickým činiteľom.

Medzi FG pomery je pravidelne zahrnutá aj poloha povodia. Je to dosť nepresné vymedzenie. Poloha každého povodia môže byť udaná viacerými spôsobmi a až na základe zvoleného spôsobu môžeme hovoriť o konkrétnej klasifikácii. Pod pojmom geografická poloha môžeme rozumieť začlenenie do geografického pásma, výškového stupňa, určitej oblasti, do orografického celku alebo ohraničenie povodia geografickými súradnicami. Každé povodie je však charakterizované aj hydrologickou polohou, ktorá udáva postavenie povodia voči ostatným hydrologickým útvarom. V každom prípade však poloha povodia presahuje rámec označenia „fyzikogeografická charakteristika povodia“.

Ako vyplýva z obr. 6.2, vstupujúcim prvkom do hydrologického cyklu sú zrážky a jedným z výstupov je výpar. Môžeme ich zaradiť medzi klimatické pomery povodia, ktoré ovplyvňujú veľkosť odtoku a jeho časové rozloženie. **Klimatické pomery** skúmaného povodia závisia od **makroregionálnej geografickej polohy** (v ktorom podnebnom pásme povodie leží) ale aj od **mikroregionálnej geografickej polohy** (napr. efekt náveternosti, resp. záveternosti – obr. 6.3, teplotnej inverzie atď.). Od príslušnosti k podnebnému pásmu závisí časové rozloženie zrážok v priebehu roka, od polohy povodia v rámci orografického celku potom konkrétne množstvo zrážok v danom povodí.



Obrázok 6.3 Mikroregionálna geografická poloha – efekt náveternosti a záveternosti

Na tvorbe odtoku v povodí sa významne podieľajú aj pevné zrážky – sneh. Zásoba vody v snehovej pokrývke na jar, pred definitívnym roztopením snehu, je rozhodujúca pre tvorbu jarného odtoku. Snehom ako aj stanovením celkového úhrnu zrážok v povodí sa budeme zaoberať v kapitole 8.

Denný, ročný, ale aj dlhodobý chod teploty a výparu na danom území dokresľuje klimatické pomery skúmaného povodia.

Po dopade zrážkovej vody na povrch povodia sa časť vody zachytí na vegetačnom pokryve povodia. V tab. 6.1 a tab. 6.2 sú uvedené hodnoty intercepcie pre vybrané dreviny a poľnohospodárske plodiny.

Tabuľka 6.1 Hodnoty intercepcie vybraných drevín (Dub, 1957)

Typ dreviny	Priepustnosť koruny (v %)	Stekanie po kmeni (v %)	Intercepcia celkom (v %)
Buk	65,4	12,8	21,8
Dub	73,6	5,7	20,7
Javor	71,5	8,0	22,5
Ihličňany	39,8	1,4	58,8

Tabuľka 6.2 Hodnoty intercepcie vybraných plodín (Baver, 1983)

Plodina	Množstvo zrážok, ktoré preniklo na povrch pôdy (v %)				
	Počet rastlín na ploche 4 m ²				
	0	36	64	100	144
Kukurica	100	62,9	60,7	57,0	44,5
Sója	100	88,4	78,2	65,9	64,3
Ovos	100	–	78,5	78,4	78,9
Hrach	100	–	–	87,8	–
Ďatelina	100	–	–	61,3	–

Po dosiahnutí povrchu pôdy voda infiltruje do pôdneho profilu. Rýchlosť infiltrácie a množstvo infiltrovanej vody závisí od typu a druhu pôdy, od množstva zrážkovej vody, od množstva vody v pôdnom profile od predchádzajúcej zrážkovej udalosti (čiže dažďa) atď. Hĺbka, do ktorej voda prenikne v pôdnom profile závisí od množstva a veľkosti kapilár v pôde, čiže od pôdneho druhu.

V závislosti od pôdneho druhu môže byť voda v pôde dopĺňaná aj kapilárnym výstupom od hladiny podzemnej vody.

V tab. 6.3 sú uvedené príklady kapilárneho výstupu pre vybrané pôdne druhy (Benetin, 1970).

Tabuľka 6.3 Hrúbka nasýtenej kapilárnej zóny a maximálna kapilárna výška vo vybraných pôdnych druhoch (Benetin, 1970)

Pôdny druh	Hrúbka nasýtenej kapilárnej zóny	Maximálna kapilárna výška v cm
Piesočnatá	10 – 25	50 – 110
Hlinito-piesočnatá	25 – 30	110 – 150
Piesočnato-hlinitá	30 – 35	150 – 180
Hlinitá	35 – 40	180 – 200
Ľúvito-hlinitá	40 – 45	200 – 230

Pod pojmom intenzita infiltrácie rozumieme množstvo vody [mm], ktoré infiltruje do pôdneho profilu za jednotku času [h⁻¹]. V tab. 6.4 je uvedená klasifikácia infiltrácie (Bedrna a kol., 1989).

Tabuľka 6.4 Klasifikácia infiltrácie (Bedrna a kol., 1989)

Rýchlosť infiltrácie	Množstvo infiltrovanej vody (v mm.h ⁻¹)
Veľmi rýchla	> 254
Rýchla	127 – 254
Stredne rýchla	63 – 127
Stredná	20 – 63
Stredne pomalá	5 – 20
Pomalá	1 – 5
Veľmi pomalá	< 1

Z pôdneho profilu voda ďalej presakuje do pásma nasýtenia a dosahuje hladinu podzemnej vody. Vďaka kapilárnemu zdvihy je aj teraz časť vody využiteľná v pásme aerácie. V tab. 6.5 sú uvedené maximálne hĺbky, z ktorých v závislosti od pôdneho druhu je voda ešte dostupná (Benetin, 1970).

Tabulka 6.5 Maximálny kapilárny prítok vody v závislosti od pôdneho druhu (Benetin, 1970)

Pôdny druh	Maximálny kapilárny prítok (v mm.deň ⁻¹)			
	5	2,5	1	0,5
	Výška nad hladinou podzemnej vody (v cm)			
Piesočná	35 – 70	40 – 75	45 – 85	50 – 90
Hlinito-piesočná	70 – 90	75 – 100	85 – 105	90 – 110
Piesočno-hlinitá	90 – 105	100 – 115	105 – 125	115 – 140
Hlinitá	70 – 100	80 – 110	95 – 115	100 – 125
Ílovito-hlinitá	50 – 80	60 – 90	70 – 100	75 – 110

Z pásma nasýtenia odteká podzemná voda vo forme podzemného odtoku. Skúmaniu zásob podzemnej vody, jej prúdeniu, veľkosti podzemného odtoku a pod. sa venuje hydrogeológia so svojimi pracovnými metódami. S nimi je možné sa oboznámiť v nasledujúcich prácach (Kříž, 1983; Matula, Melioris, 1982; Melioris, Mucha, Pospíšil, 1986; Mucha a kol., 1974; Paulíková, 1983 a i.).



HYDROGRAFIA

PREHĽAD ZÁKLADNEJ TERMINOLÓGIE

Povodie (*watershed, catchment, basin*) – časť zemskej kôry, z ktorej voda steká do daného profilu vodného útvaru. Je to územie po hydrologickej stránke spravidla uzavreté, čo znamená, že akékoľvek zrážky spadnuté na jeho povrch odtekajú jedným záverovým profilom a že do neho neprieká iná voda po povrchu ani pod povrchom. Rozoznávame **povodie povrchovej vody** a **povodie podzemnej vody**. Povodie povrchovej vody sa vymedzuje **orografickou rozvodnicou** a povodie podzemnej vody **hydrogeologickou rozvodnicou**. Pretože zväčša prevláda odtok z povrchu a odtokové územia povrchovej a podzemnej vody sa veľmi často podstatne alebo vôbec nelíšia (najmä u veľkých povodí), povodie k danému profilu sa vymedzuje spravidla len podľa reliéfu, t.j. orografickou rozvodnicou (určenie hydrogeologickej rozvodnice vyžaduje väčšinou nákladný geologický prieskum).

Plocha povodia (*watershed area*) – plocha pôdorysu povodia. Predstavuje najvšeobecnejšiu charakteristiku povodia. Určuje sa spravidla z vrstevnicovej mapy mierky 1 : 25 000 alebo 1 : 50 000 planimetrovaním, prípadne sumarizovaním (súpisom) zmeraných čiastkových plôch príslušného povodia (hlavne u väčších povodí). Udáva sa spravidla v km².

Rozvodie (*watershed divide*) – geomorfologické rozhranie medzi susednými povodiami.

Rozvodnica (*watershed divide*) – myslená hranica medzi susednými povodiami prebiehajúca po rozvodí.

Rozvodnica podzemnej vody (*groundwater divide*) – myslená čiara predstavujúca rozhranie susedných povodí podzemných vôd.

Rozvodnica povrchovej vody (*watershed divide*) – myslená čiara na povrchu terénu, rozdeľujúca povrchový odtok do susedných povodí. Možno ju pomerne jednoducho určiť z vrstevnicovej mapy postupným vedením od daného profilu po najvyšších miestach terénu (v zásade kolmo k vrstevniciam) späť k danému profilu. Orografická rozvodnica vymedzujúca povodie povrchovej vody sa nemusí prekryvať s hydrogeologickou rozvodnicou vymedzujúcou povodie podzemnej vody.

Vodný tok (*stream*) – vodný útvar s trvalo alebo občasne tečúcou vodou s voľnou hladinou v prirodzenom alebo umelom koryte. Vodné toky sa členia na stále alebo občasné a na prirodzené (bystrina, potok, rieka, otvorené rameno toku a pod.) alebo umelé (kanál, náhon a pod.).

Vodný útvar (*water body*) – trvalé alebo dočasné sústredenie vody v rôznom skupenstve na zemskom povrchu, alebo v zemskej kôre, charakterizované typickými formami výskytu a znakmi hydrologického režimu, ktorý je súčasťou hydrologického cyklu (vodný tok, jazero, snehová pokrývka, ľadovec, zvođeň a pod.)

Stály tok (*perennial stream*) – vodný tok s trvalo tečúcou vodou. Je to tok, ktorý nevysychá ani v obdobiach malej vodnosti a je spravidla hydraulicky spojený s podzemnými vodami.

Občasný tok (*intermittent stream*) – vodný tok v ktorom prúdi voda len ako priama odozva na dažď alebo občasný prameň. Je to tok, v ktorého prirodzenom režime sú obdobia, kedy jeho korytom nepreteká voda.

Hustota siete vodných tokov (*stream-network density*) – súčet dĺžok vodných tokov pripadajúcich priemerne na jednotku plochy daného územia.

Údolie toku (*stream valley*) – pomerne úzka, pretiahla a obvykle kľukatá zníženina na zemskom povrchu, charakterizovaná pozdĺžnym sklonom dna, v ktorom je vytvorené koryto toku. Údolie toku vzniklo spravidla dlhodobým pôsobením vody tečúcej po zemskom povrchu.

Údolnica (*thalweg*) – spojnica najnižších miest dna údolia toku. Sklon údolnice určuje pozdĺžny sklon údolia.

Hydrografická sieť (*hydrographic system*) – sústava všetkých povrchových vodných útvarov v danom území. Tvoria ju vodné toky, nádrže, jazerá a pod.

Rád toku (*stream order*) – číslo udávajúce počet postupných zaústení vodných tokov od mora. Vodný tok ústiaci do mora je prvého, to znamená najvyššieho rádu. Rád vodného toku sa označuje rímskymi číslicami (toky s vyššími číslicami sú nižšieho rádu). Napríklad Váh je tok II. rádu, lebo ústi do Dunaja (t. j. do toku I. rádu), a ten do mora.

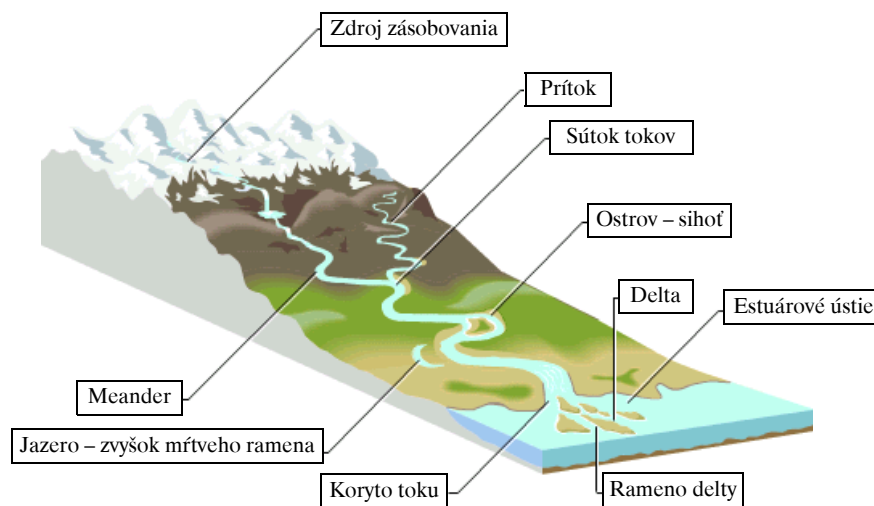
7.1. MORFOMETRICKÉ CHARAKTERISTIKY HYDROGRAFICKEJ SIETE

Voda, ktorá spadne na zemský povrch v podobe zrážok, steká pôsobením **gravitácie** v smere najväčšieho spádu, a to najprv neorganizovane po ploche svahov v podobe **ronu** a potom v mnohých stružkách, ktoré sa postupne spájajú. Sústredeným odtokom v ryhách a žliabkoch vytvorených eróznou činnosťou vznikajú **zdrojnice**. Tieto sa sústreďujú v pozdĺžnych zníženinách, ktoré sú geologického pôvodu (výsledok tektonickej činnosti) alebo sú výsledkom dynamického pôsobenia vody resp. ľadovcov (eróznou činnosťou), v niektorých prípadoch vznikajú chemickou činnosťou. V zníženinách vytvára sústredene tečúca voda **korytá** a tak vznikajú potoky a rieky.

Rieka ako hlavný tok s celým súhrnom tokov, ktoré sa do nej vlievajú a ktoré označujeme ako jej prítoky, nazýva sa **riečna sústava**. Územie, z ktorého riečna sústava odvádza vodu je teda **povodie** hlavnej rieky systému. Z toho teda vyplýva, že povodie je územie, z ktorého odteká voda z atmosférických zrážok alebo akumulovaná v ľadovcoch a v trvalej snehovej pokrývke povrchovou a podpovrchovou cestou do rieky. Povodie je vymedzené **rozvodnicou**. Rozsah povodia s **povrchovým odtokom** (*hydrologická rozvodnica*) obyčajne súhlasí s rozsahom povodia s **podzemným odtokom** (*hydrogeologická rozvodnica*). Len v prípade zložitejšej geologickej stavby rozvodnej časti povodia môže voda pritekať podzemnou cestou z orografického povodia susednej rieky alebo naopak do neho vtekať. Najväčšie úniky alebo prítoky vody nastávajú obyčajne cez skrasovatelé vápence. Riečne sústavy určitej krajiny alebo geografického celku tvoria jeho **riečnu sieť**.

Začiatok rieky sa nazýva **prameň toku**. Môže ním byť výver alebo výtok podzemnej vody (prameň), sútok dvoch zdrojnic, ľadovec, jazero alebo mokraď, z ktorého rieka vyteká. Miesto, kde rieka vteka (resp. kde sa vlieva) do inej rieky, do jazera alebo do mora, nazýva sa **ústie toku**. Niektoré toky najmä v suchých oblastiach a v krase, zanikajú prv, než by sa vliali do iného toku alebo vodojemu.

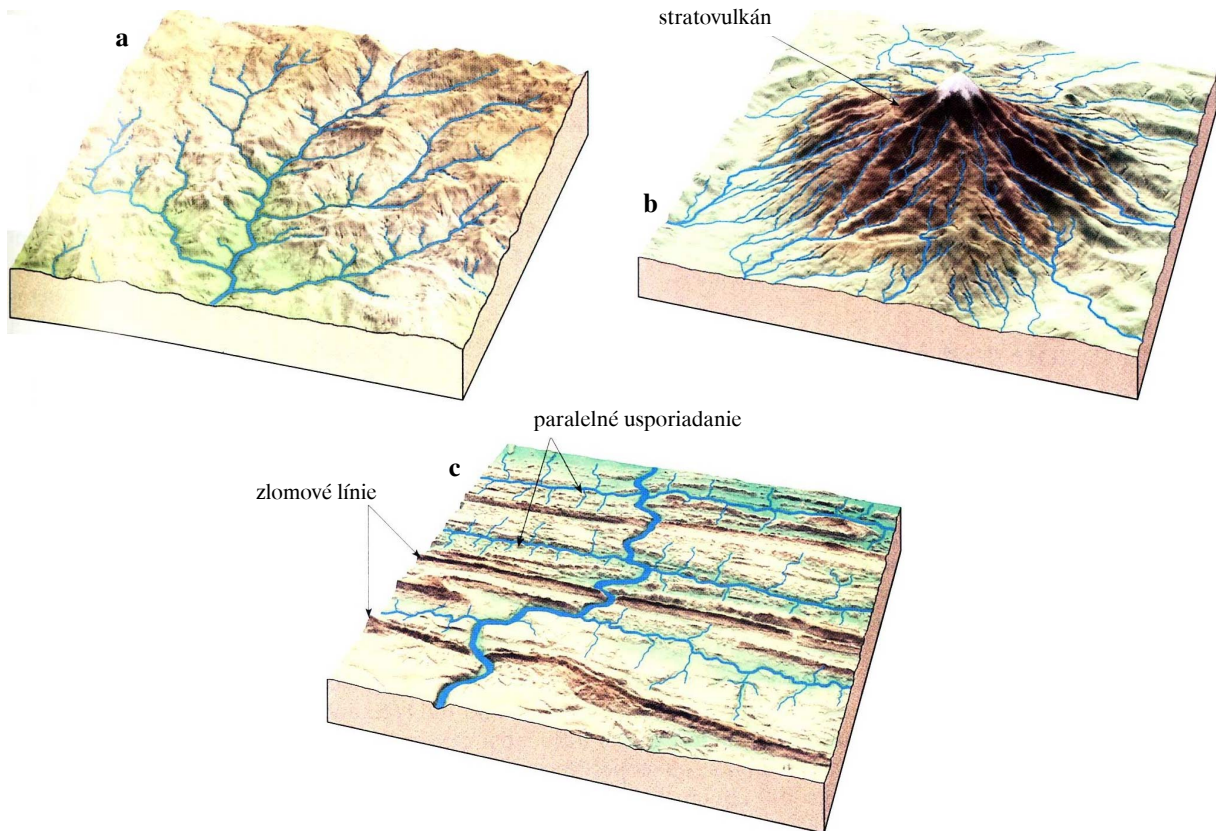
Riečny systém úzko súvisí s geologickou stavbou povodia a so štádiom vývoja jeho reliéfu. Výsledkom tejto dlhotrvajúcej činnosti je vznik **údolnej siete**, t.j. sústavy dlhých znížení s jednostranným súvislým sklonom, v ktorých najnižšími miestami odteká voda potokmi a riekami do iného toku, jazera alebo až do mora, pričom vytvára systém čiže sústavu riek. Smery recipientu a jeho prítokov sa určujú smerom zlomov a puklín, usporiadaním vrás a rozličnými pohybmi zemskéj kôry, odolnosťou hornín a napokon aj eróznou činnosťou vody. Najjednoduchší útvar riečnej sústavy býva v malom povodí odvodňovanom jediným tokom, ktorého koryto tvorí údolnú os povodia. Zložitejšia riečna sústava sa vytvára v rozsiahlejších povodiach, ktoré sú zložené z mnohých väčších i menších čiastkových povodí, skláňajúcich sa a otvorených smerom k hlavnému údoliu. Tok, ktorý tečie týmto údolím, označujeme za **hlavný tok povodia**.



Obrázok 7.1 Schéma riečného systému

Hlavný tok a jeho prítoky sú rozlične usporiadané, pričom môžeme vyčleniť niektoré charakteristické typy riečnej siete. Typické je **stromovité** usporiadanie riečnej sústavy, pri ktorom sa približne rovnaké prítoky z oboch strán dosť pravidelne striedajú alebo na jednej strane prevládajú. V prvom prípade hovoríme o sústave *symetrickej*, v druhom o *asymetrickej*. Sútokom tokov rovnakého stupňa sa niekedy vytvára **vejárovitý** systém riečnej siete. Na úpätí pohorí v pahorkatinách vznikla často sústava **paralelná**, keď

riečne údolia a ich oddelujúce chrbty smerujú rovnobežne v približne rovnakých vzdialenostiach. Ďalším typom riečnej siete sú sústavy: **perovitá, radiálna, pravouhlá a anulárna.**



Obrázok 7.2 Typy riečnej siete – stromovité usporiadanie (a), radiálne (b), pravouhlá (c)

7.2. ANALÝZA MORFOMETRICKÝCH A MORFOLOGICKÝCH CHARAKTERISTÍK VODNÝCH ÚTVAROV

Analýzou základných morfometrických, resp. morfológických charakteristík vodných útvarov získavame prvotnú predstavu o danom útvare. V prípade vodného toku za **morfometrické charakteristiky** považujeme:

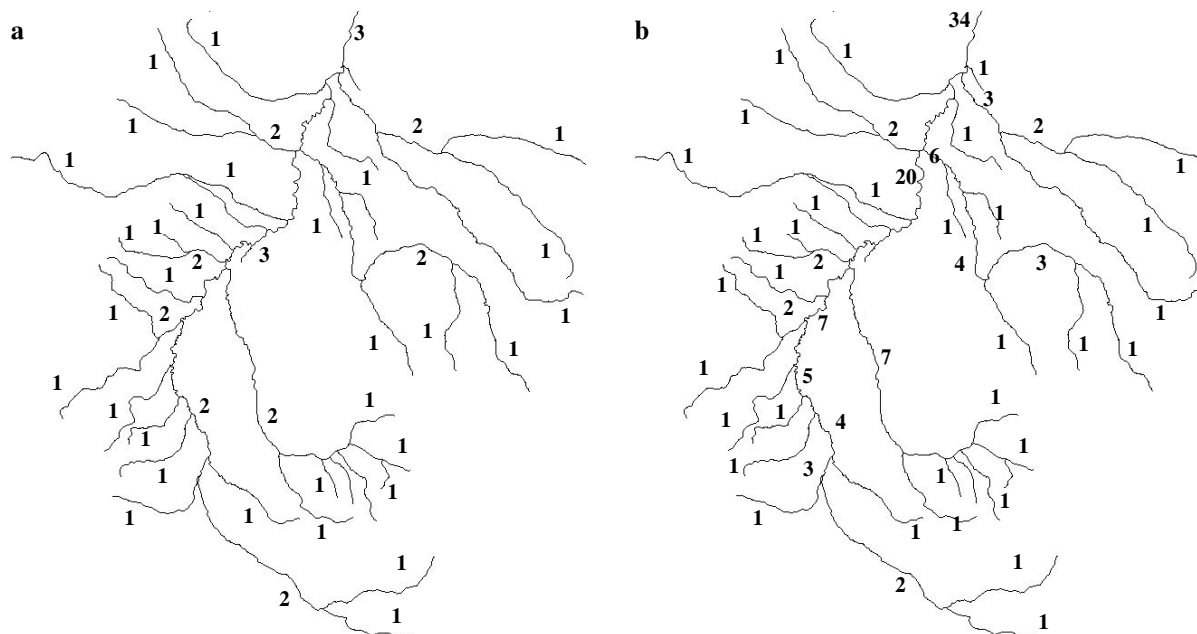
1. Rád toku, resp. hydrologické poradie toku
2. Plochu povodia (F)
3. Dĺžku toku (resp. údolia) (L)
4. Hustotu siete vodných tokov (r)
5. Priemerný sklon povrchu povodia (i_F)
6. Sklon toku (i_T)
7. Spád toku ($H_1 - H_2$)
8. Priemernú nadmorskú výšku povodia
9. Lesnatosť povodia (δ)

Za základný **morfologický parameter** považujeme charakteristiku tvaru povodia (α). Vyhodnocujú sa aj niektoré ďalšie špecifické charakteristiky (napr. stupeň symetricnosti, resp. asymetricnosti plochy povodia, graf vývoja povodia, koeficient rozvetvenosti úseku toku atď.).

Z prehľadu terminológie je zrejme, že pri takto definovanom **ráde toku** bude tokom 1. rádu tok ústiaci do mora, tokom 2. rádu tok ústiaci do toku 1. rádu atď. Tento typ klasifikácie označujeme ako klesajúcu klasifikáciu. Používa sa aj u nás a zaviedol ju **Gravelius** v roku 1914. Na základe tohto systému je u nás tokom 1. rádu len Dunaj. Napriek prehľadnosti má uvedená klasifikácia pomerne dosť nevýhod. Naj-

závažnejšou sa javí skutočnosť, že neumožňuje geometrické a ani štatistické porovnávanie tokov rovnakého rádu, lebo často ide o neporovnateľne veľké toky. Ako konkrétny príklad môžeme uviesť **Dunaj** a **Dvojnica** v Bulharsku. Dunaj je dlhý 2 850 km a má plochu povodia 817 000 km². Dvojnica je dlhá 35 km s plochou povodia asi 500 km². Tieto parametre sú neporovnateľné. Obidva tieto toky sú však tokmi 1. rádu, lebo ústia do Čierneho mora.

Uvedené nedostatky sa nevyskytujú pri stúpajúcich klasifikáciách. Medzi najznámejšie patria klasifikácie **Hortona**, **Strahlera**, **Shreva**, logaritmická klasifikácia **Scheideggera** a ďalších. Princíp číslovania jednotlivých tokov je zrejmy z obr. 7.3.



Obrázok 7.3 Klasifikácia rádu tokov – podľa Strahlera (a), podľa Shreva (b)

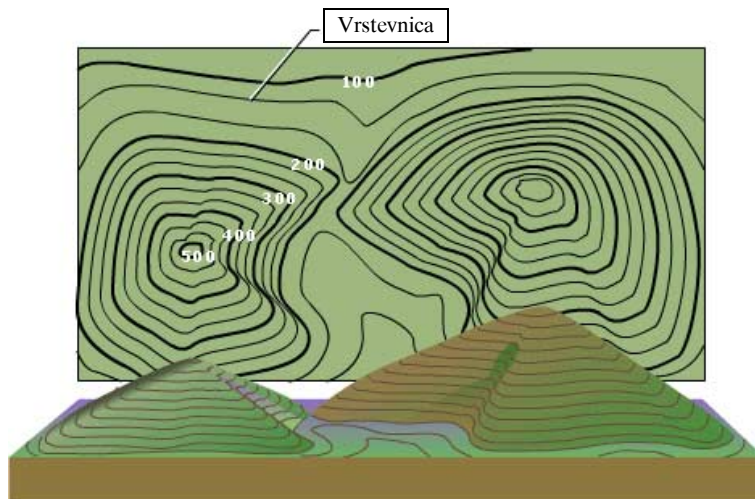
Svoje číslovanie zaviedol **Horton** v roku 1945. Tok od prameňa po prvý sútok je tokom 1. rádu. Sútokom dvoch tokov 1. rádu vzniká tok druhého rádu, pričom sa spätne jeden z tokov 1. rádu preznačí na tok 2. rádu už od prameňa. Preznačenie toku 1. rádu je subjektívne. Preznačíme buď tok, ktorý je vizuálne predĺžením toku 2. rádu, alebo volíme dlhší tok a pod. Takto sa očísľuje celá riečna sieť, pričom pod sútokom tokov rovnakého rádu n vzniká tok rádu $n+1$ a jeden z tokov spätne prečísľujeme.

V roku 1952 upravil Hortonove číslovanie **Strahler**. Číslovanie tokov 1. rádu zachoval, ale pod ich sútokom vzniká tok 2. rádu a k spätnému prečíslovaniu nedochádza. Sútokom dvoch tokov rovnakého rádu vzniká tok vyššieho rádu. Povodie teda opúšťa tok najvyššieho rádu. Strahlerovo číslovanie tokov je priamo úmerné niektorým geometrickým parametrom tokov, veľkosti povodia, veľkosti prietoku a pod.

Pri svojom číslovaní tokov sa **Shreve** pokúsil zdôrazniť vplyv každého prítoku. Úseky tokov 1. rádu sú podobne ako v predchádzajúcich číslovaniach označené číslom 1 ale rád nasledujúceho úseku toku dostávame postupným pripočítavaním ako je to zrejme z obr. 7.3. Keď tok opúšťa povodie, číslo rádu toku vyjadruje počet tokov 1. rádu v celom povodí.

Zatiaľ čo pri číslovaní rádov tokov sa zaoberáme len samotnými tokmi a ich zaústeniami, pri stanovení hydrologického poradia nás okrem tokov zaujímajú aj všetky hydrologické objekty v danom povodí, samostatné pramene a pod. Výsledkom je zoznam vodných útvarov a hydrologických objektov, z ktorých každý má „svoje inventárne číslo“.

Plocha povodia a dĺžka toku (resp. údolia) sú dôležité morfoloické charakteristiky, ktoré vstupujú do viacerých matematických vzťahov, zaoberajúcich sa hydrologickými výpočtami. Ohraničenie povodia je zrejme z definície povodia. Plochu povodia (F) zisťujeme vždy z mapy vhodnej mierky. V prípade použitia vodohospodárskej mapy je hodnota plochy povodia priamo uvedená v mape, ak použijeme topografickú mapu plochu povodia získame najpresnejšie digitalizáciou. V obidvoch prípadoch ide však o kolmý priemet existujúceho povodia do roviny. V prípade silne členitého reliéfu v povodí môže byť odchýlka medzi priemetom a skutočnou plochou povodia dosť výrazná (obr. 7.4).



Obrázok 7.4 Kolmý priemet povrchu reliéfu do topografickej mapy – rozdiel medzi skutočnou plochou povodia a kolmým priemetom do mapy

Hustota siete vodných tokov (r) je údaj, ktorý predstavuje podiel súčtu dĺžok všetkých tokov v povodí (Σl) a plochy povodia (F) a je vyjadrený v km.km^{-2} . Výrazne ju podmieňuje orografia povodia, geologické pomery ale aj množstvo zrážok a iné faktory (napr. vlastností pôdneho krytu).

$$r = \frac{\Sigma l}{F} \quad (7.1)$$

Ak hodnota r udáva dĺžku všetkých tokov na jednotke plochy v danom povodí, ide v podstate o celkovú dĺžku „sústredených komunikačných línií“, ktorými môže voda odtekať z daného povodia. Sústredených preto, lebo voda samozrejme neodteká len korytami tokov, ale napríklad aj po nepriepustnom povrchu terénu v smere spádnic. Porovnaním hodnoty r z viacerých povodí dostaneme obraz o možnostiach dostupnosti určitého objemu vody po merný profil.

Uvedený vzorec umožňuje výpočet priemernej hodnoty pre celé povodia. Vzhľadom na to, že v rámci povodia môže byť priestorové rozloženie hodnôt hustoty siete vodných tokov rôzne, je vhodné doplniť vypočítanú hodnotu kartografickým znázornením. Najčastejšie sa používajú areálové a izolíniové mapy, ktoré sú skonštruované rôznymi pracovnými metódami (pozri kapitolu Návod na cvičenia).

Priemerný sklon povrchu povodia (i_F) ako významnú morfometrickú charakteristiku povodia vypočítame na základe vhodného mapového podkladu pomocou vzorca (7.2):

$$i_F = \text{tg } \alpha = \frac{h \cdot \Sigma l}{F} \quad (7.2)$$

kde α je priemerný uhol sklonu povrchu povodia, h je výškový interval vrstevníc, Σl je súčet dĺžok vybraných vrstevníc na danom povodí a F je plocha povodia. Týmto spôsobom je možné zistiť nielen celkový sklon povodia ale aj čiastkové sklony jednotlivých úsekov povrchu povodia. V súčasnosti umožňuje digitalizácia mapového podkladu zjednodušenie pracovného postupu výpočtu sklonu povrchu povodia, ktorý sa v minulosti nahrádzal jednoduchým aj keď len približným výpočtom podľa vzorca (7.3):

$$i_F = \frac{H_{\max} - H_{\min}}{F} \cdot 100 \% \quad (7.3)$$

kde H_{\max} je najvyššia a H_{\min} najnižšia kóta v povodí.

Priemerný sklon povrchu povodia je však len jednou z charakteristík reliéfu povodia. Viacerí autori uvádzajú, že je postačujúci pri charakteristike veľkých povodí ale pri menších povodiach ho navrhuje doplniť informáciami o horizontálnej a vertikálnej členitosti reliéfu a o sklonitosti povrchu.

Priemerný sklon toku (i_T) je podiel rozdielu nadmorských výšok prameňa a ústia a dĺžky toku:

$$i_T = \frac{H_p - H_u}{L} \cdot 100 \% \quad (7.4)$$

kde H_p je nadmorská výška prameňa toku, H_u je nadmorská výška ústia toku a L je dĺžka toku. Týmto spôsobom je možné zistiť nielen celkový priemerný sklon toku ale aj priemerné sklony v jednotlivých úsekoch.

Spád toku je rozdiel nadmorských výšok dvoch bodov sledovaného toku ($H_1 - H_2$). Najväčší spád dosahujú vodné toky v miestach prekonávania skalných stupňov, ktoré narušujú ich rovnovážny profil. Na týchto miestach sa najčastejšie vyskytujú vodopády (obr. 7.5). Z uvedeného vyplýva, že vydelením hodnoty spádu toku vzdialenosťou medzi sledovanými bodmi dostaneme **sklon** tohto úseku toku.



Obrázok 7.5 Prekonávanie skalného stupňa narušujúceho rovnovážny profil – vodopády Iquacu na rieke Rio Iquacu na argentínsko-brazílskych hraniciach

Priemernú nadmorskú výšku povodia môžeme určiť graficky z hypsometrickej krivky metódou rovnakoplošného obdĺžnika. Hypsometrická krivka povodia je jednou zo základných geomorfologických charakteristík. Graficky zobrazuje plochu jednotlivých výškových stupňov povodia.

Priemernú nadmorskú výšku povodia môžeme tiež vypočítať z vhodného mapového podkladu podľa vzorca:

$$H = 0,5 \cdot \Sigma \Phi_i \cdot (H_i + H_{i-1}), \text{ kde } \Phi = \frac{F_i}{F} \quad (7.5)$$

kde H je priemerná nadmorská výška povodia, F_i je plocha povodia ohraničená vrstevnicami H_i až H_{i-1} a F je celková plocha povodia.

Údaj o **lesnatosti povodia** δ predstavuje podiel zalesnenej plochy povodia (F_L) k celkovej ploche povodia (F) vyjadrený v %:

$$\delta = \frac{F_L}{F} \cdot 100 \% \quad (7.6)$$

Lesnatosť povodia predstavuje vstupnú informáciu dôležitú pre posúdenie vplyvu lesa na odtok vody z povodia, tak ako je to opísané v časti o fyzicko-geografických vlastnostiach povodia. Údaje o lesnatosti jednotlivých povodí sú súčasťou rôznych hydrologických ročeniek. V prípade potreby je najvhodnejšie lesnatosť povodia vypočítať na základe digitalizácie vhodného mapového podkladu.

Morfologické charakteristiky, ako už vyplýva z ich vlastného označenia (morfológia – náuka o tvaroch), sa viažu na tvary povodí, riečnych sietí a pod. Ako už bolo uvedené, najpoužívanejšou je charakteristika tvaru povodia (α).

Charakteristika tvaru povodia sa vyjadruje pomerom priemernej šírky povodia (B) k dĺžke povodia (L) alebo pomerom plochy povodia (F) k štvorcovi dĺžky povodia (L^2). (Údaj o dĺžke povodia býva nahradený dĺžkou údolnice).

$$\alpha = \frac{B}{L} = \frac{F}{L^2} \quad (7.7)$$

Podľa hodnoty α sa v našich podmienkach rozlišujú tieto typy povodí:

1. pretiahnuté,
2. prechodné,
3. vejárovité.

Vzhľadom na určité odlišnosti prejavu charakteristiky tvaru povodia v závislosti od veľkosti povodia boli hodnoty rozdelené do dvoch skupín, pre toky s plochou povodia do a nad 50 km². Konkrétne hodnoty sú uvedené v tab 7.1. Tieto hodnoty sa využívajú pre územie Slovenska. Je pochopiteľné, že v iných oblastiach budú tieto hodnoty vzhľadom na odlišné fyzicko-geografické podmienky iné.

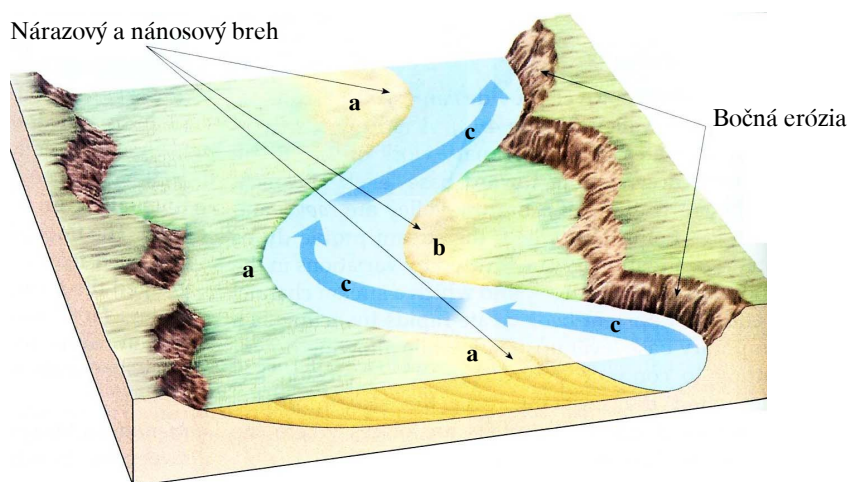
Tabuľka 7.1 Hodnoty α pre jednotlivé typy povodí v závislosti od plochy povodia

Povodie (typ)	Plocha povodia	
	do 50 km ²	nad 50 km ²
pretiahnuté	< 0,24	< 0,18
prechodné	0,24 – 0,26	0,18 – 0,20
vejárovité	> 0,26	> 0,20

Tvar povodia výrazne ovplyvňuje najmä časové a priestorové rozloženie odtoku, čo má význam najmä pri extrémnych hodnotách prietokov (najmä maximálnych). Môžeme pritom vychádzať z predpokladu porovnateľnej veľkosti parametrov jednotlivých povodí (plocha povodia, sklon) a porovnateľného objemu zrážok.

7.3. GEOMORFOLOGICKÉ VLASTNOSTI ÚDOLÍ A KORÝT RIEK

Úzke a pretiahnuté zníženie zemského povrchu, ktorými tečie voda, sa nazývajú – bez ohľadu na ich pôvod – **riečne údolia**. V ich najhlbšej časti – na dne – možno rozlíšiť vhlbenú brázdú, ktorú vytvorila a sčasti vyplnila tečúca voda, to je tzv. **koryto rieky**. Šikmé alebo zvislé boky koryta tvoria jeho **brehy**. Tieto zalieva za povodní do istých vzdialeností voda, keď rieka vystúpi zo svojho pôvodného koryta a tečie korytom **záplavovým** čiže **inundačným**.



Obrázok 7.6 Nárazový (a) a nánosový (b) breh, prúdnicu (c), bočnú eróziu (d)...

Spojením najnižších miest údolia v pozdĺžnom smere dostaneme **údolnicu** čiže údolnú os, nad ktorou zväčša býva **prúdnicu**, t.j. čiara, ktorá spája miesta najväčších rýchlostí prúdenia vody. Pribeh týchto čiar sa odlišuje od **strednice rieky**, ktorá rozpoľuje šírku koryta.

Účinkom gravitácie sa voda v koryte pohybuje, čiže výškový rozdiel počiatku a konca toku rozhoduje o spôsobe a druhu pohybu, a tým aj o intenzite dynamického účinku tečúcej vody na dno a brehy, čiže o **erózii**. Podľa toho, ako sa menil tento výškový rozdiel, t.j. výška hornej a dolnej eróznej základne (bázy), koryto sa viac alebo menej prehĺbovalo (**vertikálna erózia**), alebo naopak dno sa zanášalo. Výsledkom tohto dlhotrvajúceho procesu je **pozdĺžny profil údolia toku**. Jednotlivé úseky toku majú často viac dolných erózných základní.

Priečne nevypracované údolia sú úzke, so strmými úbočiami a prechádzajú až v sútesky. Staršie vypracované údolia v mäkkých horninách sú mierne modelované v pôdoryse aj v pozdĺžnom profile a hore sú široko otvorené. Ich dno býva tiež široké, pokryté **aluvialnymi nánosmi**. Na tomto formovaní údolia sa zúčastňuje jednak svahová modelácia, ktorá zmierňuje strmú svahovú úbočinu údolia, jednak samotný tok, ktorý mení svoju polohu, naráža na brehy a eroduje ich. Túto činnosť voláme bočnou (**laterálnou**) eróziou.



Obrázok 7.7 Meander rieky Mississippi južne od St. Louis – nížinná šija je tvorená sedimentami rieky



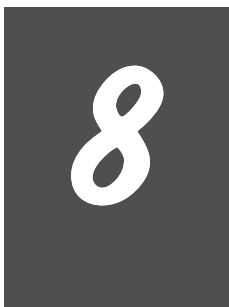
Obrázok 7.8 Meander rieky Saara pri Mettlachu v Sársku tvorený odolnými horninami

Táto dvojaká činnosť rieky, vyhlbovanie koryta do dna údolia, vertikálna erózia a nasledujúce priečne modelácie – bočná erózia a svahová modelácia, dávajú údoliu najprv tvar písmena V. Tento tvar sa postupne mení tak, že sa rozširuje dno údolia, zmiernujú sa svahy a znižujú údolné chrbty.

Od stavu geomorfologického vývoja závisí aj hĺbka údolia. Zatiaľ čo v rovinách býva len veľmi malá, v horských údoliach dosahuje značné rozmery.

Striedavým zväčšovaním hĺbkovej erózie vyhlbili rieky do dna starších údolí mladšie, užšie doliny a premenili dno starších riečnych údolí na **riečne terasy**, t.j. plošiny rozložené pozdĺž rieky v rozličných výškach podľa toho, ako rástla a klesala erózna, prípadne akumulačná činnosť rieky, najmä ako sa menila výška eróznej bázy, napr. ústupom mora a pod. Keď terasa bola vytvorená v hornine budujúcej údolie, hovoríme o **terase eróznej**, ak ju rieka vytvorila vo vlastných naplavených nánosoch označujeme ju ako **akumulačnú**.

Konvexný a konkávny breh, meandre, mŕtve ramená, presun zákrut smerom po prúde, riečny val, odsunutie prúdnice pôsobením bočných prítokov, Coriolisova sila, riečne pirátstvo, pozdĺžny a priečny profil, prítokový profil, izobaty, brod – to je len stručný výpočet pojmov, ktoré sa prelínajú medzi geomorfológiou a hydrologiou a mohli ste sa s nimi oboznámiť pri štúdiu fluvialnych procesov v rámci geomorfológie.



HYDROMETEOROLÓGIA

PREHĽAD ZÁKLADNEJ TERMINOLÓGIE

Atmosférické zrážky (*precipitation*) – častice vzniknuté kondenzáciou vodnej pary v ovzduší, vypadávajúce z oblakov alebo usadzujúce sa na povrchu územia, predmetov a rastlín.

Firn (*firn*) – druh snehovej pokrývky v povodí tvorený hrubozrnným kompaktným snehom, ktorý vznikol v dôsledku striedania kladných a záporných teplôt vzduchu, tvorí prechodovú fázu k ľadovcovému ľadu.

Hyetografická čiara (*hyetographical curve*) – grafické znázornenie vzťahu medzi výškou zrážok a plochou územia, na ktorom je uvažovaná hodnota výšky zrážok dosiahnutá alebo prekročená. Zvyčajne sa používa sa pri výpočte priemerného úhrnu výšky zrážok na povodí.

Intenzita zrážok (*precipitation intensity, rainfall intensity*) – množstvo atmosférických zrážok spadnutých za jednotku času. Obyčajne sa vyjadruje výškou vrstvy vody v mm za min. V súvislosti s intenzitou zrážok sa tiež používa výdatnosť zrážok. Je to množstvo atmosférických zrážok spadnutých za jednotku času na jednotku plochy. Obyčajne sa vyjadruje v litroch za sekundu na hektár.

Izohyeta (*isohyet*) – čiara spájajúca miesta s rovnakými úhrnmi zrážok za určité obdobie.

Izochiona (*isochion*) – čiara spájajúca miesta s rovnakou výškou snehovej pokrývky za určité obdobie.

Ombrograf (*rain gauge recorder*) – prístroj registrujúci časový priebeh atmosférických zrážok v kvapalnej fáze.

Ombrogram (*pluviogram*) – záznam o časovom priebehu atmosférických zrážok.

Snehová pokrývka (*snow cover*) – vrstva snehu pokrývajúca určité územie na zemskom povrchu vo výške minimálne 0,5 cm. Ak je vrstva snehu menšia než 0,5 cm, potom hovoríme o snehovom poprašku. Snehová pokrývka môže byť súvislá, ak v okolí pozorovacej stanice pokrýva viac než 50% plochy a nesúvislá, ak v okolí pozorovacej stanice pokrýva menej než 50% plochy.

Snehomer (*snow gauge*)

- zrážkomer na meranie vodnej hodnoty tuhých zrážok spadnutých počas expozície záchytného zariadenia zrážkomera
- zariadenie na meranie hustoty alebo vodnej hodnoty snehu vážením, napr. snehomerná váha.

Vodná hodnota snehu (*snow water equivalent*) – výška vrstvy vody, ktorá vznikne roztopením snehovej pokrývky na danom mieste.

Voda v atmosfére (*atmospheric water*) – najrozšírenejšia zlúčenina v atmosfére Zeme. Tvorí len nepatrnú časť z celkového množstva vody, ktoré sa nachádza v hydrosfére našej planéty. Voda v atmosfére predstavuje len asi jednu tisícinu percenta z celkovej hmotnosti hydrosféry. V atmosfére sa vyskytuje vo všetkých skupenstvách. Vzduch obsahuje vždy určité množstvo vodnej pary. V skupenstve kvapalnom a tuhom tvorí voda v atmosfére oblaky a hydrometeory.

Zásoba vody v snehovej pokrývke (*water content of snow pack*) – objem vody, ktorý vznikne roztopením snehovej pokrývky na danej ploche, obyčajne na povodí.

Zrážkomer (*precipitation gauge*) – zariadenie na meranie úhrnu atmosférických zrážok. V našej staničnej sieti používame zrážkomer tvorený nádobou so záchytnou plochou 500 cm², lievikom s rovnakou záchytnou plochou, záchytnou nádobou a odmerkou. Pri meraní zrážok sa nádoba umiestňuje na podstavec tak, aby jej záchytná plocha bola vo výške 1m nad terénom. Lievik sa na nádobu nasadzuje v letnom období a obmedzuje výpar zachytenej zrážkovej vody. Tuhé zrážky sa pred meraním objemu nechajú roztopiť v mierne teplom prostredí.

Zrážkový gradient (*precipitation-increase rate*) – zmena úhrnov zrážok odpovedajúca zvolenému výškovému rozdielu.

8.1. ATMOSFÉRICKÉ ZRÁŽKY

Zrážky, či už kvapalné alebo pevné sú jedinou vstupnou veličinou do hydrologického cyklu v povodí. Ich množstvo a časové rozloženie predurčuje veľkosť odtoku ako aj jeho časové rozloženie, t.j. režim odtoku. Z uvedeného dôvodu sa v hydrológii z hydrometeorologických javov venuje najviac pozornosti najmä zrážkam.

Tabuľka 8.1. Základné typy oblakov vo vzťahu k druhu zrážok, ktoré z nich vypadávajú

Typ oblaku	Označenie		Základňa vo výške	Druh zrážok
	Latinsky	Značka		
Vysoké oblaky			5 – 13 km	
▪ riasa	Cirrus	Ci		bez zrážok
▪ riasová kopa	Cirrocumulus	Cc		bez zrážok
▪ riasová sloha	Cirrostratus	Cs		bez zrážok
Stredné oblaky			2 – 7 km	
▪ vyvýšená kopa	Alto cumulus	Ac		mrholenie,
▪ vyvýšená sloha	Altostratus	As		drobné sneženie
Nízke oblaky			0 – 2 km	
▪ dažďová sloha	Nimbostratus	Ns		dlhodobý dážď alebo sneženie
▪ slohová kopa	Stratocumulus	Nc		mrholenie, drobný dážď, slabé sneženie
▪ sloha	Stratus	St		slabý dážď, slabé sneženie
Oblaky s vertikálnym vývojom			0 – 10 km	
▪ kopa	Cumulus	Cu		len dážď v letnom období
▪ búrková kopa *	Cumulonimbus	Cb		v lete lejak, v zime silné sneženie

Poznámka: * Základňa môže byť na úrovni 0,5 – 2 km, vrchol oblaku môže presiahnuť tropopauzu.

Podľa pôvodu rozoznávame nasledujúce typy zrážok:

1. **Konvekčné zrážky**
2. **Cyklonálne zrážky**
3. **Orografické zrážky**

Konvekčné zrážky vypadávajú z kopovitých oblakov, najmä typu *cumulonimbus*. Majú charakter krátkodobých lejakov s vyššou intenzitou. Bývajú sprevádzané búrkami. V oblasti strednej Európy sú najčastejšie tvorené veľkými dažďovými kvapkami, niekedy s krúpami, v prechodných ročných dobách a v zime ich spravidla tvorí mokry sneh a snehové krúčky.

Cyklonálne zrážky sú tekuté zrážky, ktoré vypadávajú v oblasti cyklóny. Môžu sa vyskytnúť v podobe trvalého dažďa ale aj ako prehánky. Delíme ich na **frontálne** a **nefrontálne**. **Frontálne zrážky** vypadávajú v oblasti atmosférického frontu. Na teplom fronte a studenom fronte I. druhu (najmä v chladnom polroku) majú spravidla trvalý charakter a ich intenzita závisí na vlhkosti vzduchu a veľkosti vertikálnych pohybov pozdĺž frontálnej plochy. Na studenom fronte II. druhu (najmä v teplom polroku) sa vyskytujú v podobe prehánok a lejakov. Môžu sa ďalej členiť na predfrontálne a zafrontálne. **Nefrontálne zrážky** nesúvisia priamo s vertikálnymi pohybmi vzduchu na atmosférických frontoch. Patria k nim miestne zrážky, zrážky v nestabilne zvrstvenom studenom vzduchu mimo oblasti frontu, zrážky v teplom sektore cyklón a niekedy aj zrážky orografické.

Orografické zrážky sú zrážky, ktoré sa vytvárajú alebo zosilňujú v dôsledku spolupôsobenia terénnych prekážok a to najmä pri nútenom výstupe vzduchu, následnej kondenzácii a tvorbe oblakov, z ktorých vypadávajú zrážky.

Z hľadiska **doby trvania** rozdeľujeme zrážky na trvalé a prehánky. **Trvalé zrážky** sú tvorené vodnými kvapkami (dážď, mrholenie) alebo ľadovými časticami (sneh, snehové zrná, zmrznutý dážď, krúčky) vypadávajúcimi dlhšiu dobu rovnomernou intenzitou z vrstevnatých oblakov, spravidla typu *nimbostratus* a *altostratus*. V prípade, že trvalé zrážky na určitú dobu ustanú, nazývajú sa občasnými zrážkami. **Prehánky** sú zrážky s náhlym začiatkom a koncom, rýchlym kolísaním intenzity a obvykle krátkym trvaním, ktoré vypadávajú z konvekčných oblakov. Vyznačujú sa pomerne malým územným rozsahom.

8.1.1. Dážď

Z hľadiska tvorby povrchového odtoku a najmä jeho prípadných negatívnych dôsledkov sú z uvedených druhov zrážok najdôležitejšie **dažde**. Rozoznávame **dažde normálne** (bežné), ktoré majú menšiu výdatnosť a kratšiu dobu trvania, takže dažďová voda vsakuje do pôdy a okrem nepriepustných povrchov nevzniká povrchový odtok. Druhým typom sú dažde extrémne, ktoré sa vyznačujú buď veľkou intenzitou a kratším trvaním (tzv. krátkodobé dažde) alebo nižšou intenzitou a dlhým trvaním (dlhodobé napr. cyklonálne dažde). Extrémne dažde už vyvolávajú povrchový odtok. Pri klasifikácii týchto dažďov vychádzame z ich **intenzity (i)**:

$$i = \frac{H_z}{t} \text{ (mm.min}^{-1}\text{)} \quad (8.1)$$

kde H_z je výška zrážok a t je doba ich trvania. Klasifikácia krátkodobých dažďov podľa intenzity je uvedená v tab. 8.2.

Tabulka 8.2 Klasifikácia krátkodobých dažďov podľa intenzity

Označenie dažďa	Úhrn zrážok v mm v závislosti na trvaní dažďa		
	Trvanie dažďa		
	1 hodina	2 hodiny	3 hodiny
Slabý dážď	< 1	< 1,5	< 2,0
Mierny dážď	1,1 – 5,0	1,6 – 7,5	2,1 – 9,0
Silný dážď	5,1 – 10,0	7,6 – 14,0	9,1 – 11,5
Veľmi silný dážď	10,1 – 15,0	14,1 – 21,0	11,6 – 23,5
Lejak	15,1 – 23,0	21,1 – 30,5	23,6 – 33,0
Príval	23,1 – 58,0	30,6 – 64,0	33,1 – 72,0
Prietrž mračien	≥ 58,1	≥ 64,1	≥ 72,1

Okrem hodnoty intenzity dažďa pracujeme aj s hodnotou jej ekvivalentu, ktorý je vyjadrený objemom vody na jednotku plochy za jednotku času. Nazývame ju **špecifická výdatnosť dažďa¹ – q_z** ($\text{l.s}^{-1}.\text{ha}^{-1}$ alebo $\text{m}^3.\text{s}^{-1}.\text{km}^{-2}$). Vzťah medzi intenzitou a špecifickou výdatnosťou je nasledovný:

$$q_z = 166,7 i \text{ (l.s}^{-1}.\text{ha}^{-1}\text{)} \text{ alebo } q_z = 16,67 i \text{ (m}^3.\text{s}^{-1}.\text{km}^{-2}\text{)} \quad (8.2)$$

kde 166,7 resp. 16,67 sú prevodové koeficienty.

Napr. pri intenzite 1 mm.min^{-1} je prevod na $\text{l.s}^{-1}.\text{ha}^{-1}$ nasledujúci:

$$1 \text{ mm.min}^{-1} = 1/60 = 0,01667 \text{ mm.s}^{-1} = 0,01667 \text{ l.s}^{-1}.\text{m}^{-2} = 0,01667.10000 = 166,7 \text{ l.s}^{-1}.\text{ha}^{-1}.$$

Pre prevod na $\text{m}^3.\text{s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ platí:

$$1 \text{ mm.min}^{-1} = 1/60 = 0,01667 \text{ mm.s}^{-1} = 0,01667 \text{ l.s}^{-1}.\text{m}^{-2} = (0,01667/1000).1000000 = 16,67 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}.\text{km}^{-2}$$

8.1.2. Sneh

Špecifickým druhom vertikálnych zrážok je **sneh**. Pri priaznivých klimatických podmienkach ostáva na zemskom povrchu a spôsobuje dočasnú akumuláciu vody v povodí v pevnom stave. Sneh má po napadnutí vzhľadom na svoju farbu vysoké **albedo** (0,85), ktoré však postupne vplyvom štrukturálnych zmien snehových zrn a znečistenia snehu klesá (0,75 pre uľahnutý sneh, 0,5 pre znečistený sneh). Vrstva napadnutého snehu – **snehová pokrývka** pôsobením gravitácie, slnečného žiarenia a rekryštalizácie podlieha zmenám. Hrúbka snehovej pokrývky sa s časom znižuje podľa exponenciálneho zákona, čím zvyšuje svoju **hustotu r**, čo je hmotnosť objemovej jednotky snehu vyjadrená v g.cm^{-3} alebo kg.m^{-3} . Hustota snehu sa pohybuje od $0,02 \text{ g.cm}^{-3}$ pri čerstvom snehu, cez $0,4 \text{ g.cm}^{-3}$ pri uľahnutom snehu až po $0,6 \text{ g.cm}^{-3}$ pri firne. Jednoduchým prevodom hmotnostných jednotiek na jednotky objemové (1 l vody = 1 kg vody) získavame informáciu o **vodnej hodnote snehovej pokrývky**, čo je objem vody, ktorý vznikne roztopením snehovej vrstvy príslušnej hrúbky. Vodnú hodnotu snehu udávame v % alebo ako bezrozmerné číslo. Ak teda vynásobíme výšku snehovej pokrývky v mm vodnou hodnotou snehu, získame údaj o výške vodného stĺpca, ktorý by z tohto snehu vznikol. Ak údaj o vodnej hodnote snehu vynásobíme plochou povodia, ktorá je pokrytá snehovou pokrývkou s touto vodnou hodnotou, získavame informáciu o potenciálnej zásobe (objeme) vody v povodí, ktorá je obsiahnutá v snehovej pokrývke. Z tohto dôvodu majú informácie o výške snehovej pokrývky a jej

¹ Špecifickú výdatnosť dažďa označujeme aj i' [$\text{l.s}^{-1}.\text{ha}^{-1}$], kde $i' = 166,67 \cdot i$

vodnej hodnote zásadný význam pre prognózu veľkosti odtoku a napríklad manipuláciu s hladinou vodnej nádrže, t.j. vytvorením dostatočného zásobného objemu v nádrži.

S hodnotou hustoty snehu úzko súvisí aj hodnota **pórovitosti – p** snehovej pokrývky. Platí závislosť

$$p = \frac{\rho_L - \rho}{\rho} = 1 - 1,09 \rho, \quad (8.3)$$

kde $\rho_L = 0,917 \text{ g.cm}^{-3}$ je hustota ľadu. V tabuľke 8.2 je prehľad základných fyzikálnych charakteristík pre rôzne typy snehovej pokrývky.

Tabuľka 8.2 Základné fyzikálne charakteristiky snehovej pokrývky

Typ snehu	Hustota (v g.cm^{-3})	Pórovitosť (v %)	Rozmer kryštálov (v mm)
Čerstvo napadnutý sneh	0,01 – 0,3	99 – 67	0,01 – 5
Ulahnutý sneh	0,2 – 0,6	78 – 35	0,5 – 3
Firn	0,4 – 0,8	58 – 13	0,5 – 5

Topenie snehu je zložitý termodynamický proces, pri ktorom sa uplatňujú všetky fyzikálne vlastnosti snehu a ich zmeny počas topenia, ale aj fyzikálne parametre atmosféry, ktoré ovplyvňujú energetickú bilanciu snehovej pokrývky. V hydrologickej praxi sa používa **metóda teplotného faktora**. Je to empirická metóda, ktorá pracuje s dostupnými hydrometeorologickými údajmi. Podstata metódy je vyjadrená rovnicou:

$$H_T = a \cdot D \quad (8.4)$$

kde H_T je vrstva vody, ktorá sa roztopí za 1 deň v cm, a je koeficient vyjadrujúci vplyv klimatických podmienok na topenie snehu a D je priemerná hodnota kladných teplôt v priebehu 24 hodín.

8.1.3. Vertikálna diferenciácia zrážkových úhrnov na Slovensku

Vertikálne členenie georeliéfu na území Slovenska výrazne ovplyvňuje úhrny zrážok v jednotlivých oblastiach. Efekt náveternosti a zúveternosti pomerne výrazne mení hodnotu zrážkových úhrnov na stanicach s porovnateľnou nadmorskou výškou.

Pribúdanie zrážkových úhrnov s rastúcou nadmorskou výškou vyjadrujeme hodnotou **zrážkového (pluviometrického) gradientu**, ktorý predstavuje prírastok zrážkového úhrnu pri zmene nadmorskej výšky o 100 m. Pre výpočet ročného úhrnu zrážok vzhľadom na nadmorskú výšku stanice môžeme použiť niekoľko vzťahov. Podľa Gregora je možné úhrn zrážok H_Z vypočítať pomocou nadmorskej výšky stanice H_A nasledovne:

$$H_Z = \frac{1}{5} H_A + 560, \text{ pre polohy do } 650 \text{ m n.m.} \quad (8.5)$$

$$H_Z = \frac{3}{5} H_A + 560, \text{ pre polohy viac ako } 650 \text{ m n.m.} \quad (8.6)$$

Šamaj a Valovič zostavili pre územie Slovenska vzťah:

$$H_Z = 591 + 0,162 H_A + 0,00031 H_A^2 \quad (8.7)$$

Na základe údajov o zrážkových úhrnoch a nadmorských výškach **132 staníc** na území Slovenska v období rokov 1951 – 80 sme odvodili niekoľko závislostí. Vychádzali sme zo základnej funkcie $H_Z = f(H_A)$ a pomocou lineárnej regresie sme odvodili závislosť H_Z a H_A . Urobili sme niekoľko „pokusov“ s nasledujúcimi výsledkami. Keď sme použili všetky stanice bez akejkoľvek selekcie výsledkom bol (obr. 8.1) nasledujúci vzťah:

$$H_Z = 0,4095 H_A + 562,42 \quad (8.8)$$

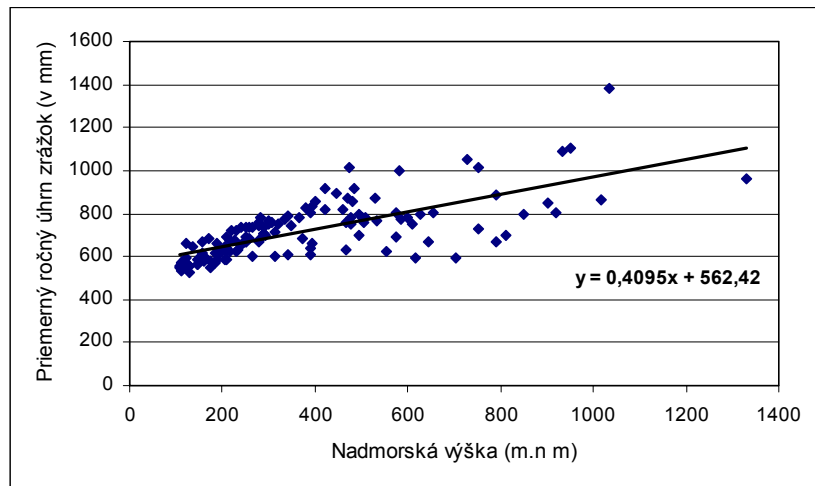
Keď sme zo súboru staníc vylúčili tie, pri ktorých sa vzhľadom na ich polohu dal predpokladať efekt náveternosti alebo zúveternosti dostali sme nasledujúcu závislosť (obr. 8.2):

$$H_Z = 0,6486 H_A + 507,52 \quad (8.9)$$

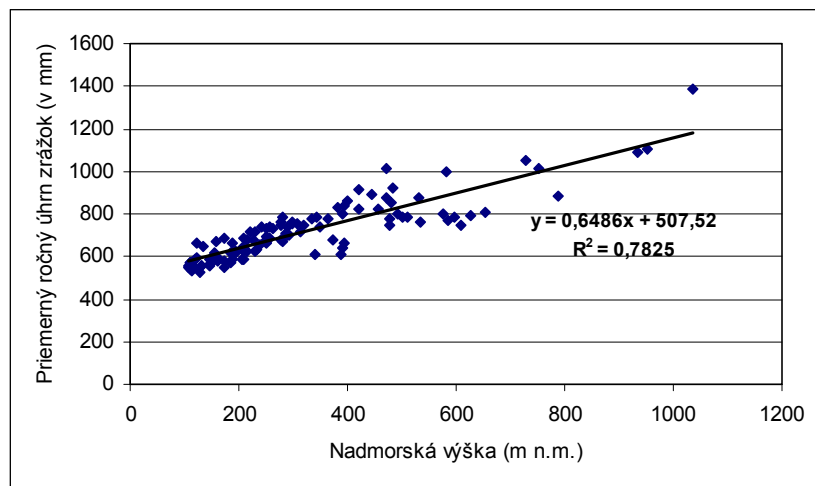
Pri rozdelení súboru staníc podľa nadmorskej výšky podľa Gregora do a nad 650 m n.m sme dostali nasledujúce výsledky (obr. 8.3):

$$H_Z = 0,6265 H_A + 514,04 \text{ pre stanice do } 650 \text{ m n. m} \quad (8.10)$$

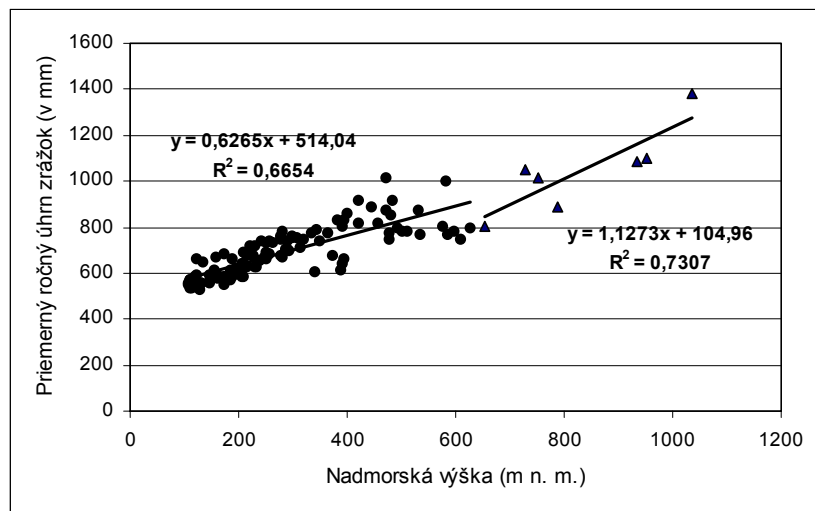
$$H_Z = 1,1273 H_A + 104,96 \text{ pre stanice nad } 650 \text{ m n. m.} \quad (8.11)$$



Obrázok 8.1 Zrážkový gradient na území Slovenska (1. pokus)



Obrázok 8.2 Zrážkový gradient na území Slovenska (2. pokus)



Obrázok 8.3 Zrážkový gradient na území Slovenska (3. pokus)

Vzhľadom na nízky počet staníc v kategórii nad 650 m n.m. je však posledná závislosť zaťažená značnou chybou. Porovnajme si teraz všetky uvedené hodnoty s reálne nameraným zrážkovým úhrnom na vybraných staniach. Vybrali sme stanice Hurbanovo, Nitra, Oravská Lesná, Telgárt, Prievidza a Košice. Výsledky porovnania sú uvedené v tabuľke 8.3. Vyznačili sme hodnoty, ktoré sa najviac priblížili nameranému úhrnu.

Tabuľka 8.3 Porovnanie výsledkov výpočtov jednotlivých zrážkových gradientov

Stanica	m n.m.	1951– 80	Gregor	Šamaj, Valovič	1. pokus (8.8)	2. pokus (8.9)	3. pokus (8.10/8.11)
Nitra	145	561	633	621	622	601	604
Oravská Lesná	934	1 087	1 120	1 013	944	1 113	1 171
Telgárt	901	851	1 100	988	931	1 091	1 135
Prievidza	280	672	700	660	676	689	689
Košice	216	627	668	640	650	647	649
Hurbanovo	115	547	617	613	609	582	586

Ako je zrejmé z tabuľky, sú niektoré odvodené hodnoty výrazne odlišné od nameraných v rovnakom období. Príčinou je práve poloha stanice a z toho vyplývajúca miera ovplyvnenia georeliéfom. Na základe toho sme sa pokúsili ešte detailnejšie vystihnúť závislosť v niektorých konkrétnych prípadoch. Pre stanicu Telgárt sme použili závislosť odvodenú pre stanice v zrážkovom tieni s nadmorskou výškou nad 780 m n.m. Podľa vzťahu

$$H_z = 0,7319H_A + 141,07 \quad (8.12)$$

sme dostali úhrn zrážok 800 mm. Je zrejmé, že táto hodnota sa najviac približuje nameranému stavu (odchýlka 6%).



HYDROMETRIA

PREHĽAD ZÁKLADNEJ TERMINOLÓGIE

Hladinomer (*water level gauge*) – prístroj, alebo zariadenie na meranie úrovne hladiny vody nad zvoleným pevným bodom (napríklad nad **nulou vodočtu**), alebo nad porovnávanou rovinou.

Hydrologická stanica (*hydrological station*) – miesto na vodnom útvare, kde sa vykonávajú hydrologické pozorovania a merania; vybavené je pozorovacími objektmi, zariadeniami alebo prístrojmi.

Hydrometrická vrtuľa (*current meter*) – prístroj na meranie rýchlosti prúdenia vody v mernom bode.

Limnigraf (*water level recorder*) – hladinomer na automatické snímanie a grafický záznam časovej zmeny (časového priebehu) úrovne hladiny vody. Tento registračný záznam zmeny hladiny sa stáva grafickým záznamom vodných stavov len vo väzbe s vodočtom.

Merná krivka prietokov (*rating curve, stage-discharge curve*) – čiara závislosti medzi vodným stavom a prietokom v danom profile toku $Q = f(H)$. Slúži predovšetkým na vyčíslovanie prietokov zo systematicky pozorovaných vodných stavov vo vodomerných staniaciach.

Merná zvislica (*gauging vertical*) – zvislica v prietokovom profile toku, v ktorej sa vykonávajú bodové alebo integračné merania rýchlosti prúdenia vody a hĺbky vody. Za mernú zvislicu môžeme tiež považovať zvislicu presne situovanú na jazere, alebo v nádrži, na ktorej sa vykonávajú rôzne hydrologické merania (hĺbka, teplota, smer prúdenia, odber vzoriek vody a pod.).

Merný priepad (*measuring weir*) – zariadenie na meranie prietoku vody, umiestnené v prietokovom profile toku; tvorí ho pevný prah alebo tenká stena s výrezom určitého geometrického tvaru, cez ktorý prepadá voda. Využíva sa tu jednoznačná hydraulická závislosť medzi prietokom a výškou prepádového lúča.

Nula vodočtu (*gauge zero*) – začiatok stupnice vodočtu, na ktorý sa vzťahuje výška hladiny vody. Výška hladiny vody odčítaná na vodočte je vodný stav. Je to kolmá vzdialenosť hladiny vody vo vodočtetnom profile od nuly vodočtu (resp. od myšlenej horizontálnej roviny preloženej nulou vodočtu – tzv. porovnávačej roviny).

Prietok (*discharge*) – fyzikálna veličina popisujúca určitý stav pohybu kvapaliny. V hydrologickom vyjadrení je to objem vody, ktorá pretečie prietokovým profilom za jednotku času. Podľa spôsobu vyjadrenia hovoríme o objemovom alebo o hmotnostnom prietoku. Udáva sa v $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ alebo $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$. Znamená tiež jav pretekania vody prietokovým profilom.

Vodočet (*water stage gauge*) – hladinomer s pevne osadenou číselnou stupnicou, alebo pevnými výškovými znakmi (vzťahnutými k nule vodočtu) na priame odčítanie vodných stavov, umiestnený na povrchovom vodnom útvare.

Vodočetná stanica (*water stage gauging station*) – hydrologická stanica na vodnom útvare vybavená vodočtom, v ktorej sa vykonávajú merania vodných stavov. Tieto merania sa v prevažnej časti vodočetných staníc vykonávajú systematicky a sú podkladom pre následné hydrologické činnosti – vyčíslovanie prietokov. Existuje malá časť vodočetných staníc, v ktorých sa vykonávajú iba merania vodných stavov (napr. za povodní, pod vodnými dielami, na meranie spádov vo vzdutých tratiach tokov, súčasť profilového merania hladín podzemných vôd a pod.).

Vodomerná stanica (*stage-discharge gauging station*) – hydrologická stanica na toku vybavená vodočtom, v ktorej sa vykonávajú systematické merania vodných stavov, merania prietokov, prípadne ďalších hydrologických prvkov.

Vodomerný profil (*discharge measurement cross section*) – priečný profil toku vybavený vodočtom, v ktorom sa merajú vodné stavy, prietoky, prípadne ďalšie hydrologické prvky. Výber miesta pre zriadenie takéhoto profilu na toku sa riadi určitými hydrologickými a hydraulickými kritériami. Plní obyčajne viacúčelovú funkciu.

Vodný stav (*water stage*) – výška hladiny vody nad zvoleným pevným bodom (napríklad nad nulou vodočtu) alebo porovnávacou rovinou. Predstavuje obvykle relatívnu výšku hladiny vody (nula vodočtu nemusí byť totožná s dnom koryta toku). Udáva sa spravidla v cm, alebo v nadmorskej výške (v m n. m.).

9.1. MERANIE HODNÔT HYDROLOGICKÝCH PRVKOV

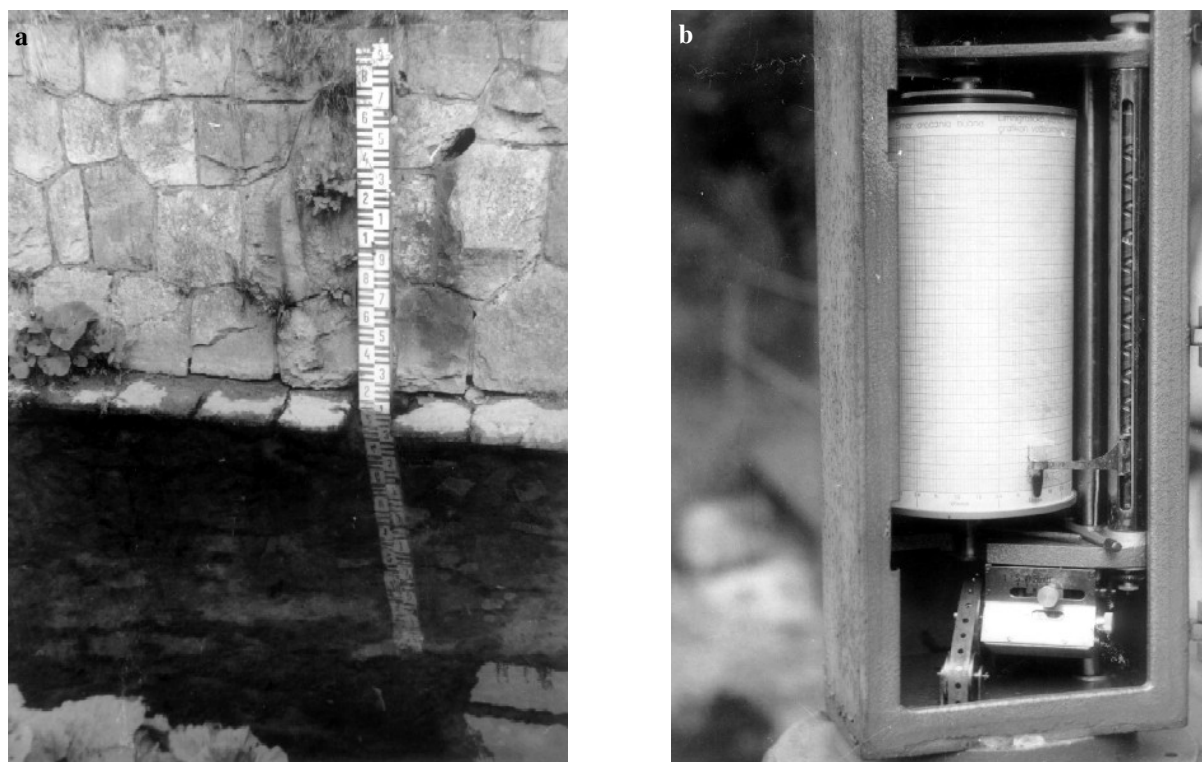
9.1.1. Meranie vodného stavu

Hydrologické stanice na našich vodných tokoch delíme na **vodočetné** a **vodomerné**. Toto členenie je založené na odlišnosti v účele staníc a z toho vyplývajúceho zariadenia na meranie. Obidve skupiny staníc však majú spoločné to, že sa v nich sleduje **vodný stav** daného toku. Vodný stav môžeme označiť za základnú hydrologickú veličinu, lebo je ako jediná kvantitatívna hydrologická veličina denne priamo meraná na hydrologickej stanici.

Výber miesta pre situovanie hydrologickej stanice na toku sa robí podľa určitých kritérií, zohľadňujúcich stabilitu koryta, dobré možnosti a presnosť hydrologických meraní.

Vodočetná stanica je hydrologická stanica na vodnom útvere vybavená vodočtom, v ktorej sa vykonávajú merania **vodných stavov**. Tieto merania sa v prevažnej časti vodočetných staníc vykonávajú systematicky a sú podkladom pre následné hydrologické činnosti – vyčíslovanie prietokov. Existuje malá časť vodočetných staníc, v ktorých sa vykonávajú iba merania vodných stavov (napr. za povodní, pod vodnými dielami, na meranie spádov vo vzdutých tratiach tokov, súčasť profilového merania hladín podzemných vôd a pod.).

Vodomerná stanica je hydrologická stanica na toku vybavená vodočtom, v ktorej sa vykonávajú systematické merania **vodných stavov, prietokov, prípadne ďalších hydrologických prvkov**. Úmerne k rozsahu hydrologických činností, ktoré sa v tejto stanici vykonávajú, je stanica príslušne technicky vybavená (vodočet, pevný nivelačný bod, limnigraf, telefón, prístroj na diaľkový prenos, pomôcky na odber vzoriek vody pre meranie plavenín, kvality vody a pod.).

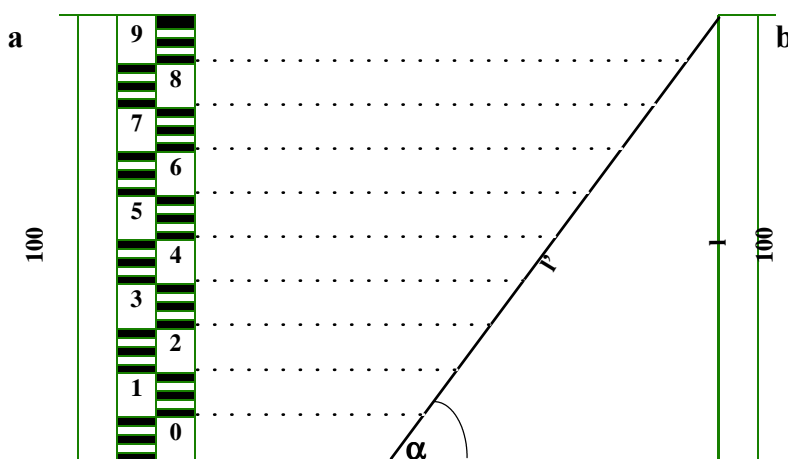


Obrázok 9.1 Technické vybavenie vodočetnej (a – vodočet) a vodomernej stanice (b – limnigraf)

Vodný stav (H) je dôležitým hydrologickým prvkom na výpočet ďalších hydrologických charakteristík, a to najmä **prietoku** (Q). Vodný stav sa udáva v **centimetroch**. Meraniu vodného stavu je preto venovaná náležitá pozornosť s dôrazom na presnosť odčítavania. Podľa typu vodočtu pozorovatelia odčítavajú hodnoty vodného stavu s presnosťou 0,5; resp. 1 cm. Limnigrafický záznam umožňuje presnejšie odčítanie hodnôt. Najväčšou výhodou limnigrafického záznamu (limnigramu) je však jeho kontinuálnosť. Na vodočetných staniaciach pozorovateľ odčíta hodnotu vodného stavu 1 x denne, najčastejšie ráno. Táto hodnota môže v priebehu dňa výrazne kolísaf. Na menších horských tokoch môže v určitých prípadoch za 24 hodín

medzi dvoma odčítaniami vodných stavov prebehnúť prietoková vlna charakteru povodne. Jej priebeh, dosiahnuté maximum a celkový objem, je možné zistiť len z limnigrafického záznamu.

Vodočet je hladinomer s pevne osadenou číselnou stupnicou, alebo pevnými výškovými znakmi (vzťahnutými k nule vodočtu) na priame odčítanie vodných stavov, umiestnený na povrchovom vodnom útvare. Umiestnenie môže byť zvislé, alebo šikmé a z konštrukčného hľadiska môže mať rôzne prevedenie, v závislosti od miestnych podmienok a možností jeho upevnenia. Najčastejší typ vodočtu používaný u nás je zvislý, šikmý, alebo ich kombinácia. Kolmé vodočty bývajú umiestnené na pilieroch mostov, na kolmých opevneniach nabreží, na pilotách zarazených v toku a pod. Šikmé vodočty sú typické pre väčšie toky, ktoré majú nábrežie upravené šikmými svahmi. Priemet šikmej stupnice do zvislej roviny musí zodpovedať stupnici zvislého vodočtu (obr. 9.2).



Obrázok 9.2 Vodočet: a – kolmý, b – šikmý

Skutočná dĺžka šikmého vodočtu l sa vypočíta zo vzťahu:

$$l = \frac{l'}{\sin \alpha} \quad (9.1)$$

kde symboly l , l' a α sú zrejme z obr. 9.2.

Nula vodočtu je začiatok stupnice vodočtu, na ktorý sa vzťahuje výška hladiny vody. Výška hladiny vody odčítaná na vodočte je **vodný stav**. Je to kolmá vzdialenosť hladiny vody vo vodočetnom profile od nuly vodočtu (resp. od myšlenej horizontálnej roviny preloženej nulou vodočtu – tzv. porovnávacej roviny). Vodný stav nepredstavuje hĺbku toku. Osadenie vodočtu (a teda aj nuly vodočtu) v profile toku robí sa tak, aby nula vodočtu bola vždy pod najnižšou možnou hladinou vody v toku aj v budúcnosti (aby nedochádzalo k záporným vodným stavom). Je snaha vodočty osadzovať tak, aby dlhodobo nemuselo dochádzať k zmene nuly vodočtu. Výška nuly vodočtu je vzťahnutá na štátnu niveláciu; ak k nej pripočítame vodný stav dostávame výšku hladiny vody v nadmorskej výške.

Hladinomer je prístroj, alebo zariadenie na meranie úrovně hladiny vody nad zvoleným pevným bodom (napríklad nad **nulou vodočtu**), alebo nad porovnanou rovinou. Táto úroveň, alebo výška vodnej hladiny môže byť meraná priamo, alebo nepriamo. Meradlo na priame meranie môže byť pevné, alebo pohyblivé, zvislé, alebo šikmé, hrotové, hákové, lankové so závažím a pod. Určujúcou črtou tejto skupiny meradiel výšky vodnej hladiny je, že odčítanie sa robí priamo v dĺžkových merných jednotkách bez akýchkoľvek prevodov. Meradlo na nepriame určovanie výšky vodnej hladiny predstavuje merací systém, ktorý tlakový, elektrický, akustický, alebo iný signál premieňa na výstupnú hodnotu úmernú výške vodnej hladiny. Všetky typy hladinomerov merajú výšku hladiny vody nad určitou presne definovanou porovnávacou rovinou.

Limnigraf je hladinomer na automatické snímanie a grafický záznam časovej zmeny (časového priebehu) úrovně hladiny vody. Je to v podstate plavákové meradlo s dvoma funkciami. Plavákom sa sníma zmena hladiny, ktorá cez ocelovú pásku s protizávažím sa prenáša cez kladku (súbor mechanických prevodov) na registračné zariadenie, ktoré na registračnú papierovú pásku zaznamenáva časovú zmenu hladiny (druhá funkcia limnigrafu). Tento registračný záznam zmeny hladiny sa stáva grafickým záznamom vodných stavov len vo väzbe s vodočtom.

Okrem uvedeného mechanického spôsobu prenosu zmien vodného stavu sa využívajú snímače registrujúce zmenu **hydrostatického tlaku kvapaliny** (tekutiny, ale aj plynu), ďalej snímače, ktoré pracujú na princípe **merania zmeny kapacity** v závislosti od dĺžky ponoreného vodiča pod hladinou a iné.

9.1.2 Meranie prietokov

Prietok je fyzikálna veličina popisujúca určitý stav pohybu kvapaliny. V hydrologickom vyjadrení je to objem vody, ktorá pretečie prietokovým profilom za jednotku času. Podľa spôsobu vyjadrenia hovoríme o objemovom alebo o hmotnostnom prietoku. Ak sa hodnota tohto prietoku použije pre návrh vodohospodárskeho diela, hovoríme o návrhovom prietoku; prietok pripadajúci na jednotku šírky prietokového profilu prípadne priepadovej hrany sa označuje ako jednotkový prietok. Udáva sa v $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ alebo $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$. Znamená tiež jav pretekania vody prietokovým profilom.

Prietok (Q) môžeme zistiť niekoľkými spôsobmi. Prvý spôsob je **priame meranie** do mernej nádoby, keď veľkosť prietoku zistíme podľa vzorca:

$$Q = \frac{V}{t} \quad (9.2)$$

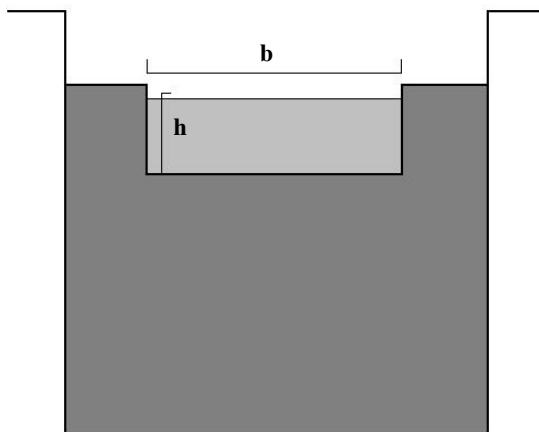
kde Q je nameraný prietok, V je objem mernej nádoby a t je čas, za ktorý sa merná nádoba naplní. Prietok sa udáva v **metroch kubických za sekundu** ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), pre menšie toky a pramene v **litroch za sekundu** ($\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$). V súčasnosti sa priame meranie využíva pri minimálnom počte profilov.

Ďalším spôsobom merania prietokov je meranie pomocou **merných priepadov**. Merný priepad je zariadenie na meranie prietoku vody, umiestnené v prietokovom profile toku; tvorí ho pevný prah alebo tenká stena s výrezom určitého geometrického tvaru, cez ktorý prepadá voda. Využíva sa tu jednoznačná hydraulická závislosť medzi prietokom a výškou prepádového lúča. Kompletné merné zariadenie sa skladá z prívodnej časti, vlastného merného objektu a odtokovej časti. Každá časť je navrhovaná podľa určitých hydraulických kritérií. U väčších prietokov prívodná časť priepadu by mala zabezpečiť čo najrovnomernejšie rozdelenie prítokovej rýchlosti v priečnom profile. Meranie výšky priepadového lúča musí sa robiť v hornej vode nad jeho znížením. Samotný objekt musí byť situovaný kolmo na smer toku a musí byť nepriepustný. Hladina dolnej vody musí byť nižšie ako priepadová hrana, aby nedošlo k jej zahlteniu. U menších prietokov najmä u pramenných výverov sa budujú tenkostenné priepady rôznych geometrických tvarov (trojuholník, obdĺžnik, lichobežník). Na rozdiel od predchádzajúcich typov je tu snaha v prívodnej časti merného objektu zriadiť menšiu nádrž určitého objemu, aby sa dosiahla prakticky zanedbateľná prítoková rýchlosť na priepadovú hranu objektu.

Na výpočet prietoku pri použití **Ponceletovho priepadu** (obdĺžnikového) platí vzorec:

$$Q = \frac{2}{3} \cdot \mu \cdot b \cdot h \cdot \sqrt{2gh} \quad (9.3)$$

kde μ je súčiniteľ vplyvu kontrakcie (mení sa s hrúbkou prepádajúceho prúdu vody), b je šírka priepadu, h prepádová výška a g je konštanta tiažového zrýchlenia ($9,81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$). Je to Dubuatov vzorec vhodný pre každý obdĺžnikový priepad.



Obrázok 9.3 Schematické znázornenie Ponceletovho priepadu

Pri použití **Thomsonovho priepadu** (trojuholníkového) s vrcholovým uhlom 90° vypočítame prietok podľa vzorca:

$$Q = \frac{8}{15} \cdot \mu \cdot h^2 \cdot \sqrt{2gh} = 1,46 h^{5/2} \quad (9.4)$$

pre $\mu = 0,62$.

V hydrologickej praxi sa najčastejšie na meranie prietoku využíva **hydrometrovanie**. Princíp tejto metódy je v meraní rýchlosti prúdenia vody a zistení plochy prietočného profilu. Vychádzame pri tom z vlastnej definície prietoku, ktorú vyjadruje vzťah:

$$Q = F \cdot v_P \quad (9.5)$$

kde F je plocha prietočného profilu a v_P je priemerná rýchlosť prúdenia vody v mernom profile.

Pri hydrometrovaní zisťujeme obidve skúmané veličiny (plochu a rýchlosť) súčasne pomocou **hydrometrickej vrtule**. Skladá sa z pevnej časti – tela vrtule, z pohyblivej časti – vrtule, z kontaktného a prevodového zariadenia a smerového stabilizátora. Hlavnou rozlišovacou charakteristikou vrtule je jej geometrické stúpanie. Rýchlosť prúdenia sa určuje pomocou počtu otáčok pohyblivej časti prístroja – vrtule, za určitý časový interval. Počet otáčok je úmerný rýchlosti prúdenia vody. Táto úmernosť sa pre každú vrtulu stanovuje kalibráciou a znázorňuje sa graficky priamkou (alebo viacerými priamkami), alebo analyticky výpočtom.

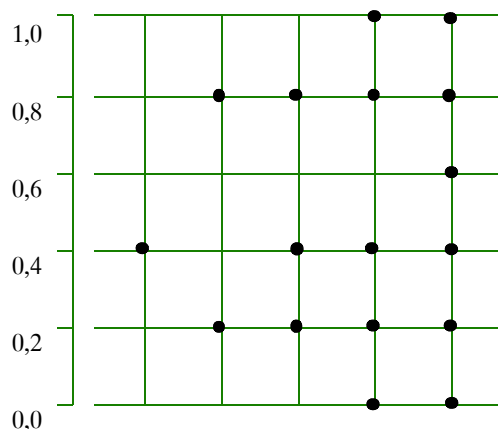
Hydrometrické vrtule môžeme podľa určitých hladísk alebo konštrukčných znakov rozdeliť do určitých skupín:

- podľa spôsobu použitia
 - na tyči,
 - na závese,
 - univerzálne,
 - špeciálne,
- podľa polohy osi otáčania pohyblivej časti
 - s horizontálnou osou otáčania,
 - s vertikálnou osou otáčania,
- podľa konštrukcie a tvaru vrtule
 - skrutkovitá vrtuľa,
 - misková vrtuľa,
- podľa veľkosti resp. hmotnosti (toto rozdelenie má viac subjektívny charakter)
 - malé (na tyči),
 - stredné (do 30 kg),
 - ťažké (nad 30 kg).

Súčasťou vybavenia malých vrtúľ je tyčka (sondážna tyč) s dĺžkovou stupnicou na meranie hĺbok. Merania strednou a ťažkou vrtulou sa vykonávajú pomocou závesného zariadenia.

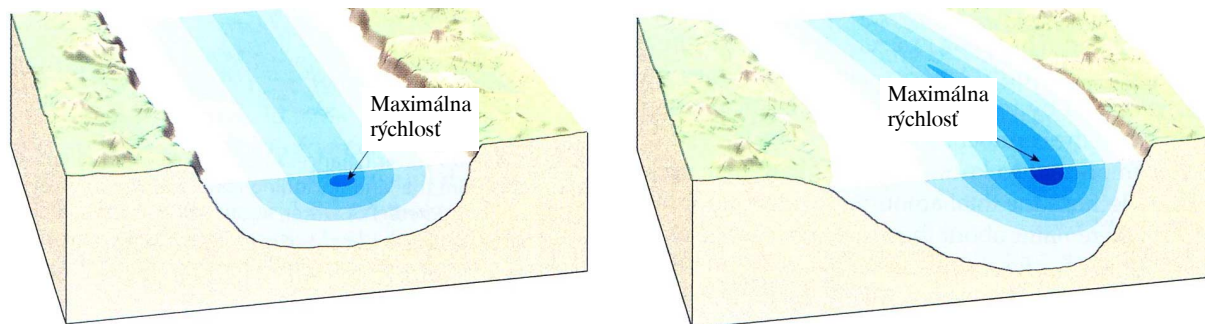
Rýchlosť prúdenia vody v priečnom profile koryta toku sa mení. V prípade pravidelného a symetrického koryta je v horizontálnom smere minimálna pri brehu a maximálna v mieste najväčších hĺbok, vo vertikálnom smere je najnižšia pri dne a najvyššia tesne pod hladinou. Z uvedeného vyplýva, že na stanovenie prietoku nestačí merať rýchlosť prúdenia v jednom bode merného profilu. Je potrebné pokúsiť sa zvoliť taký počet a umiestnenie bodov, v ktorých meriame rýchlosť, aby čo najpresnejšie vystihovali rozdelenie rýchlosti vody v profile. V praxi preto používame meranie v **merných zvisliciach**, pričom počet meracích bodov na jednej zvislici závisí od hĺbky vody v zvislici.

Merná zvislica je zvislica v prietokovom profile toku, v ktorej sa vykonávajú bodové alebo integračné merania rýchlosti prúdenia vody a hĺbky vody. Za mernú zvislicu môžeme tiež považovať zvislicu presne situovanú na jazere, alebo v nádrži, na ktorej sa vykonávajú rôzne hydrologické merania (hĺbka, teplota, smer prúdenia, odber vzoriek vody a pod.).



Obrázok 9.4 Umiestnenie merných bodov na zvislici v závislosti od ich počtu

Podľa počtu zvislíc a celkovej podrobnosti rozdeľujeme meranie na **základné** a **skrátene**. Rozdiel medzi nimi spočíva v tom, že pri základnom meraní je počet zvislíc väčší, rýchlosť prúdu sa meria minimálne v 75% merných zvislíc, merné zvislice s 5 a viac bodmi musia tvoriť aspoň polovicu a čas merania rýchlosti prúdenia v jednom bode je aspoň 50 sekúnd. Pri skrátene meraní sú všetky tieto parametre nižšie. Umiestnenie merných bodov na zvislici v závislosti od ich počtu je na obr. 9.4. Na obr. 9.5 je znázornený priebeh rýchlosti prúdenia vody v celom mernom profile. Z obrázka je zrejmé, že priebeh rýchlosti sa mení v závislosti na tvare profilu.



Obrázok 9.5 Priebeh rýchlosti prúdenia vody v mernom profile v závislosti na tvare profilu

Namerané hodnoty môžeme vyhodnotiť rôznymi metódami, napr. **graficko-počítačskou**, **analytickou** a i. Doteraz spomínané metódy merania prietokov môžeme označiť ako klasické.

Medzi novšie metódy zaraďujeme napr. **indikátorové metódy**:

- princíp spočíva v pridaní stabilnej chemikálie alebo rádionuklidu (**indikátorov**) do vody a ich sledovaní v kontrolných profiloch,
- podľa vlastnej aplikácie indikátorov do toku rozoznávame **rýchlostnú** metódu, **zmiešavaciu** metódu a **integračnú** metódu.

Pracnosť a časová náročnosť merania prietokov hydrometrovaním a indikátorovými metódami spôsobili, že sa začali rozvíjať aj iné metódy, napr. **ultrazvuková metóda** a **metóda elektromagnetickej indukcie**:

- **ultrazvuková metóda** využíva skutočnosť, že rýchlosť zvukovej vlny prostredím závisí od elastickej a hustoty prostredia. Meranie ovplyvňujú niektoré kvalitatívne vlastnosti vody, napr. teplota a koncentrácia rozpustených látok vo vode.
- **metóda elektromagnetickej indukcie** využíva prúd vody ako vodič a v umelo vytvorenom magnetickom poli nameraná veľkosť indukovaného napätia je priamo úmerná rýchlosti prúdenia vody.

9.1.3. Vzťah medzi hodnotou vodného stavu a prietoku

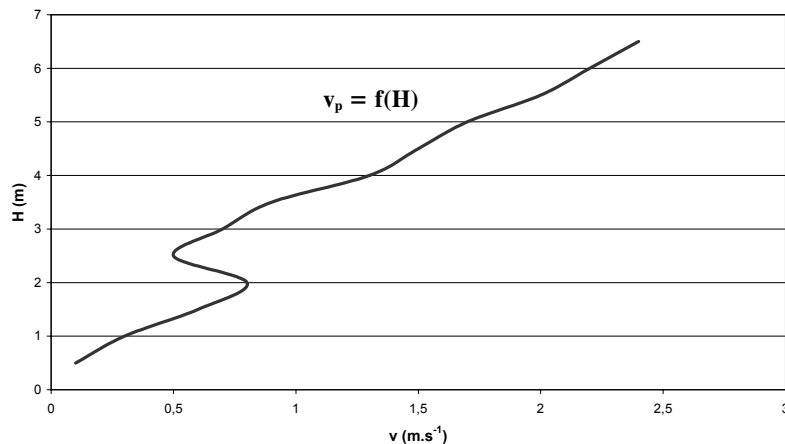
Z doteraz uvedených spôsobov merania prietokov jasne vyplýva, že ak by sme chceli prietoky (podobne ako vodné stavy) denne merať, bolo by to na väčších tokoch mimoriadne nákladné. Pri určitých situáciách (napr. povodniach) by to bolo pravdepodobne úplne nemožné. Hodnota prietoku však patrí medzi dôležité hydrologické informácie a je potrebné ju poznať denne. Riešením je využitie vzťahu medzi **vodným stavom a prietokom** a **konštrukcia mernej krivky prietokov**.

Merná krivka prietokov je čiara závislosti medzi vodným stavom a prietokom v danom profile toku. Služi predovšetkým na vyčíslovanie prietokov zo systematicky pozorovaných vodných stavov vo vodomerných staniaciach. Tento vzťah závislosti $Q = f(H)$ nie je trvalo konštantný, ale mení sa v čase v dôsledku zmien priečného profilu koryta (**vymieľanie**, **zanášanie**) ako aj v dôsledku nestacionarity prúdenia (**hysterezia**). Zmenu mernej krivky v prvom prípade treba kontrolovať kontrolnými meraniami prietokov. Ich počet je závislý od intenzity zmien profilu koryta. V druhom prípade sa konštruuje spriemerovaná merná krivka. Vychádza sa tu z predpokladu, že kladné i záporné odchýlky prietokov, spôsobených hystereziou sa pre prietokovú vlnu ako celok vyrovnajú. Ak vzťah $Q = f(H)$ nie je jednoznačný (premenlivé vzdutie hladiny), potom na kontinuálny výpočet prietoku sa používa ďalší parameter, ktorým je sklon hladiny, pre ktorý treba zriadiť spádový vodočet. Tvar mernej krivky je závislý od morfológie merného profilu i morfológie časti vodného toku nad a pod merným profilom. Charakteristickou vlastnosťou mernej krivky je jej **citlivosť**.

Zo vzťahu (9.5) vyplýva závislosť **prietoku** od **prietočnej plochy** a **rýchlosti prúdenia** vody. **Prietočná plocha F** však priamo závisí od výšky vodnej hladiny v profile, čiže od **vodného stavu**.

Vykreslením vzťahu $F = f(H)$ získame predstavu o zmene prietocnej plochy so zmenou vodného stavu.

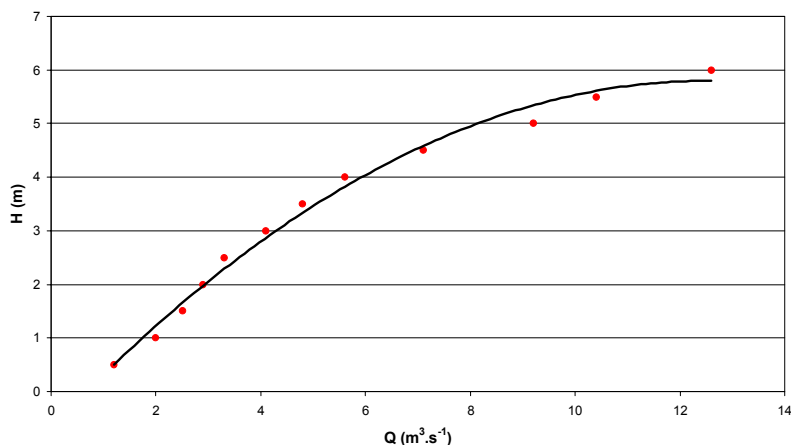
Podobným spôsobom vykreslíme závislosť medzi rýchlosťou a vodným stavom, $v_p = f(H)$ na základe výsledkov hydrometrovania pri rôznych hodnotách vodného stavu. Pre vyššie hodnoty vodného stavu môžeme čiaru extrapolovať, alebo využijeme niektorý z rýchlostných vzorcov na výpočet rýchlosti turbulentného prúdenia v otvorených korytách.



Obrázok 9.6 Závislosť zmeny rýchlosti prúdenia vody od zmeny vodného stavu

Z uvedených závislostí $F = f(H)$ a $v_p = f(H)$ získame na základe vzťahu $Q = F \cdot v_p$ hodnoty potrebné pre vykreslenie mernej krivky prietokov, čiže závislosti $Q = f(H)$. Na základe denného sledovania vodných stavov a mernej krivky prietokov máme okamžitú informáciu o hodnote prietoku v príslušnom profile.

Vykreslenie mernej krivky nielen v normálnej ale aj v logaritmickú sieti má veľký význam. Porovnaním obrázkov je zrejmé, že pri logaritmickú sieti má merná krivka prietokov tvar priamky a tým umožňuje jednoduchú extrapoláciu a pod.



Obrázok 9.7 Merná krivka prietokov v normálnej sieti

Priebeh mernej krivky prietokov pre daný profil nie je nemenný a je potrebné ho neustále sledovať a upravovať. Je to spôsobené tým, že zmenou prietocnej plochy alebo rýchlosti prúdenia dochádza pri rovnakom vodnom stave aj k zmene hodnoty prietoku.

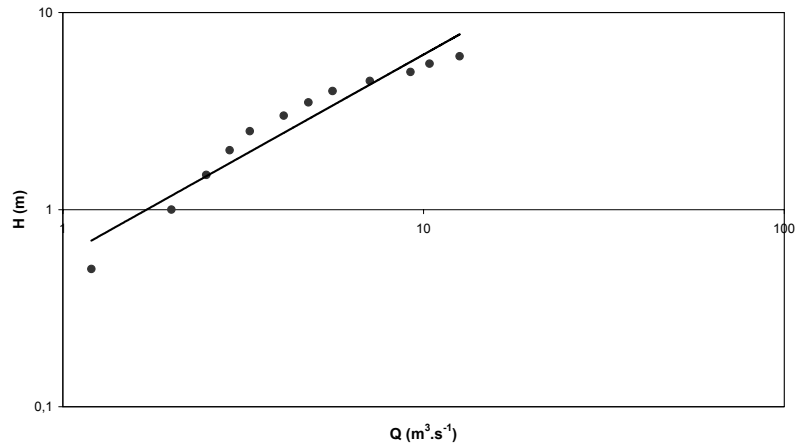
Prietocný profil sa môže zmeniť:

- zanesením koryta alebo
- naopak eróziou a odnosom materiálu pri povodniach.

Rýchlosť prúdenia vody sa mení:

- v závislosti od zmeny sklonu hladiny, napr. pri povodniach,
- pri menších tokoch v letnom období vplyvom zarastania toku, resp. rozbuženia brehového porastu dochádza taktiež k zmenám v rýchlosti vplyvom zvýšenej drsnosti,
- naproti tomu v zime na zmenu rýchlosti vplyvom množstva a druhu ľadových úkazov.

Z tohto dôvodu existuje pre vodomerný profil niekoľko merných kriviek prietokov, pričom každá z nich má časove obmedzenú dobu platnosti.



Obrázok 9.8 Merná krivka prietokov v logaritmickej sieti

Merné krivky prietokov sa v jednotlivých merných profiloch aktualizujú pravidelným hydrometrovaním. Frekvencia hydrometrovania závisí od významnosti profilu ako aj vodného toku, od zmien podmienok v prietočnom profile ako aj od možností pobočiek SHMÚ. Na Dunaji v Bratislave sa hydrometruje pravidelne raz za mesiac, v prípade potreby aj častejšie.

10

METÓDY SPRACOVANIA A HODNOTENIA HYDROLOGICKÝCH DÁT

PREHĽAD ZÁKLADNEJ TERMINOLÓGIE

Chronologická čiara (*graph of the hydrologic time series*) – grafické znázornenie časového priebehu hydrologického radu spojitou čiarou alebo v diskretných hodnotách, napr. čiara prietokov, hyetogram, čiara stavov hladiny podzemnej vody, a pod.

Čiara vodných stavov (*water-stage hydrograph, limnigraph*) – časový záznam údajov o vodných stavoch z limnigrafu. Môže mať grafickú podobu (limnigrafická páska), alebo môže byť v digitálnom kóde pre priame spracovanie na počítači. Pre hydrologickú prax je každá forma záznamu prijateľná; pre ďalšie spracovanie alebo archivovanie musí byť tento záznam skontrolovaný.

Čiara prietokov (*hydrograph*) – chronologická čiara prietokov v danom profile. Poskytuje grafický priebeh zmien prietoku v čase.

Hydrologický rad (*hydrologic series*) – chronologicky zoradený súbor hodnôt hydrologických prvkov alebo hydrologických charakteristík. Zostavuje sa zo zvoleného súvislého časového obdobia, pre potreby vodohospodárskych výpočtov alebo plánovania zvyčajne z reprezentatívneho obdobia.

Reálny hydrologický rad (*measured hydrologic time series*) – chronologicky zoradený súbor hodnôt meraných hydrologických prvkov alebo charakteristík zo súvislého obdobia.

Odvedený hydrologický rad (*modelled hydrologic time series*) – chronologicky zoradený súbor hodnôt hydrologických prvkov alebo charakteristík získaných pomocou hydrologickej analógie, deterministických alebo stochastických hydrologických modelov za zvolené obdobie.

Priemerná hodnota hydrologického prvku (*average value*) – aritmetický alebo vážený priemer všetkých hodnôt súboru hydrologického prvku alebo charakteristiky (napr. priemerný ročný prietok, priemerná zvislicová rýchlosť, priemerná denná teplota a pod.)

Dlhodobý priemer (*long-term average*) – hodnota aritmetického priemeru hydrologického prvku, alebo charakteristiky určená za viacročné obdobie, resp. reprezentatívne obdobie (spravidla niekoľko desaťročí).

Ustálený vodný stav (*steady-water stage*) – vodný stav v toku alebo nádrži, ktorý sa po určitú dlhšiu dobu výrazne nemení.

Priemerný vodný stav (*mean water stage*) – aritmetický priemer všetkých vodných stavov v danom profile za uvažované obdobie (napríklad deň, mesiac, sezóna, rok a pod.). Stanovuje sa spravidla aritmetickým priemerom priemerných denných vodných stavov (priemerný denný, aritmetickým priemerom hodinových vodných stavov) za uvažované obdobie. Udáva sa spravidla v cm.

Minimálny vodný stav (*minimum water stage*) – najnižší okamžitý vodný stav v danom profile za zvolené obdobie. Na prirodzených tokoch sa za minimálny vodný stav považuje spravidla najnižší priemerný denný vodný stav. Udáva sa spravidla v cm alebo v nadmorskej výške (v m n. m.).

Maximálny vodný stav (*maximum water stage*) – najvyšší okamžitý vodný stav v danom profile za zvolené obdobie. Udáva sa spravidla v cm alebo v nadmorskej výške (v m n. m.).

Kulminačný vodný stav (*peak water stage*) – najvyšší okamžitý vodný stav prietokovej vlny. Vztahuje sa aj na najvyšší vodný stav náhle zvýšenej hladiny vody (prechodne vzdutej hladiny) v dôsledku prekážky alebo odporu, ktorému je prúdenie vystavené. Udáva sa spravidla v cm alebo v nadmorskej výške (v m n. m.).

Priemerný prietok (*mean discharge*) – aritmetický priemer všetkých prietokov v danom profile za uvažované obdobie (napríklad deň, mesiac, sezóna, rok a pod.). Stanovuje sa spravidla aritmetickým priemerom priemerných denných prietokov (priemerný denný, aritmetickým priemerom hodinových prietokov) alebo podielom celkového pretečeného množstva (objemu) vody a počtu sekúnd za uvažované obdobie. Udáva sa v $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ alebo v $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Kulminačný prietok (*peak flow*) – najväčší okamžitý prietok prietokovej vlny. Kulminačný prietok prietokovej vlny a jej kulminačný vodný stav sa spravidla nevyskytujú v rovnakom čase. Obvykle sa však kulminačný prietok priraduje kulminačnému vodnému stavu. Udáva sa v $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ alebo v $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$.

Hydromodul (*water-stage range*) – variačné rozpätie, ktoré predstavuje rozdiel medzi najvyšším a najnižším vodným stavom v určitom profile za určitý čas. Spravidla sa udáva v cm.

10.1. METÓDY HODNOTENIA VODNÝCH STAVOV

Po stanovení hodnôt vodných stavov je základným spôsobom ich vyhodnotenia vykreslenie **chronologickej čiary** vodných stavov za určité zvolené obdobie (obr. 10.1). Z množiny napozorovaných dát sa týmto zoradením stáva **hydrologický rad**. Ako vyplýva z obr. 10.1 je konštrukcia čiary vodných stavov veľmi jednoduchá. Na os x nanášame jednotky času a na os y hodnoty prisluchajúcich vodných stavov. Už z chronologickej čiary vodných stavov je možné zistiť maximálny a minimálny vodný stav za sledované obdobie. Rozdiel týchto hodnôt nazývame **variácie rozpätie – amplitúda**. Ďalšie hodnoty zaujímavé z hľadiska hodnotenia hydrologického radu získame využitím jednoduchých metód matematickej štatistiky. Za základnú **strednú hodnotu** najčastejšie volíme **aritmetický priemer**

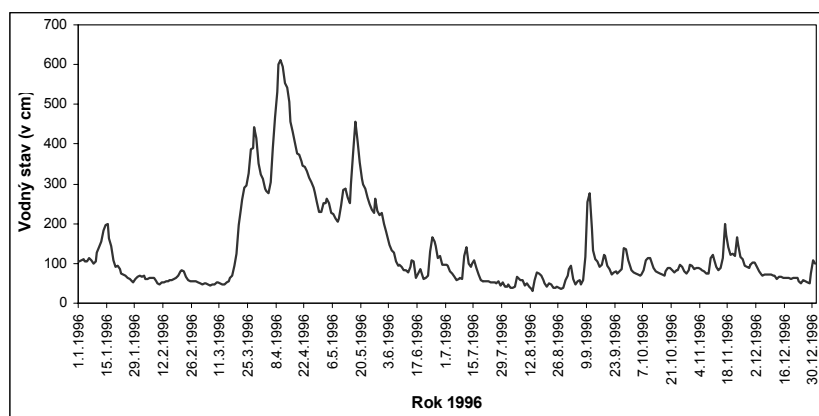
$$x = \frac{1}{n} \cdot \sum (x_i) \quad (10.1)$$

kde **n** je celkový počet prvkov x, alebo **medián** – x_m

$$(x_1, x_2, x_3, \dots, x_m, \dots, x_{n-2}, x_{n-1}, x_n) \quad (10.2)$$

kde počet prvkov x_1 až $x_m = x_m$ až x_n .

x_1 až x_n je hydrologický rad usporiadaný podľa veľkosti prvkov x. Na základe takto usporiadaných hodnôt môžeme zistiť aj **modus**, čiže najčastejšie sa opakujúcu hodnotu vodného stavu.



Obrázok 10.1 Chronologická čiara denných vodných stavov

Pri analýze ročného chodu vodných stavov nás však najčastejšie zaujíma ako dlho bol na sledovanom toku prekročený určitý vodný stav. Odpoveď na túto otázku dostaneme zostrojením **čiar prekrôčenia** priemerných vodných stavov. Najmenší počet prvkov hydrologického radu vodných stavov, s ktorými najčastejšie pracujeme, je 365, čiže ročný rad. Tento si najprv rozdelíme do triednych intervalov, pravidelného alebo nepravidelného rozsahu. Najčastejšie volíme 10 až 20 pravidelných triednych intervalov. Pri tomto počte intervalov dosiahneme najmenšie chyby. Zistíme, koľko vodných stavov sledovaného radu patrí do príslušného intervalu a vypočítame kumulatívnu početnosť (tab. 10.1). Na základe týchto hodnôt vykreslíme čiaru prekrôčenia vodných stavov tak, že na os x nanášame hodnoty kumulatívnej početnosti a na os y hodnoty vodných stavov (hornú hranicu intervalu). Z takto získanej čiary prekrôčenia vodných stavov môžeme zistiť dobu, počas ktorej je dosiahnutá alebo prekročená určitá hodnota vodného stavu. Tieto hodnoty označujeme ako **M-denné vodné stavy**, kde M je počet dní (najčastejšie 30, 60, 90 atď.). Celý postup je možné v súčasnosti automatizovať pomocou štandardných počítačových programov.

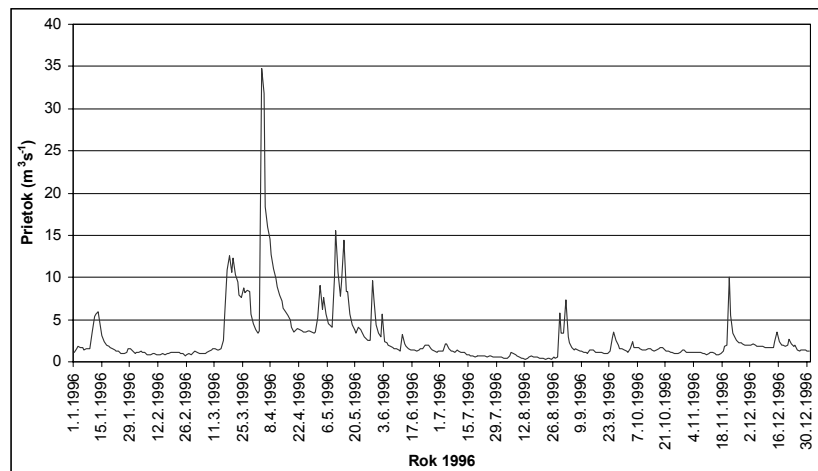
10.2. METÓDY HODNOTENIA PRIETOKOV

Na základe mernej krivky prietokov sú pre väčšinu vodomerných profilov udávané denné prietoky. Podobne ako pri vodných stavoch aj z prietokov môžeme chronologickým zoradením vytvoriť **hydrologický**

rad a zostrojíť **čiaru prietokov – hydrogram** (obr. 10.2). Z hydrogramu zistíme nielen maximálnu a minimálnu hodnotu sledovaného hydrologického radu ale aj zmeny prietokov v priebehu roka, ich rozkolísanosť a veľkosti amplitúdy. Štatistickými metódami potom vypočítame priemernú hodnotu, najčastejšie **aritmetický priemer**. Z **čiar prekrôčenia** denných prietokov, konštruovanej podobne ako pri vodných stavoch, môžeme určiť **M-denné prietoky, medián a modus**.

Tabuľka 10.1. Početnosť výskytu vodných stavov rieky Hron

Poradové číslo intervalu	Interval od do	Počet vodných stavov	Kumulatívna početnosť
1	154 – 148	1	1
2	147 – 141	0	1
3	140 – 134	0	1
4	133 – 127	0	1
5	126 – 120	1	2
6	119 – 113	0	2
7	112 – 106	1	3
8	105 – 99	0	3
9	98 – 92	3	6
10	91 – 85	2	8
11	84 – 78	7	15
12	77 – 71	16	31
13	70 – 64	18	49
14	63 – 57	20	69
15	56 – 50	19	88
16	49 – 43	20	108
17	42 – 36	57	165
18	35 – 29	116	281
19	28 – 22	81	362
20	21 – 15	3	365



Obrázok 10.2 Čiara denných prietokov – hydrogram

Aj keď čiara prekrôčenia do istej miery vystihuje rozkolísanosť denných prietokov, z jej priebehu nie sme schopní túto rozkolísanosť kvantifikovať. Najpoužívanejším ukazovateľom rozptylu je **smerodajná odchýlka – s_x** . Vypočítame ju na základe vzťahu:

$$s_x = \frac{1}{n} \cdot \sum (x_i - \bar{x}) \quad (10.3)$$

Keďže máme k dispozícii M-denné prietoky, môžeme pri skúmaní variability využiť **decilovú odchýlku (D)**:

$$D = \frac{(Q_{30}-Q_{60})+(Q_{60}-Q_{90})+\dots+(Q_{300}-Q_{330})}{10} = \frac{(Q_{30}-Q_{330})}{10} \quad (10.4)$$

kde Q_{30} až Q_{330} sú hodnoty M-denných prietokov.

Čím vyššia je hodnota D, tým vyššia je variabilita hydrologického radu. S ohľadom na rozdielnu vodnosť riek a potrebu ich porovnania je vhodnejšie použiť relatívnu variáciu, t.j. podiel hodnoty D a priemerného prietoku Q_a .

Mieru variability najpresnejšie odráža **koeficient variácie** – C_v ako podiel smerodajnej odchýlky a dlhodobého priemeru Q_a .

$$C_v = \frac{S_x}{Q} \quad (10.5)$$

Hodnoty prvkov hydrologického radu sú náhodné hodnoty a platia pre ne zákony **počtu pravdepodobnosti**. Ak vychádzame z empirickej pravdepodobnosti, potom pravdepodobnosť výskytu zistíme pomerom:

$$p = \frac{m}{n} \quad (10.6)$$

kde m je počet kladných výsledkov javu pri n -násobnom opakovaní pokusu.

Aplikácia tohto vzťahu v hydrológii vyzerať tak, že množinu denných prietokov zoradíme do klesajúceho radu a každej hodnote priradíme hodnotu pravdepodobnosti, pričom m je poradové číslo prvku v rade a n je celkový počet prvkov. Použitím vzorca (10.6) by však posledný, n -tý prvok mal pravdepodobnosť výskytu 1, čiže 100% a to je v praxi nereálne. Vzorec (10.6) preto rôzni autori upravili nasledovne:

$$p = \frac{m-0,5}{n} \cdot 100\%, \quad p = \frac{m}{n+1} \cdot 100\%, \quad p = \frac{m-0,3}{n+0,4} \cdot 100\% \quad (10.7)$$

V strednej časti čiary prekročenia dávajú všetky tri vzorce približne rovnaké výsledky, no pri nízkych a vysokých hodnotách pravdepodobností sa odlišujú. V súčasnosti je snáď najpoužívanejší tretí vzorec. Vynesením hodnoty p na os x a prisluchajúcich hodnôt Q na os y dostaneme **empirickú čiaru pravdepodobnosti prekročenia** denných prietokov.

Doteraz sme zaoberali empirickým rozdelením početnosti. V hydrológii však v praxi bežne využívame **teoretické rozdelenie** početnosti, ktoré môžeme považovať za **matematický model** daného empirického rozdelenia, ktorý zostrojíme na základe parametrov získaných z empirického radu. Teoretické rozdelenie početnosti môže byť **symetrické** alebo **asymetrické**. Symetrické rozdelenie početnosti vyjadruje Gaussova - Laplaceova krivka **normálneho rozdelenia**. Keďže krivka je symetrická, priemer, medián a modus sú totožné. V praxi pri hodnotení hydrologického radu by to znamenalo, že pri zostupnom zoradení prvkov radu by počet prvkov po priemernú hodnotu bol taký istý, ako počet prvkov za priemernou hodnotou. V praxi je však priame použitie tohto rozdelenia zriedkavé.

V hydrologickej praxi sa stretávame prevažne s asymetrickým rozdelením početnosti, keď sú hydrologické rady ohraničené konečnými maximálnymi a minimálnymi hodnotami. Z asymetrických kriviek rozdelenia početnosti je najznámejšia jedna z dvanástich kriviek štatistika Pearsona, známa ako **Pearsonova krivka III. typu**, ktorá patrí medzi **binomické rozdelenia** početnosti. Tvar a priebeh krivky sú určené tromi parametrami:

1. aritmetickým priemerom radu
2. koeficientom variácie C_v
3. koeficientom asymetrie C_s

Pri výpočte **koeficientu variácie** zavedieme do známeho vzťahu (10.3) hodnotu k_i , ako:

$$k_i = \frac{x_i}{\bar{x}} \quad (10.8)$$

a vzorec (10.5) upravíme do tvaru:

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum(k_i-1)^2}{n}} \quad (10.9)$$

Koeficient asymetrie C_s vyjadruje mieru šikmosti krivky, alebo mieru asymetrickosti rozloženia hodnôt radu. Môžeme ho vypočítať podľa vzťahu:

$$C_s = \frac{\sum(k_i-1)^3}{(n-1)C_v^3} \quad (10.10)$$

Podľa kladného alebo záporného súčtu tretích mocnín odchýlky od priemeru hovoríme o kladnej alebo zápornej asymetrii. Podľa vzťahu (10.10) dostaneme spoľahlivé výsledky len pri dlhých hydrologických radoch. Pri kratších radoch preto využívame vzťah medzi C_v , C_s a ďalšími parametrami, ktoré odvodíme z rovnice Pearsonovej krivky. Po úprave dostaneme výsledný tvar:

$$C_s \geq 2C_v \quad (10.11)$$

Ak by $C_s < 2C_v$, krivka prekročenia by zasahovala do záporných hodnôt. V hydrológii však spracovávame hodnoty, ktoré sú vždy kladné, takže ani krivka prekročenia by nemala zasahovať do záporných hodnôt.

Pearsonove rozdelenie III. typu nie je jediné, ktoré sa hydrologickej praxi využíva. Z ďalších môžeme menovať **logaritmicko – normálne** rozdelenie, ktoré je vhodné pri súboroch s veľkou asymetriou ($C_s > 3C_v$). U nás je využívané najmä pri maximálnych prietokoch. Na hodnotenie maximálnych prietokov je vhodné aj **Goodrichovo exponenciálne** rozdelenie, najmä pri väčšom počte ročných kulminácií. Naopak, na hodnotenie minimálnych prietokov sa používa **Weibullovo** rozdelenie. Známe sú aj tri typy **Gumbelovho** rozdelenia. Na základe Pearsonovej krivky odvodili svoju krivku **Krickij** a **Menkel**, používa sa aj **logaritmický variant** Pearsonovej krivky. Podrobnejší prehľad o uvedených rozdeleniach nájdeme v použitej literatúre (napr. Dub, 1957; Herber, 1990 a i.).

Jednotlivé parametre, potrebné na zostrojenie kriviek, môžeme získať viacerými spôsobmi. Najčastejšie sa používajú **metóda momentov** a **metóda kvantilov**.

Pri metóde momentov sa parametre x , C_v a C_s vypočítajú zo známych vzťahov (10.1, 10.9, 10.10). Hodnoty týchto parametrov sú zafaržené náhodnými chybami priemeru σ_x koeficientu variácie σ_{C_v} a koeficientu asymetrie σ_{C_s} :

$$\sigma_x = 100 \cdot \frac{C_v}{\sqrt{n}} \quad (10.12)$$

$$\sigma_{C_v} = 100 \cdot \frac{\sqrt{1+3C_v^2}}{2(n-1)} \quad (10.13)$$

$$\sigma_{C_s} = 100 \cdot \frac{\sqrt{\frac{6}{n}} \cdot \sqrt{1+6C_v^2+5C_v^4}}{C_s} \quad (10.14)$$

Krivku prekročenia konštruujeme s využitím Foster-Rybkinových tabuliek (tab. 10.2). Sú v nich uvedené odchýlky súradníc kriviek od priemeru pre $x = 1$ a $C_v = 1$ pre rôzne hodnoty C_s .

Hodnoty prietokov príslušnej pravdepodobnosti prekročenia Q_p dostaneme na základe vzťahu:

$$Q_p = \bar{x} \cdot (1 + C_v \cdot \Phi_{s,p}) \quad (10.15)$$

Takto získané hodnoty vynesieme v pravouhlej súradnicovej sústave a dostaneme teoretickú krivku rozdelenia početnosti (v tomto prípade Pearsonovu III. typu).

Východiskom pre **metódu kvantilov** je odčítanie niekoľkých kvantilov K_i z empirickej čiary pravdepodobnosti prekročenia. Takýmto spôsobom môžeme stanoviť parametre pre viaceré rozdelenia. Budeme zaoberať parametrami pre **logaritmicko-normálne rozdelenie**.

Z empirickej čiary odčítame kvantily K_5 , K_{50} a K_{95} pre pravdepodobnosť $p = 5, 50$ a 95% . Hodnoty Q_p určíme na základe použitia rovnice:

$$\log(Q_p - Q_0) = (\log Q_{50} - Q_0) + \sigma_n (P, 0) \quad (10.16)$$

Q_0 a σ_n vypočítame zo vzťahov:

$$Q_0 = \frac{K_5 \cdot K_{95} - K_{50}^2}{K_5 + K_{95} - 2K_{50}} \quad (10.17)$$

$$\sigma_n = 0,304 \cdot \log \frac{K_5 - Q_0}{K_{95} - Q_0} \quad (10.18)$$

Hodnotu $\Phi(P,0)$ preberieme z tab. 10.3 pre $C_s = 0$.

Pri výpočte parametrov logaritmicko-normálneho rozdelenia môžeme postupovať aj obdobne ako pri **binomickom rozdelení**. Vyčíslime index šikmosti s podľa rovnice:

$$s = \frac{K_5 + K_{95} - 2K_{50}}{K_5 - K_{95}} \quad (10.19)$$

Ďalšie dva parametre σ_x , x vypočítame podľa vzťahov:

$$\sigma_x = \frac{K_5 - K_{95}}{\Phi_5 - \Phi_{95}} \quad (10.20)$$

tab 10.2 naležato

$$x = K_{50} - \sigma_x \cdot \Phi_{50} \quad (10.21)$$

pričom hodnotu $(\Phi_5 - \Phi_{95})$ a Φ_{50} určíme z tab. 10.3 pre príslušnú hodnotu s .

Tabulka 10,3 Tabulka pre výpočet parametrov krivky prekročenia podľa logaritmicke–normálneho rozdelenia metódou kvantilov

Cs	$\Phi(P, Cs)$		s	Cs	$\Phi(P, Cs)$		s
	$\Phi_5 - \Phi_{95}$	Φ_{50}			$\Phi_5 - \Phi_{95}$	Φ_{50}	
0,0	3,29	0,00	0,00	1,9	3,01	-0,23	0,49
0,1	3,29	-0,02	0,03	2,0	2,99	-0,24	0,42
0,2	3,29	-0,04	0,06	2,1	2,97	-0,24	0,44
0,3	3,28	-0,06	0,09	2,2	2,95	-0,25	0,45
0,4	3,28	-0,07	0,11	2,3	2,92	-0,25	0,46
0,5	3,26	-0,09	0,14	2,4	2,90	-0,26	0,48
0,6	3,25	-0,10	0,16	2,5	2,88	-0,26	0,49
0,7	3,24	-0,11	0,19	2,6	2,86	-0,26	0,50
0,8	3,22	-0,13	0,21	2,7	2,84	-0,27	0,51
0,9	3,21	-0,14	0,23	2,8	2,82	-0,27	0,51
1,0	3,19	-0,15	0,25	2,9	2,81	-0,27	0,52
1,1	3,17	-0,16	0,27	3,0	2,78	-0,28	0,53
1,2	3,16	-0,17	0,29	3,2	2,74	-0,28	0,55
1,3	3,14	-0,18	0,31	3,4	2,71	-0,29	0,56
1,4	3,11	-0,19	0,33	3,6	2,67	-0,29	0,57
1,5	3,10	-0,20	0,35	3,8	2,64	-0,29	0,58
1,6	3,07	-0,21	0,37	4,0	2,60	-0,29	0,59
1,7	3,05	-0,22	0,38	4,5	2,53	-0,30	0,62
1,8	3,03	-0,22	0,39	5,0	2,45	-0,30	0,64



Obrázok 10.3 Otáčanie 5. bratislavského mosta cez rieku Dunaj

Prietok Q_p pre pravdepodobnosť prekročenia p vyčíslime na základe vzťahu:

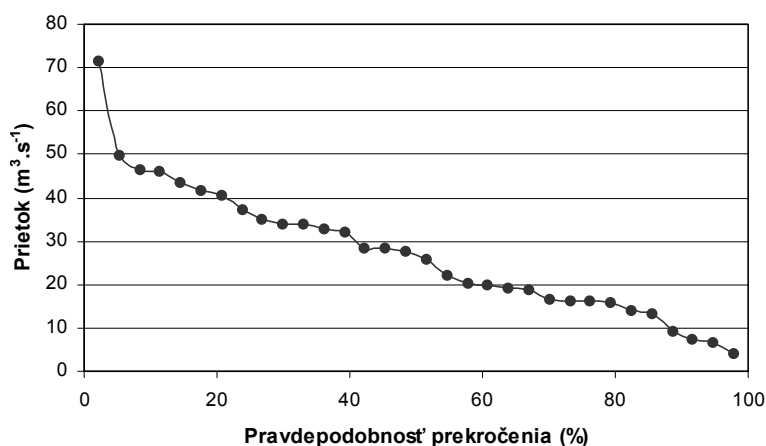
$$Q_p = x + \sigma_x \cdot \Phi(P, Cs) \quad (10.22)$$

kde x a σ_x poznáme a $\Phi(P, Cs)$ určíme z tab. 10.4.

Teoretické krivky pravdepodobnosti prekročenia sme v úvode tejto kapitoly nazvali **matematickým modelom** empirického rozdelenia prvkov hydrologického radu. Je to skutočne tak, pretože teoretické krivky umožňujú určiť hodnoty prietoku Q aj takej pravdepodobnosti, akú z empirickej krivky určiť nevieme. Niektoré tieto hodnoty sú v praxi veľmi dôležité (napr. pri stavbe priehrad, mostov, hrádzí a pod.). Aj unikátnemu otáčaniu 5. bratislavského mosta predchádzala dôkladná analýza kriviek prekročenia (obr. 10.3).

Tabuľka 10.4 Odchýlky súradníc kriviek pravdepodobnosti prekročenia od stredu pri $x = 1$ a $C_v = 1$ pre logaritmicke–normálne rozdelenie

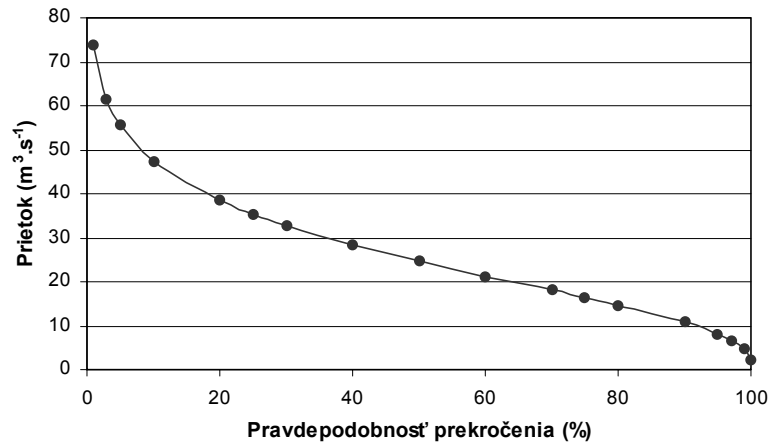
Cs	Pravdepodobnosť prekročenia p (v %)										
	0,1	1	5	10	20	50	80	90	95	99	99,9
0.0	3,09	2,33	1,64	1,28	0,84	0,00	-0,84	-1,28	-1,64	-2,33	-3,09
0.1	3,22	2,40	1,67	1,29	0,84	-0,02	-0,85	-1,25	-1,62	-2,25	-2,89
0.2	3,39	2,47	1,70	1,30	0,83	-0,04	-0,85	-1,25	-1,59	-2,18	-2,81
0.3	3,56	2,55	1,72	1,30	0,82	-0,06	-0,85	-1,23	-1,56	-2,11	-2,67
0.4	3,72	2,62	1,75	1,32	0,81	-0,07	-0,85	-1,23	-1,53	-2,04	-2,56
0.5	3,88	2,70	1,77	1,32	0,80	-0,09	-0,85	-1,22	-1,49	-1,98	-2,47
0.6	4,05	2,77	1,79	1,32	0,79	-0,10	-0,85	-1,20	-1,46	-1,91	-2,36
0.7	4,21	2,84	1,81	1,32	0,78	-0,11	-0,85	-1,18	-1,43	-1,85	-2,25
0.8	4,37	2,90	1,82	1,32	0,77	-0,13	-0,84	-1,16	-1,40	-1,79	-2,15
0.9	4,55	2,97	1,84	1,31	0,76	-0,14	-0,84	-1,14	-1,37	-1,74	-2,07
1.0	4,72	3,03	1,85	1,31	0,75	-0,15	-0,84	-1,13	-1,34	-1,68	-1,98
1.1	4,87	3,05	1,86	1,31	0,73	-0,16	-0,83	-1,11	-1,31	-1,63	-1,91
1.2	5,04	3,15	1,87	1,31	0,72	-0,17	-0,82	-1,09	-1,29	-1,58	-1,84
1.3	5,19	3,21	1,88	1,30	0,71	-0,18	-0,82	-1,08	-1,26	-1,54	-1,77
1.4	5,35	3,26	1,88	1,29	0,69	-0,19	-0,81	-1,06	-1,23	-1,49	-1,71
1.5	5,51	3,31	1,89	1,28	0,68	-0,20	-0,81	-1,04	-1,21	-1,45	-1,65
1.6	5,66	3,36	1,89	1,28	0,68	-0,21	-0,80	-1,03	-1,18	-1,41	-1,61
1.7	5,80	3,40	1,89	1,26	0,65	-0,22	-0,79	-1,02	-1,16	-1,38	-1,56
1.8	5,96	3,44	1,89	1,26	0,64	-0,22	-0,78	-1,00	-1,14	-1,34	-1,50
1.9	6,10	3,48	1,89	1,26	0,63	-0,23	-0,78	-0,98	-1,12	-1,31	-1,46
2.0	6,25	3,52	1,89	1,25	0,61	-0,24	-0,77	-0,97	-1,11	-1,28	-1,42
2.1	6,39	3,55	1,89	1,23	0,60	-0,24	-0,76	-0,95	-1,08	-1,25	-1,38
2.2	6,51	3,59	1,89	1,23	0,59	-0,25	-0,76	-0,95	-1,06	-1,22	-1,34
2.3	6,65	3,62	1,88	1,22	0,58	-0,25	-0,75	-0,93	-1,04	-1,20	-1,31
2.4	6,77	3,65	1,88	1,21	0,57	-0,26	-0,74	-0,91	-1,02	-1,17	-1,28
2.5	6,90	3,67	1,88	1,20	0,56	-0,26	-0,74	-0,90	-1,00	-1,15	-1,25
2.6	7,02	3,70	1,87	1,18	0,55	-0,26	-0,73	-0,89	-0,99	-1,12	-1,22
2.7	7,13	3,72	1,87	1,18	0,54	-0,27	-0,72	-0,88	-0,97	-1,10	-1,19
2.8	7,25	3,74	1,86	1,17	0,53	-0,27	-0,72	-0,87	-0,96	-1,08	-1,17
2.9	7,36	3,76	1,86	1,16	0,52	-0,27	-0,71	-0,86	-0,95	-1,06	-1,14
3.0	7,47	3,78	1,85	1,14	0,51	-0,28	-0,71	-0,84	-0,93	-1,04	-1,12
3.2	7,65	3,81	1,84	1,12	0,49	-0,28	-0,69	-0,82	-0,90	-1,01	-1,08
3.4	7,84	3,84	1,83	1,10	0,47	-0,29	-0,68	-0,81	-0,88	-0,98	-1,04
3.6	8,00	3,87	1,81	1,09	0,45	-0,29	-0,67	-0,79	-0,86	-0,95	-1,01
3.8	8,16	3,89	1,80	1,07	0,44	-0,29	-0,66	-0,77	-0,84	-0,92	-0,98
4.0	8,30	3,91	1,78	1,06	0,42	-0,29	-0,65	-0,76	-0,82	-0,90	-0,95



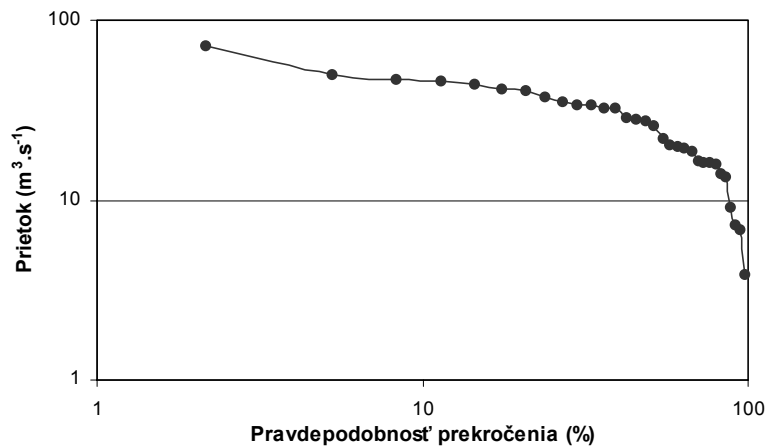
Obrázok 10.4 Empirická čiara pravdepodobnosti prekročenia v normálnej súradnicovej sústave

Krivky prekročenia, či už empirické alebo teoretické, môžeme vykresliť buď v normálnej (obr. 10.4) alebo v logaritmickej sieti (obr. 10.6) pravouhlých súradníc. V súčasnosti sa v hydrologickej praxi konštruujú krivky prekročenia najmä v **logaritmickej sieti**. Vyplýva to z potreby ďalšieho spracovania kriviek

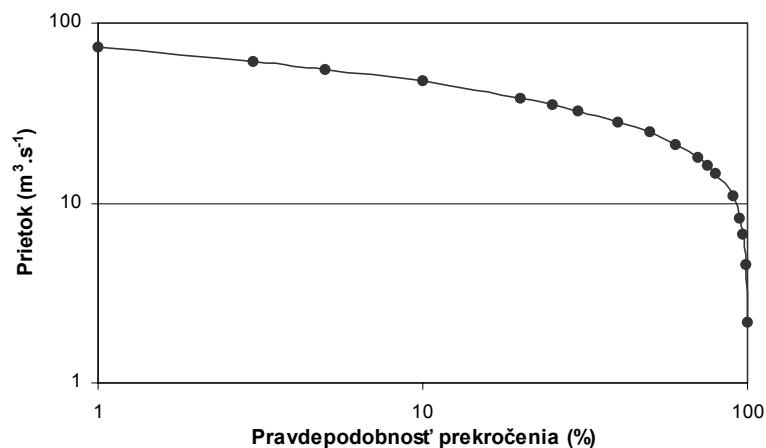
prekročenia. Napríklad pri extrapolácii je výhodnejšie použiť logaritmickú sieť, pretože krivka prekročenia má v podstate lineárny priebeh a extrapolácia je jednoduchšia.



Obrázok 10.5 Teoretická krivka pravdepodobnosti prekročenia v normálnej súradnicovej sústave



Obrázok 10.6 Empirická čiara pravdepodobnosti prekročenia v logaritmickú súradnicovej sústave



Obrázok 10.7 Teoretická krivka pravdepodobnosti prekročenia v logaritmickú súradnicovej sústave

Metódy spracovania prietokov, ktoré sme doteraz opísali, budeme využívať v nasledujúcich častiach týchto učebných textov a budeme ich rozširovať podľa konkrétnej problematiky.

11

POVRCHOVÝ ODTOK

PREHĽAD ZÁKLADNEJ TERMINOLÓGIE

Celkový odtok (*total runoff*) – súhrn všetkých zložiek odtoku prechádzajúcich záverovým profilom za zvolený časový interval alebo odtekanie vody po povrchu a pod povrchom terénu v procese obehu vody v prírode. Určuje sa ako objem odtoku za zvolené obdobie (udáva sa v m^3) alebo ako prietok (udáva sa v $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ alebo v $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$).

Povrchový odtok (*surface runoff*) – zložka celkového odtoku, ktorá odteká z povodia po povrchu terénu do siete vodných tokov, alebo iných vodných útvarov. Určuje sa ako objem odtoku za zvolené obdobie (udáva sa v m^3) alebo ako prietok (udáva sa v $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ alebo v $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$).

Priamy odtok (*direct runoff*) – zložka celkového odtoku tvorená povrchovým a hypodermickým odtokom. Určuje sa ako objem odtoku za zvolené obdobie (udáva sa v m^3) alebo ako prietok odtoku (udáva sa v $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ alebo v $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$).

Objem odtoku (*runoff volume*) – objem vody odtečenej z povodia alebo vodného útvaru za zvolený časový interval. Udáva sa v m^3 .

Koeficient odtoku (*runoff coefficient*) – podiel objemu (alebo výšky) odtoku vody a objemu (alebo výšky) príslušných zrážok spôsobujúcich tento odtok. Zrážky vyvolávajúce uvažovaný odtok bývajú označované ako príčinné zrážky.

Špecifický odtok (*runoff unit-yield, specific runoff*) – objem odtoku vody z jednotky plochy povodia za jednotku času. Určuje sa pomerom objemu odtoku k dĺžke jeho trvania a veľkosti príslušnej plochy povodia. Ak ide o prietoky maximálne (minimálne), hovorí sa o špecifickom maximálnom (minimálnom) odtoku, ale maximálny (minimálny) špecifický odtok tiež znamená najväčšiu (najmenšiu) hodnotu z radu uvažovaných špecifických odtokov. Špecifický odtok z elementárnej plochy povodia sa nazýva elementárnym odtokom. Špecifický a elementárny odtok sa udáva v $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ alebo v $\text{l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$.

Elementárny odtok (*elementary runoff*) – objem odtoku vody z elementárnej plochy povodia za jednotku času. Elementárna plocha povodia je odtoková plocha veľmi malých rozmerov (spravidla od niekoľkých m^2 po 1 km^2), s rovnorodými podmienkami odtoku, kde je možné priamo určiť všetky zložky hydrologickej bilancie.

Vodnosť toku (*water bearing of stream*) – všeobecná charakteristika prietokového režimu toku, ktorá sa najčastejšie vyjadruje priemerným ročným prietokom, alebo priemerným ročným objemom odtoku, alebo priemerným ročným špecifickým odtokom v danom profile.

Vodnosť obdobia (*water bearing of a period*) – charakteristika udávajúca absolútnu alebo relatívnu (vzhľadom k dlhodobému priemeru) vodnosť toku v zvolenom konkrétnom období (napríklad v roku) a danom profile. Vyjadruje sa buď číselne (modulom), prípadne v %, alebo sa hodnotí kvalitatívne (slovne) podľa zvolenej kategorizácie (napríklad roky vodné, priemerné, málo vodné a pod.).

Hydrologický režim (*hydrologic regime*) – charakteristická premenlivosť hodnôt hydrologických prvkov a charakteristík v čase a priestore; poznáme hydrologický režim prirodzený alebo hydrologický režim ovplyvnený ľudskou činnosťou. Medzi nimi rozlišujeme podľa toho, či je jeho premenlivosť podmienená len fyzicko-geografickými činiteľmi, alebo je spôsobená aj ľudskou činnosťou a jej vplyvom na priebeh hydrologických procesov.

11.1. HODNOTENIE HYDROLOGICKÉHO REŽIMU TOKU

11.1.1. Hodnotenie priemerných prietokov

Denné prietoky (Q_d) môžeme označiť pojmom priemerný denný prietok len za predpokladu, že boli stanovené na základe limnigrafického záznamu. Je to spôsobené tým, že na stanicích vybavených len vo-

dočtom sa vodný stav meria len raz denne a prislúchajúca hodnota prietoku je v prípade ustáleného stavu zároveň hodnotou priemernou. Problémom však je, keď za 24 hodín medzi dvoma pozorovaniami prejde profilom **prietoková vlna**, ktorá je počas druhého merania už nevýrazná. Na staniách vybavených limnigrafom tento problém nehrozí. Vďaka 24 hodinovému kontinuálnemu záznamu vodných stavov a im zodpovedajúcich prietokov môžeme určiť aj skutočne priemernú hodnotu denného prietoku.

Priemerné hodnoty prietokov najčastejšie získame jednoduchým **aritmetickým priemerom** (pozri vzorec 10.1)

Dve základné metódy hodnotenia prietokov už poznáme. Sú nimi **chronologická čiara** a **čiara prekročenia**. Chronologická čiara denných prietokov (**hydrogram**) znázorňuje rozkolísanosť prietokov počas roka, z čiary prekročenia potom určíme hodnoty M-denných prietokov (pozri kapitolu 10.1).

Ak vyjadríme denné prietoky v relatívnych hodnotách Q_d/Q_a a vykreslíme čiary prekročenia, môžeme porovnávať priebeh čiar prekročenia rôznych tokov. Tvar čiary prekročenia denných prietokov dobre vyjadruje ich rozkolísanosť. Takýmto spôsobom rozdelil O. Dub (1954) slovenské rieky na 10 skupín (tab. 11.1). Zoskupenie jednotlivých tokov jasne naznačuje dominantnosť činiteľov, buď klimatických (zrážky, výpar), zdroja napájania (dážď, sneh, podzemná voda) alebo vlastností povodia (veľkosť, tvar, podložie atď.).

Tabuľka 11.1 Typické hodnoty doby prekročenia hodnôt Q_d/Q_a v % roku (Dub, 1957)

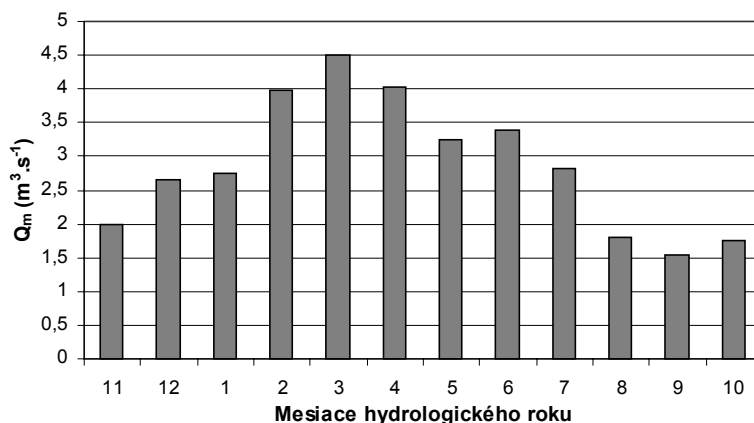
Typ	Oblasť (alebo tok)	Čas prekročenia v % roku													Prekročenie Q_r v % roku
		5	10	20	25	30	40	50	60	70	75	80	90	95	
0	Dunaj v Bratislave	181	158	137	127	118	103	91	80	71	67	62	53	47	44
I	Horské prítoky so zalesneným povodím alebo s výskytom krasových vôd	219	173	130	118	108	93	82	73	65	63	57	49	43	35
II	Prítoky z horských oblastí prevažne kryštálických a vápencových a odvodňujúce ich hlavné toky (Poprad, Váh, Hron)	256	193	139	122	109	99	73	61	51	47	42	34	29	33
III	Hornád s prítokmi a toky z povodí čiastočne flyšových (Dolná Orava, Topľa)	308	210	137	114	98	76	60	48	39	35	32	26	22	29
IV	Prítoky zo stredohôr s pestrým geologickým zložením (Pov. Inovec, Strážovské pohorie, Vtáčnik) zo Slov. Rudohoria a Torysa	324	201	121	102	90	72	59	49	40	36	32	24	20	26
V	Toky zo Záhorskej a Podunajskej nížiny	313	224	145	123	105	80	62	49	38	33	28	19	15	31
VI	Veľké východoslovenské toky z flyšovej oblasti (systém Bodrogu)	351	246	154	125	102	70	50	38	29	25	22	16	14	30
VII	Prítoky tečúce z južnej časti slovenských stredohôr v oblasti Podunajskej nížiny	345	263	147	124	105	74	51	39	28	23	18	11	8	31
VIII	Prítoky z flyšovej oblasti	358	227	128	104	86	61	46	36	27	24	21	16	12	26
IX	Ipeľ a prítoky	376	236	123	97	80	53	36	25	18	15	13	9	7	24

Hodnoty priemerných **mesačných prietokov** (Q_m) charakterizujú rozloženie vodnosti v priebehu roka. Ich priebeh môžeme vykresliť buď v podobe hydrogramu alebo ako **histogram** (obr. 11.1). Pomer hodnôt Q_m a Q_r nám hovorí o podieli mesačného odtoku na ročnom odtoku (obr. 11.2). V praxi hodnotíme najčastejšie podiel dlhšieho obdobia, určitej sezóny, napr. štvrťroku, polroku, vegetačného obdobia a pod. Najpoužívanejšou sezónou je štvrťrok. Ak je podiel sezónneho odtoku na celoročnom vyšší ako 80% hovoríme o **veľmi nevyrovnanom** rozložení odtoku, pri podieli 50-80% je rozloženie **značne nevyrovnané**, podiel 30 – 50% označujeme ako **mierne nevyrovnané** a podiel 20-30% ako **vyrovnané** rozloženie odtoku.

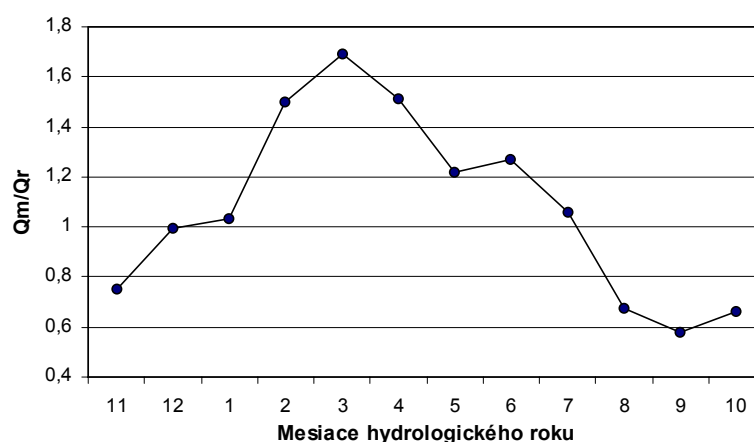
Na hodnotenie **miery nevyrovnanosti odtoku** v priebehu roka používame aj číselný koeficient K_r :

$$K_r = \frac{\sum_{i=1}^{12} |p_i - 8,3|}{8,3} \quad (11.1)$$

kde $i = 1$ až 12 a p_i je percentuálny podiel mesačného odtoku na celoročnom odtoku. Hodnota K_r sa pohybuje v intervale (0 – 22). Krajné hodnoty charakterizujú situáciu, keď vyrovnanosť odtoku je ideálna (0) alebo keď celoročné množstvo odtečie za jeden mesiac (22).



Obrázok 11.1 Histogram priemerných mesačných prietokov

Obrázok 11.2 Podiel mesačného odtoku Q_m na ročnom odtoku Q_r

Mesačné prietoky je tiež možné hodnotiť celou škálou metód opísaných v kapitole 10.

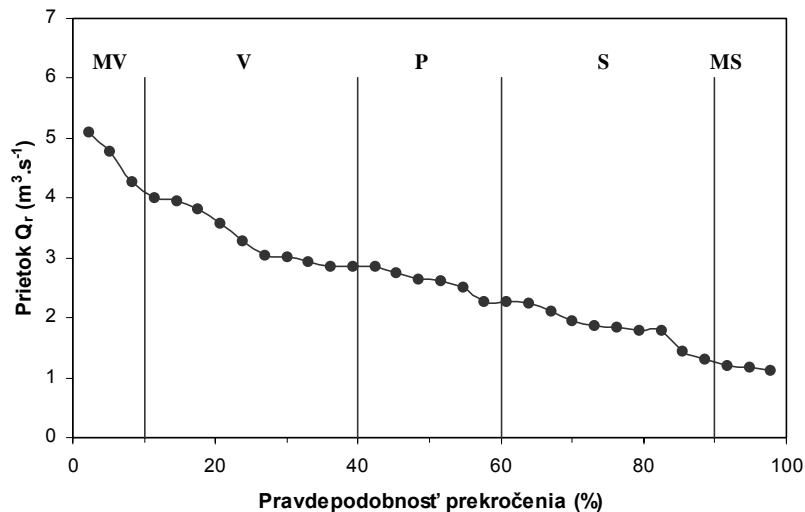
Hodnota priemerného prietoku v danom profile podáva základnú informáciu o sledovanom toku. Hodnotou **priemerného ročného prietoku** (Q_r) charakterizujeme vodnosť toku, priemernú hodnotu ročných priemerov za dlhšie obdobie označujeme ako **dlhodobý priemer** (Q_a). Porovnanie hodnôt Q_r a Q_a umožňuje charakterizovať **mieru vodnosti** tokov v jednotlivých rokoch. Hodnota podielu Q_r/Q_a však hovorí len o tom, či môžeme daný rok z hľadiska hodnoty Q_r označiť ako **podpriemerný** (podiel < 1) alebo ako **nadpriemerný** (podiel > 1).

Uvedený spôsob však nedáva objektívne výsledky pri posudzovaní riek s rôznou celkovou vodnosťou. Preto vodnosť v jednotlivých rokoch počas dlhšieho obdobia hodnotíme aj na základe čiary prekročenia priemerných ročných prietokov. V usporiadanom rade patrí každej hodnote Q_r určitá hodnota pravdepodobnosti prekročenia p . Na základe tejto hodnoty potom klasifikujeme vodnosť jednotlivých rokov (tab. 11.2). Hodnotenie vodnosti jednotlivých rokov je prehľadné aj z grafického spracovania na obr. 11.3.

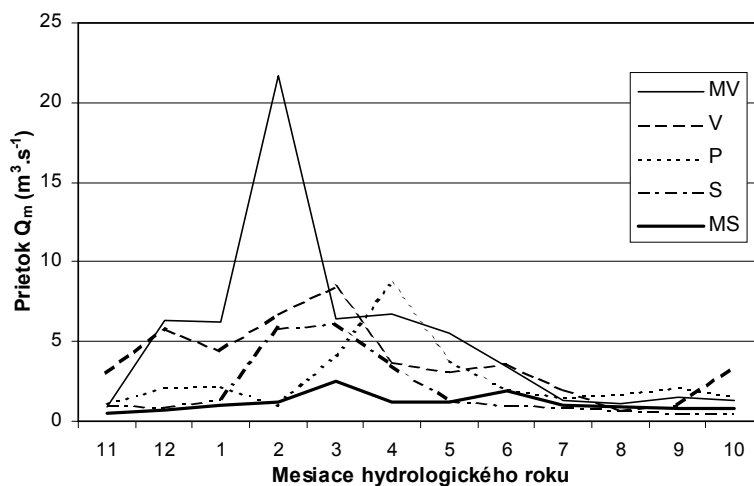
Tabuľka 11.2 Hodnotenie vodnosti jednotlivých rokov

p (v %)	Slovné označenie roku	Symbol
0 – 10	mimoriadne vodný	MV
11 – 40	vodný	V
41 – 60	priemerne vodný	P
61 – 90	málo vodný	S
91 – 100	mimoriadne málo vodný	MS

Priebeh **mesačných prietokov** daného toku v jednotlivých typoch rokov podľa vodnosti je znázornený na obr. 11.4. Odchýlky sú zrejmé. Odchýlky v hodnotách Q_m však môžu nastať aj pri dvoch a viacerých rokoch patriacich do rovnakej skupiny. Vyplyva to z výpočtu Q_r , kedy táto hodnota vyjadruje priemer vodnosti jednotlivých období, ktoré sú v jednotlivých rokoch rôzne.



Obrázok 11.3 Hodnotenie vodnosti jednotlivých rokov



Obrázok 11.4 Priebeh mesačných prietokov jednotlivých rokov podľa vodnosti

S hodnotou priemerného ročného prietoku sú úzko spojené ďalšie dve hydrologické veličiny, a to ročný **objem odtoku** (O_r) a **špecifický odtok** (q).

Ročný **objem odtoku** zo sledovaného povodia vypočítame jednoduchým vynásobením hodnoty Q_r počtom sekúnd v roku. Pri vydelení tejto hodnoty objemom príslušných zrážok spôsobujúcich odtok, dostaneme hodnotu súčiniteľa odtoku.

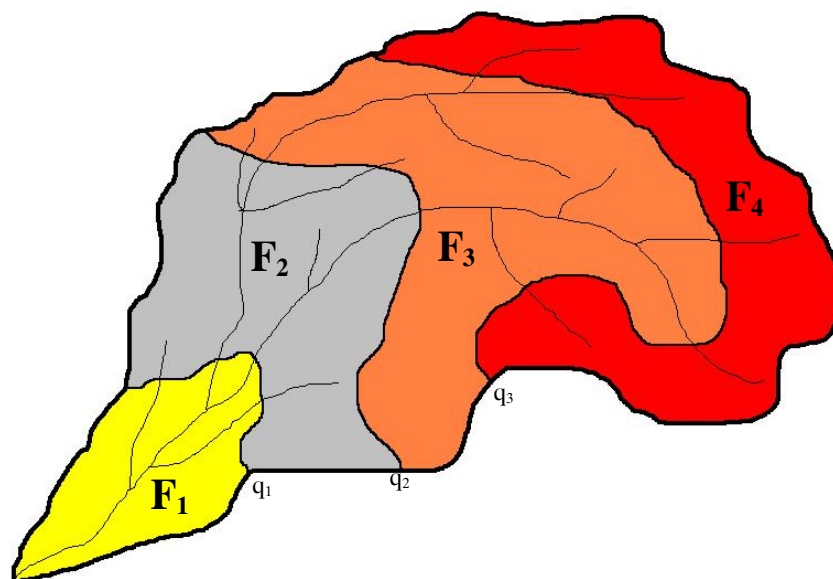
Hodnotu špecifického odtoku získame tiež z hodnoty Q_r , a to vydelením Q_r hodnotou plochy povodia, ktorá patrí profilu s daným Q_r .

Špecifický odtok charakterizuje plošné rozdelenie odtoku jednotlivých povodí. Hodnotu q často využívame pri porovnaní tokov s rôznym Q_r a rozdielnou plochou povodia. Na Slovensku takmer všeobecne klesá hodnota q smerom po toku – so zväčšovaním sa plochy povodia. Výnimku tvoria malé povodia, alebo úseky povodí s výskytom vápencových hornín, kde dochádza k úbytku vody výrazným napájaním horninového prostredia povrchovým tokom.

Vzťah medzi **špecifickým** a **elementárnym odtokom** je zřejmý z definície. Hodnoty elementárneho odtoku slúžia na konštrukciu izočiarových máp, ktoré sa využívajú na výpočet Q_r pre povodia bez priameho pozorovania prietoku. Špecifický, resp. elementárny odtok q zistíme z izočiarovej mapy na základe vzťahu:

$$q = \frac{\sum q_i \cdot p_i}{P} \quad (11.2)$$

kde p_i sú plochy ohraničené dvoma susednými izočiarami, q_i sú hodnoty špecifického, resp. elementárneho odtoku, získané ako priemer hodnôt susedných izočiar a P je celková plocha povodia (obr. 11.5). V princípe ide o metódu váženého aritmetického priemeru.



Obrázok 11.5 Ukážka mapy špecifického odtoku s vyhraničenými izočiarami a čiastkovými plochami

Hodnotu Q_r vypočítame zo vzťahu:

$$Q_r = q \cdot P \quad (11.3)$$

kde q je špecifický, resp. elementárny odtok a P je plocha povodia.

11.1.2. Hodnotenie extrémnych prietokov

11.1.2.1 Maximálne prietoky

Maximálnym prietokom (Q_{max}) je v hydrológii venovaná významná pozornosť. Je to spôsobené tým, že s výskytom maximálneho prietoku sa často spája ohrozenie územia povodňou.

Maximálnym prietokom na toku spravidla predchádza prechod prietokovej vlny. **Prietoková vlna** je fáza hydrologického režimu vodného toku prejavujúca sa v priečnom profile vodného toku prechodným zväčšením, kulmináciou a následným poklesom prietoku. Je charakterizovaná **kulminačným prietokom, trvaním a odpovedajúcim objemom**. Môže byť spôsobená **dažďom, topením snehu, manipuláciou na vodných dielach, náhlym uvoľnením ľadovej zápchy**, prípadne inými príčinami.

Prietoková vlna sa prejavuje v pozdĺžnom profile vodného toku vysokou vodnosťou, ktorá sa vytvára na dlhšom úseku toku **postupnou** sumarizáciou **priameho i základného** odtoku, postupným zväčšovaním prietoku vody a jeho postupom vo smere toku. Je charakterizovaná rozdielnym **sklonom hladiny** medzi **čelom vlny a chrbtom vlny**, čo spôsobuje hysteréziu vzťahu vodného stavu a prietoku. **Sklon hladiny** v čele vlny je oproti sklonu hladiny pri ustálenom prúdení zväčšený o určitý prídavný sklon. Prietoková vlna spôsobená manipuláciou na vodných dielach, prípadne náhlym uvoľnením ľadovej zápchy sa nevytvára postupne na dlhšom úseku toku, ale vytvára sa náhle v profile vodného diela, alebo v mieste ľadovej zápchy.

Podľa **príčin vzniku** hovoríme o prietokových vlnách:

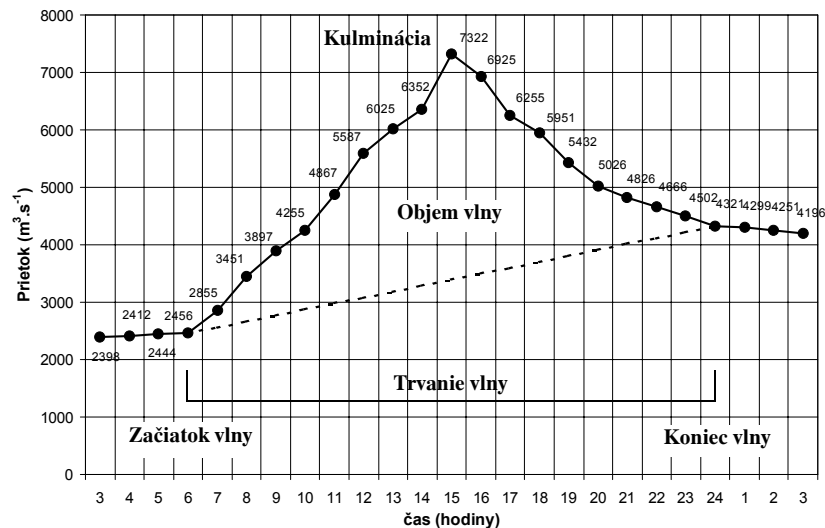
- **dažďových,**
- **snehových,**
- **zmiešaných** (kombinácia dažďových a snehových).

Na našich tokoch vyskytujú sa všetky typy prietokových vln bez výraznejšej prevahy niektorého z nich. Podľa príčin vzniku môžeme prietokové vlny deliť aj na **prirodzené a umelé**.

Pri prietokovej vlne sledujeme **začiatok prietokovej vlny, vrchol prietokovej vlny, jej trvanie, koniec a objem prietokovej vlny**.

Začiatok prietokovej vlny je bod na čiare prietokov, od ktorého začína výrazné zväčšovanie prietokov. Tento začiatok sa pre rôzne prietokové vlny aj v tom istom profile toku nachádza na rôznych prietokových úrovniach. Závisí to od predchádzajúceho vývoja vodnosti v toku a nasýtenosti povodia.

Koniec prietokovej vlny je bod na čiare prietokov, kedy prestáva priamy odtok vody z povodia a začína vyprázdňovanie zásob podzemnej vody.



Obrázok 11.6 Prietoková vlna – popis základných parametrov

Trvanie prietokovej vlny je čas, ktorý uplynie od začiatku do konca prietokovej vlny. Je zložený z dvoch častí, z **doby stúpania** a z **doby poklesu**. Doba stúpajúcej časti prietokovej vlny je veľmi významne viazaná na trvanie prítoku, zatiaľ čo u doby poklesu tomu tak nie je. Z toho vyplýva skutočnosť, že **doba koncentrácie** prietokovej vlny je podstatne kratšia ako doba jej poklesu. Celkové trvanie prietokovej vlny je vo všeobecnosti väčšie u rovinných riek s menšími sklonovými pomermi ich povodí ako u horských riek s väčšími sklonovými pomermi ich povodí, a je väčšie u prietokových vln z topenia snehu ako u dažďových. Smerom po toku sa prietoková vlna **sploštuje** a jej trvanie sa **predlžuje**. Hovoríme o **transformácii prietokovej vlny**.

Vrcholom prietokovej vlny označujeme **najväčší** okamžitý prietok prietokovej vlny v určitom profile toku, predstavujúci najväčšiu koncentráciu odtoku z povodia. Označujeme ho tiež ako **kulminálny prietok**. Prietoky, ktoré odpovedajú **podružným vrcholom** prietokovej vlny označujeme ako **vrcholové prietoky**. **Maximálny prietok** je potom najväčší okamžitý prietok v danom profile za zvolené obdobie (spravidla niektorý z kulminálnych prietokov). Uďávajú sa v $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Kulminálny prietok nastáva obvykle po určitom čase od ukončenia zrážok a tento čas závisí od **priesotorového rozloženia zrážok** v povodí. Prietoková vlna spôsobená jednou zrážkovou epizódou je **jednovrcholová**. **Viacvrcholové** prietokové vlny sa môžu vyskytnúť v ktoromkoľvek povodí ako výsledok výskytu **príčných zrážkových epizód** nasledujúcich **za sebou**, prípadne ako výsledok **zmeny intenzity dažďa**. Ak sa dvoj-, či viacvrcholové vlny vyskytujú v určitom profile toku častejšie, príčinu treba hľadať v **asynchronnosti stretávania** sa prietokových vln na hlavnom toku a prítokoch nad uvažovaným profilom. Rovnako **netypický tvar povodia** môže vyvolať dvojvrcholovú prietokovú vlnu.

Objem, ktorý pretečie daným profilom od začiatku do konca prietokovej vlny označujeme ako **objem prietokovej vlny**. Predstavuje časovú integráciu prietokov počas celkovej doby trvania prietokovej vlny. Keď chceme tento objem vyčísliť musíme na čiare hydrogramu vyznačiť jej **začiatok** a **koniec**. Pri hodnotení prietokových vln sa stretávame s rôznymi obmenami tohto objemu. V najvšeobecnejšej podobe je to objem pozorovanej prietokovej vlny vyčíslený nad nulovým prietokom. Môže to byť tiež objem nad inou vhodne zvolenou prahovou hodnotou prietoku (napríklad nad dlhoročným priemerným prietokom Q_a , nad jednoročným prietokom Q_1 , nad tridsaťdenným prietokom QM_{30} a pod.). Osobitné miesto pri hodnotení prietokových vln zaujíma objem N-ročnej prietokovej vlny.

N-ročný maximálny prietok je kulminálny prietok, ktorý sa v danom profile dosiahne alebo prekročí priemerne raz za N-rokov. Stanovuje sa zvyčajne z krivky prekročenia ročných maximálnych prietokov. Uďáva sa v $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Dôležitým parametrom je **rýchlosť postupu prietokovej vlny**. Je to rýchlosť, ktorou postupujú charakteristické body prietokovej vlny (napr. vrchol) v pozdĺžnom smere toku, alebo v nádrži. Závisí od sklonových pomerov toku, od charakteru prietokového profilu a jeho zmien v pozdĺžnom smere toku, od intenzity zmeny prietoku s časom, od predchádzajúceho stavu vodnosti v toku, prípadne od ďalších činiteľov.

Špecifickým prípadom prietokovej vlny je vlna **povodňového charakteru, povodeň**. Je to fáza hydrologického režimu vodného toku vyznačujúca sa náhlym, obvykle krátkodobým zvýšením hladiny vody v toku a jej následným poklesom. Týmto zvýšením sa dosiahne, alebo prekročí určitá kritická hodnota výšky hladiny alebo prietoku presahujúca kapacitu koryta v danom profile a voda sa vylieva z koryta a zaplavuje príslušné územia. V závislosti od veľkosti prekročenia týchto kritických hodnôt a stupňa povodňovej ochrany sú jej dôsledkom hospodárske škody.

Zvýšenie hladiny vody v toku môže byť vyvolané zväčšením prietoku následkom **prívalových** alebo **dlhotrvajúcich zrážok**, náhlym **topením snehu**, náhlym uvoľnením **akumulovanej vody v nádrži**, alebo zmenšením **prietokového profilu** koryta ľadovou zápchou a pod. Podľa **príčin vzniku** povodne hovoríme o povodniach:

- prívalových – obvykle na malých povodiach (tzv. *flash floods*),
- dažďových,
- snehových,
- zmiešaných – kombinácia snehových a dažďových,
- ľadových,
- havarijných – zapríčinených haváriou hydrotechnického diela na toku.

Podľa intenzity prírodných javov hovoríme o povodniach **katastrofálnych**. K osobitným typom povodní patria povodne spôsobené **vetrovým náhonom morskej vody v ústiach riek**.

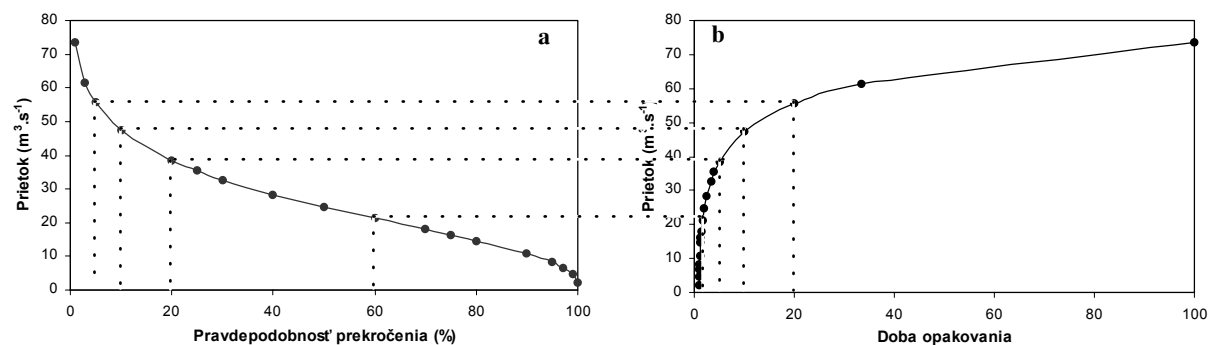
Na základe napozorovaných údajov vyhodnocujeme **maximálny denný, mesačný a ročný prietok**. Spracovaním dlhšieho radu maximálnych ročných prietokov zostrojíme **empirickú čiaru prekročenia**, z ktorej zistíme percentuálne hodnoty prekročenia príslušných prietokov. S využitím vhodného rozdelenia početnosti zostrojíme **teoretickú krivku pravdepodobnosti prekročenia**, pomocou ktorej môžeme zistiť hodnoty Q_{max} aj s nižšou, resp. vyššou pravdepodobnosťou prekročenia ako pri empirickej čiare.

Okrem tohto spôsobu vyhodnocujeme maximálne prietoky aj pomocou **čiar opakovania**. Znázorňuje dobu opakovania jednotlivých prietokov, pričom doba opakovania je recipročnou hodnotou k dobe prekročenia:

$$N = \frac{1}{T} \cdot 100\% \text{ alebo } T = \frac{1}{N} \cdot 100\% \quad (11.4)$$

kde N je doba prekročenia a T je doba opakovania. Z obr. 11.7 jasne vyplýva, že čiaru opakovania je možné odvodiť z čiar prekročenia a naopak.

Zo vzťahu (11.4), ako aj z obr. 11.7 je zrejmé, že prietok s pravdepodobnosťou prekročenia 1% má dobu opakovania 100 rokov. Musíme si však uvedomiť, že je to **priemerná doba opakovania**, t.j. takýto prietok sa v uvedenom období môže vyskytnúť 2 a viackrát, alebo sa nemusí vyskytnúť vôbec.



Obrázok 11.7 Čiara prekročenia (a) čiaru opakovania (b)

Počas postupu povodňovej vlny po toku dochádza k jej transformácii vplyvom vlastného koryta toku, ale aj vplyvom nádrží a retenčných priestorov budovaných pre tento účel. Prechod prietokovej vlny nádržou, resp. retenčným priestorom je predmetom nadstavbového kurzu z hydrologie pre študentov – špecialistov v magisterskom stupni štúdia.

11.1.2.2 Minimálne prietoky

Minimálne prietoky (Q_{min}) patria k najdôležitejším charakteristikám toku. Ich hodnoty, trvanie a početnosť výskytu sú dôležité najmä z vodohospodárskeho hľadiska. Pri zabezpečení zásobovania pitnou a úžitkovou vodou, pri využití toku pre závlahy alebo energetiku, je poznanie minimálnych prietokov veľmi dôležité. V poslednom období sa zdôrazňuje **hydroekologický význam** minimálnych prietokov. Tento pojem je potrebné chápať v súvislosti so situáciami, keď sa minimálne prietoky stávajú limitom rozvoja niektorých ekosystémov.

Za **minimálny prietok** považujeme najmenší okamžitý prietok v danom profile za zvolené obdobie. Na prirodzených tokoch sa za minimálny prietok považuje spravidla najmenší priemerný denný prietok. Udáva sa v $m^3 \cdot s^{-1}$ alebo v $l \cdot s^{-1}$.

Minimálne prietoky sa vyskytujú najmä v období, keď výrazne poklesne alebo úplne ustane povrchový odtok a tok je zásobovaný len zo zdrojov podzemných vôd.

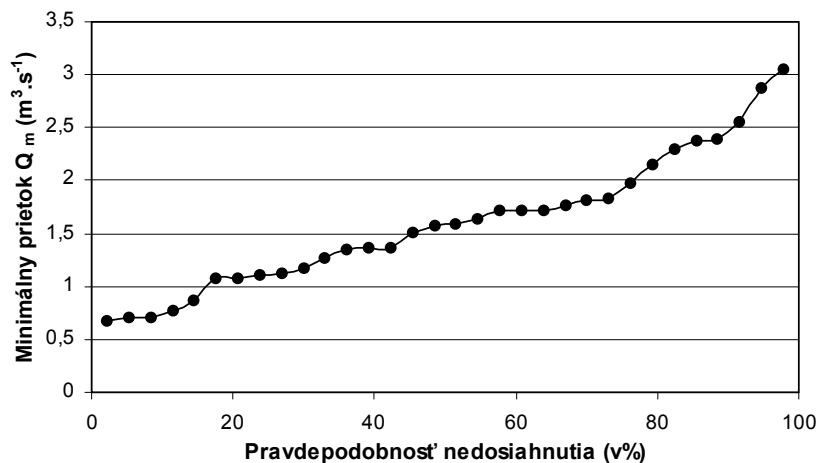
Malú vodnosť toku reprezentuje vodný režim toku, ktorého prietoky sú menšie ako **medzný prietok malej vodnosti**. Hodnota medzného prietoku musí spĺňať niekoľko podmienok. Musí umožniť vyčleniť malú vodnosť z celkovej vodnosti toku za predpokladu rovnakého rozsahu pravdepodobnosti prekročenia zvolených zložiek vodnosti. Veľkosť medzného prietoku nesmie vylúčiť v najvodnejšom alebo odtokovo najvyrovnannejšom roku ich malú vodnosť. Hodnota medzného prietoku musí byť volená tak, aby nedošlo pri zostavovaní radov charakteristík a parametrov malej vodnosti k ich diskontinuite.

Na základe uvedených podmienok sa za medzný prietok malej vodnosti odporúča najväčší **minimálny denný prietok** za dlhšie obdobie.

Obdobie malej vodnosti je úzko spojené s bezsrážkovým obdobím. Tieto prípady nastanú buď v zime pri nízkych teplotách, alebo v lete, resp. na jeseň, keď vplyvom vyšších teplôt sa zrážková voda rýchlo vyparí.

Pri spracovaní minimálnych prietokov používame pojmy ako **absolútne minimum**, **priemerný ročný minimálny prietok**, **suché obdobie**, **doba prerušenia prietokov** a pod.

Na spracovanie minimálnych prietokov najčastejšie využívame čiaru nedosiahnutia. Môžeme z nej odčítať hodnotu pravdepodobnosti nedosiahnutia určitej hodnoty prietoku. Od čiaru prekročenia sa líši spôsobom zostrojenia, a to usporiadaním hodnôt nie do klesajúceho, ale do stúpajúceho radu. Vďaka tomu je priebeh čiaru nedosiahnutia zrkadlovým obrazom čiaru prekročenia (obr. 11.8).



Obrázok 11.8 Empirická čiara nedosiahnutia minimálnych ročných prietokov

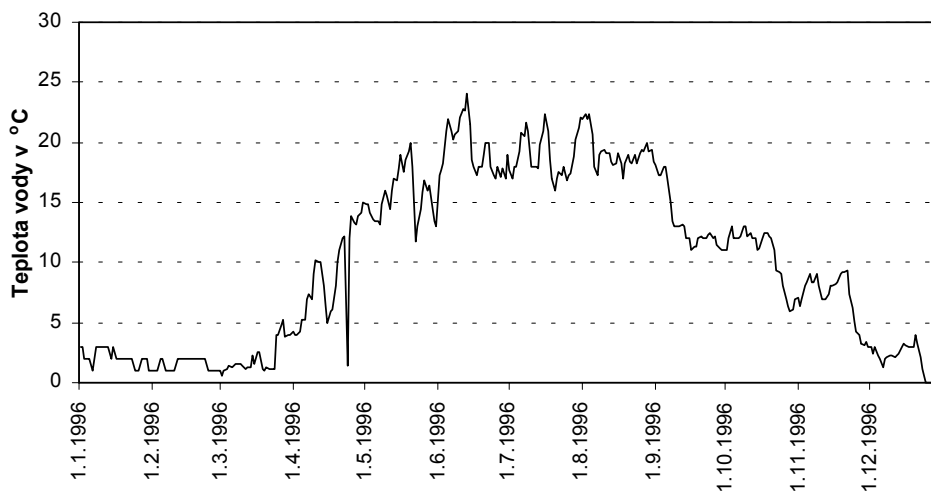
Význam hodnôt minimálnych prietokov vzrastá aj preto, že sa používajú v metódach rôznych autorov pri stanovení veľkosti podzemného odtoku, resp. jeho podielu na celkovom odtoku. Podrobnejšie sa touto problematikou zaoberáme v kapitole 12.2.3.

11.1.3. Hodnotenie teplotného a ľadového režimu

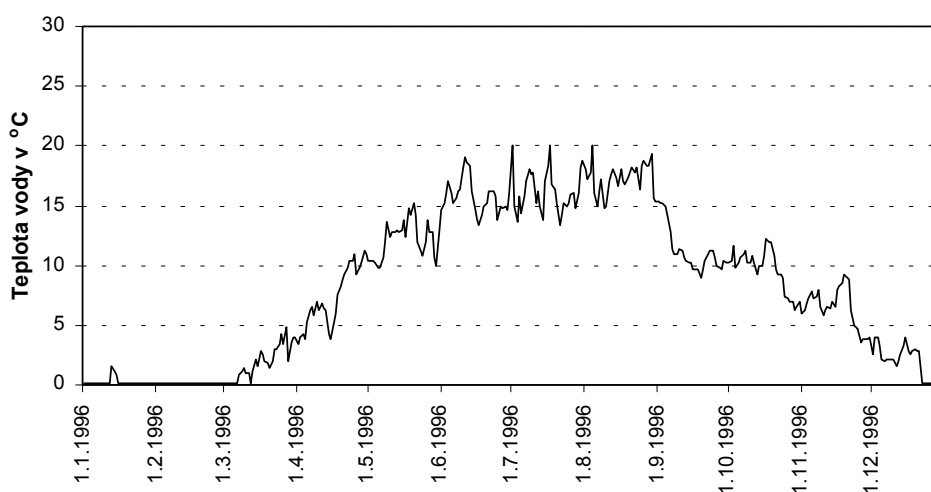
Teplota vody sa meria na hydrologických stanicích vždy pri rannom odčítaní vodočtu. Vzhľadom na minimálny rozdiel medzi touto hodnotou a priemernou dennou teplotou na našich tokoch sa nameraná hodnota považuje za **denný priemer**. Meranie sa uskutočňuje teplomerom s ochranným krytom, aby nedochádzalo k bezprostrednému ovplyvneniu nameranej hodnoty teplotou vzduchu.

Namerané hodnoty sa spracujú buď graficky alebo do tabuliek. Priebeh hodnôt **priemerných mesačných teplôt** vybraných slovenských tokov je znázornený na obr. 11.9 až 11.11. Už takéto spracovanie veľa naznačí o vyrovnanosti, resp. nevyrovnanosti ročného chodu teplôt. Zmeny teploty vody v priebehu roka, jednotlivé sezónne zmeny a zmeny v priebehu dňa závisia najmä od klimatického pásma, v ktorom sa daný tok nachádza.

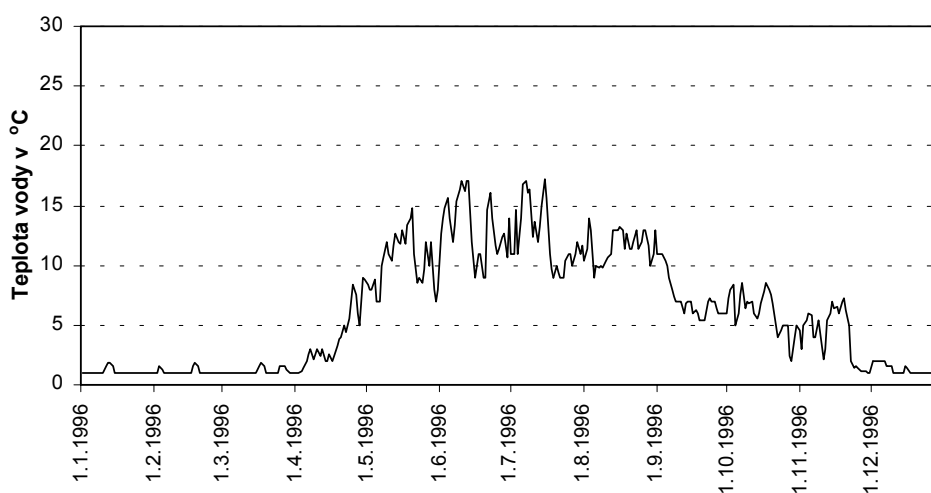
Okrem vlastnej hodnoty teploty vody nás zaujíma aj **doba trvania** a **častosť výskytu** určitých hodnôt. Spracovaním hodnôt **priemernej ročnej teploty** vody za dlhšie časové obdobie pomocou metód matematickej štatistiky môžeme zostrojiť **čiaru prekročenia** rovnakým spôsobom ako pri prietokoch. Hodnoty pravdepodobnosti prekročenia v tab. 11.2 využijeme na rozdelenie jednotlivých rokov na **mimoriadne chladné**, **chladné**, **priemerne teplé**, **teplé** a **mimoriadne teplé**.



Obrázok 11.9 Chronologická čiara denných teplôt vody toku Ipeľ v roku 1996



Obrázok 11.10 Chronologická čiara denných teplôt vody toku Slaná v roku 1996



Obrázok 11.11 Chronologická čiara denných teplôt vody toku Poprad v roku 1996

Ľadový režim toku hodnotíme na základe výskytu **ľadových javov** na toku. Medzi najčastejšie ľadové javy patria: **ľadová kaša**, **ľadová triešť**, **ľadové kryhy** a **ľadová pokrývka**.



Obrázok 11.12 Plávajúce ľadové kryhy na sibírskej rieke Lena. V priebehu jarného topenia ľadu dochádza k nakopeniu kryh a rozsiahlym záplavám.

Pri hodnotení ľadových javov nás najčastejšie zaujímajú tieto parametre: počiatok a dĺžka výskytu a ich množstvo vo vodomernom profile toku. Ak by sme informácie o nástupe ľadových javov a dobe trvania vykreslili do izolínovej mapy, mohli by sme sledovať celé oblasti s rovnakým ľadovým režimom.

Z ľadových javov, ktoré vznikajú na hladine toku, hodnotíme najmä množstvo ľadovej triešte a ľadových kryh. Približné množstvo triešte pohybujúcej sa na hladine vo vodomernom profile môžeme zistiť podľa vzorca:

$$Q_{tr} = i \cdot b \cdot v \cdot g \text{ [kg} \cdot \text{s}^{-1}] \quad (11.5)$$

kde **i** je intenzita chodu triešte v desatinách pokrytia hladiny, **b** je šírka hladiny s plávajúcou triešťou, **v** je rýchlosť pohybu ľadu a **g** je množstvo triešte na jednotku plochy v kg, ktoré sa často nahrádza hrúbkou triešte **h** v m. V takom prípade je množstvo triešte vyjadrené v objemových jednotkách $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Množstvo plávajúcich ľadových kryh (obr. 11.12) sa vypočíta podobne:

$$Q_k = i \cdot b \cdot v \cdot h \quad (11.6)$$

V oboch prípadoch získame len približné výsledky, lebo určenie **i** a **b** je dosť náročné a aj nepresné. Na presnosť výsledku v priebehu dňa vplyvajú zmeny **i** a **g**.

Zmeny **teploty vody v priebehu dňa** sú najväčšie v teplom ročnom období pri riekach v **miernych šírkach** a v **horských oblastiach** teplých klimatických pásiem na Zemi. Na slovenských riekach dosahujú denné amplitúdy v lete za slnečného počasia 1 až 2 °C, na malých horských tokoch s dôkladnejším prevzdušnením to môže byť 4 až 5 °C.

Najväčšie výkyvy **v priebehu roka** vykazujú opäť denné teploty riek **mierneho pásma**, kde sa hodnota amplitúdy môže pohybovať až do 30 °C (pozri obr. 11.9 až 11.11). Smerom do vyšších geografických šírok sa amplitúda znižuje a v polárnych oblastiach dosahuje len niekoľko stupňov. Smerom k rovníku sa amplitúda tiež znižuje ale hodnoty sa udržiavajú na vyššej úrovni medzi 25 až 30 °C.

11.1.4. Hodnotenie režimu splavenín

Splaveniny sú výsledkom erózneho procesu v povodí toku. Erózia začína na svahoch, kde zrážková voda sústredená do siete pramienkov vody rozrušuje jemné častice pôdy a transportuje ich. Sústreďovaním vody do ronových rýh sa zvyšuje erózna sila vody, ryhy sa prehĺbujú, zväčšujú, menia sa na výmole a odnášaného materiálu pribúda. Podľa charakteru svahu (konvexný, konkávny, kombinovaný), jeho sklonu a dĺžky a v závislosti od vzdialenosti sa do toku dostáva určitá časť transportovaného materiálu. Tento materiál sa podľa momentálnej **unášacej sily** toku mení na **plaveniny** a vlastné, čiže dnové **splaveniny**. Materiál prinášaný do toku zo svahov nie je jediným zdrojom splavenín. Tok svojou eróznou činnosťou – **hlbkovou** a **bočnou** eróziou rozrušuje brehy a dno toku a uvoľnený materiál sa opäť dostáva do toku v podobe splavenín. Podrobnejšie informácie nájdete v učebniciach geomorfológie.

Spôsoby merania splavenín vychádzajú z rozdelenia splavenín na plaveniny a vlastné splaveniny. Rozdiel medzi nimi je jasný z definície. Z toho vyplýva aj rozdielny spôsob merania. Množstvo plavenín rozptýlených vo vode hodnotíme ako **mútnosť (kálnosť)**. Vyjadrujeme ju v mg.l^{-1} , resp. g.m^{-3} a označujeme **w**. Údaje o mútnosti získavame nepriamo **odberom** a **rozborom** vzoriek. Odber vzoriek sa uskutočňuje pomocou odberného zariadenia. V princípe ide najčastejšie o zariadenie, ktorého súčasťou je nádoba, do ktorej odoberáme vzorku vody. Po odobratí vzorky sa nechá voda odpariť (metóda **dvojitého odparku**) alebo je **prefiltrovaná** a odvážením sa zistí hmotnosť plavenín obsiahnutá v danom objeme vody.

Množstvo **dnových splavenín** sa určuje priamym odberom pomocou **lapáka**. Konštrukcia lapáka býva rôzna, princíp je však rovnaký. Cez vtokový otvor sa voda spolu so splaveninami dostáva do usadzovacieho priestoru so sitami rôznej veľkosti (podľa typu). Voda odtečie cez výtokový otvor a materiál ostane zachytený na site. Po vytiahnutí lapáka sa množstvo zachytených splavenín odváži.

Okrem mútnosti hodnotíme aj množstvo splavenín, ktoré prechádza daným profilom za jednotku času, čiže **prietok splavenín**. Označujeme ho **G** a meriame v kg.s^{-1} . Analogicky s prietokom vody zistíme **pretečené množstvo splavenín** S_s (v tonách) za určité obdobie (napr. rok). Ak hodnotu S_s vydělíme plochou povodia, dostaneme hodnotu **špecifického odtoku splavenín** z 1 km^2 povodia. Táto hodnota je považovaná za **mieru erózie** v povodí.

Meranie prietoku splavenín a plavenín je analogické s meraním prietoku vody. Pri meraní splavenín odoberáme lapákom splaveniny vo vybraných zvisliciach a prietok **G** určíme na základe vzťahu pre **elementárny prietok** (g_s):

$$g_s = \frac{g_{\text{splav}} \cdot 100}{i \cdot b} \quad (11.7)$$

kde g_{splav} je hmotnosť splavenín v gramoch, **t** je čas pôsobenia lapáka v sekundách a **b** je šírka vtoku do lapáka v centimetroch. Z toho vyplýva, že elementárny prietok určíme v $\text{g.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$. Grafickým znázornením rozdelenia elementárnych prietokov v šírke toku získame obrazec, ktorého plocha predstavuje v príslušnej mierke prietok splavenín profilom (**G**).

Na výpočet množstva splavenín, ktoré odtečie za rok, sa používajú aj rôzne korelačné vzťahy, zistené z merania prietokov vody a prietoku splavenín.

Napríklad pre profil v Bratislave platí vzťah:

$$G = 0,00835Q + 15,45 \quad (11.8)$$

kde **G** je prietok splavenín v kg a **Q** je prietok v $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.



Obrázok 11.13 „Tajomstvo sedimentov rieky Chuang-che“. Táto čínska rieka preteká púštnymi a polopúštnymi oblasťami a odnáša veľké množstvo sprašových častíc.

Množstvo splavenín unášaných riekami nie je vôbec zanedbateľné. Alpský Rýn prináša do Bodamského jazera ročne asi $40\,000 \text{ m}^3$ hrubého štrku a $3\,000\,000 \text{ m}^3$ písku a ílu. V rieke Amudarja dosahuje kálnosť až 4 kg.m^{-3} a v rieke Chung-che v priemere 34 kg.m^{-3} , no pri povodni až 700 kg.m^{-3} . Na obr. 11.13 je zachytená krajina okolo tejto čínskej rieky, z jej povodia ročne „zmizne“ 1 660 miliónov ton materiálu.

11.2. HODNOTENIE TOKOV PODĽA REŽIMU ODTOKU

11.2.1. Klasifikácie režimu odtoku svetových tokov

Okrem nepretržitej zmeny okamžitých prietokov môžeme v režime odtoku počas roka sledovať určité, **pravidelne** sa opakujúce **zmeny prietokov**. Je to spôsobené kolísaním klimatických činiteľov v súvislosti so striedaním ročných období. Významnú úlohu zohrávajú aj niektoré fyzicko-geografické vlastnosti povodia podliehajúce rýchlejšiemu alebo pomalším výkyvom. Tieto zmeny označujeme ako **režim odtoku**.

Hodnotením tokov podľa režimu odtoku sa zaoberalo mnoho autorov. Prvú klasifikáciu povrchových tokov spracoval E. Vojejkov na konci 19. storočia. Do všeobecného povedomia sa však dostali klasifikácie, ktoré spracovali M. Pardé a najmä M. I. Lvovič. Obidve tieto klasifikácie vychádzajú z hodnotenia **režimu odtoku**.

M. I. Lvovič vo svojej klasifikácii postavil obidve klasifikačné kritériá, t.j. **zdroj vodnosti** a **rozdelenie odtoku počas roka** na jednu úroveň. Medzi **zdroje vodnosti** zaraďuje:

- dážď (R),
- sneh (S),
- ľadovec (G) a
- podzemnú vodu (U).

Pri rozdelení odtoku počas roka používa **ročné obdobia**:

- jar (P),
- leto (E),
- jeseň (A),
- zimu (H).

Každý zdroj zásobovania a ročné obdobie člení na 3 skupiny podľa toho, akým percentuálnym podielom sa zdroj vodnosti zúčastňuje na odtoku a v ktorom ročnom období je realizovaný. Prehľad označenia jednotlivých typov je v tab. 11.3.

Tabuľka 11.3 Prehľad označenia jednotlivých typov v klasifikácii M. I. Lvoviča

Percentuálny podiel	Zdroj zásobovania	Ročné obdobie
viac ako 80%	R [*] , S [*] , G [*] , U [*]	P ^{**} , E ^{**} , A ^{**} , H ^{**}
50 % - 80%	R-x, S-x, G-x, U-x	P-y, E-y, A-y, H-y
menej ako 50%	r-x, s-x, g-x, u-x	p-y, e-y, a-y, h-y
* z angl. R – Rain (dážď), S – Snow (sneh), G – Glacier (ľadovec), U – Underground Water (podzemná voda)		
** z franc. P – Printemps (jar), E – Été (leto), A – Autumn (jeseň), H – Hiver (zima)		

V snahe nájsť typické vlastnosti povodií a riek, ktoré by umožnili zjednodušiť dosť neprehľadnú stupnicu 38 kombinácií vyhľadal Lvovič rieky, ktoré pretekajú oblasťami približne rovnakého charakteru a vybral ich ako predstaviteľov typu. Tieto typy zhrnul do 12 základných skupín, ktoré označil podľa riek a podľa oblastí. Ďalej ich delí na pásmové a nepásmové (tab. 11.4). V neskoršom období M. I. Lvovič vypracoval aj mapu priestorového rozloženia jednotlivých typov.

Tabuľka 11.4 Prehľad zjednodušeného označenia typov riek podľa M. I. Lvoviča

Pásmový typ		Nepásmový typ
1 amazonský	6 oderský	11 kaukazský
2 nigerský	7 volžský	12 loanský
3 mekongský	8 yukonský	
4 amurský	9 nurský	
5 stredomorský	10 grónsky	

Naše toky podľa tohto delenia patria k typu **oderskému** s dažďom ako prevažným zdrojom vodnosti a s prevahou odtoku v jarných mesiacoch. Výnimku netvorí ani naša vysokohorská oblasť, lebo Lvovič ráta jún k jarným mesiacom (podľa kalendárneho roka).

M. Pardé klasifikuje toky na základe počtu maxim a miním v roku. Toto primárne kritérium dopĺňa kritériom **zdroja vodnosti**, pričom tento zdroj vyjadruje buď **priamo** (dažďový typ, snehový typ, atď), alebo nepriamo pomocou **oblastí** (mediteránny typ, jurský typ, pyrenejský typ, atď). Výsledkom je podrobná ale pomerne zložitá klasifikácia, ktorú autor samozrejme doplnil podrobnou charakteristikou jednotlivých typov.

Na základe počtu maxím a miním autor vyčleňuje 2 základné typy riek:

- **rieky s jednoduchým režimom** – dosahujú počas roka **jedno výrazné maximum** a **jedno minimum**, ďalej sú charakteristické **veľkým rozdielom** medzi maximom a minimom a územie, v ktorom sa nachádza ich povodia možno považovať **klimaticky za jednotné**
- **rieky s komplexným režimom** – okrem **hlavného** maxima a minima dosahujú ešte **ďalšie zvýšenie** alebo zníženie prietokov
Rieky s **komplexným režimom** autor ďalej člení nasledovne:
- **rieky prvého rádu** – sú to rieky s komplexným režimom, ktoré dosahujú počas roka 2 až 3 maximá a minimá
- **rieky druhého rádu** – sú to rieky s premenlivo komplexným režimom odtoku. Patria sem rieky, ktoré v rôznych častiach svojho povodia buď **striedajú režimy odtoku**, čo je spôsobené zmenou **zdroja napájania** (napr. Rýn), alebo sem patria rieky, ktorých **dominantným** zdrojom vodnosti je **dážď**, ale pretekajú cez **rôzne** klimatické oblasti (Níl, Niger)

V nasledujúcej tabuľke 11.5 je uvedené nielen rozčlenenie na jednotlivé podtypy ale aj ich základná charakteristika.

Tabuľka 11.5 Typy (subtypy) režimu odtoku podľa Pardého a ich základná charakteristika

Typ (subtyp)	maximum	minimum
Rieky s jednoduchým režimom		
1. Rieky s glaciálnym režimom (Rhône – Gletsch)	VII, VIII	II, III
2. Rieky s oceánickým dažďovým režimom (Seina – Paris) Ako jediné so skupiny riek s jednoduchým režimom odtoku nemajú výrazný rozdiel medzi minimom a maximom	I-III	VII-IX
3. Rieky s tropickým dažďovým režimom • na severnej pologuli: • na južnej pologuli:	VII, VIII, IX II, III, IV	II, III, IV VII, VIII, IX
4. Rieky so snehovým režimom pohorí (Rýn – Feisberg) Pomalý, postupný nárast prietokov	VI	II, III
5. Rieky so snehovým režimom nížin (Dneper – Kamenka, Volga – Kirov) Rýchly nárast prietokov	IV, V, VI	II, III, IV
Typ (subtyp)		
	1. maximum	2. maximum
Rieky s komplexným režimom 1. rádu		
1. Snehovo-prechodný typ (Drac – Sautet)	VI	XI, XII
2. Snehovo-dažďový typ (Emme – Emmenmatt)	IV, V	XI, XII
3. Dažďovo-snehový 1. maximum – dážď zosilnený topením snehu, 2. maximum – spôsobené dažďom 3.1. Jurský typ (Orbe – Granges) 3.2. Stredomorský (mediteránny) typ (Tiber – Rím) 3.3. Pyrenejský typ (Gave d'Aspe – Bidos) 3.4. Kontinentálny typ strednej Európy (Nisa – Klódzko) a Appalačského pohoria (Susquehanna – Harrisburg) 3.5. Snehovo-dažďový typ rieky Mississippi (Mississippi – Hannibal)	II, III, IV, V	X, XI, XII, I, VI
4. Dažďový typ s dvoma maximami		
5. Typ s viac ako dvoma maximami 1. maximum – spôsobené topením snehu 2. maximum – spôsobené búrkami 3. maximum – spôsobené monzúnovou cirkuláciou Tento subtyp je rozšírený najmä v oblasti SZ Japonska J. Marcinek však tento typ uvádza aj na predhorí Álp, kde prvé maximum je spôsobené dažďom spojené s topením snehu (Marec), druhé letnými búrkami (Júl) a tretie zo zimných dažďov prichádzajúcich od oceánu (November).		
Rieky s komplexným režimom 2. rádu		
1. Snehovo alebo ľadovcovo-prechodný typ (Indus, Ganga)	VI	XI, XII
2. Snehovo-dažďový typ (Rýn, Missouri)	VI, V	XI, XII
3. Snehový typ s dvomi, resp. viacerými dažďovými epizódami (Mississippi, Dunaj, Rhône)	VI, V	XI, XII
4. Dažďový typ s dvomi alebo tromi dažďovými epizódami (Níl, Niger, Kongo, Amazonka)	VI, V	XI, XII

11.2.2. Klasifikácia režimu odtoku slovenských tokov

Rozdelením odtoku v priebehu roka a zdrojmi vodnosti slovenských tokov sa zaoberal vo svojich prácach najmä O. Dub (1947, 1950, 1951), pričom výsledky zhrnul vo Všeobecnej hydrologii Slovenska (1954). Klasifikácia slovenských tokov podľa O. Duba je uvedená v tab. 11.6.

Pri porovnaní svojej klasifikácie s klasifikáciou Lvoviča O. Dub konštatuje, že z hľadiska zdroja vodnosti patria všetky slovenské toky do skupiny **R-x**. Z hľadiska režimu odtoku vysokohorskú oblasť zaraďuje do skupiny **e-y**, stredohorskú a vrchovinnú-nížinnú oblasť do skupiny **p-y**.

Vysokohorská oblasť zaberá oblasť našich najvyšších pohorí. Je charakteristická **dlhotrvajúcou** snehovou pokrývkou, vysokým priemerným ročným úhrnom zrážok a nízkou priemernou ročnou teplotou vzduchu. **Maximálne** mesačné prietoky sa vyskytujú v **máji a júni**, **minimálne** mesačné prietoky v **januári a februári**. Územie je charakterizované **vyšokou vodnosťou**, ktorú možno dokumentovať na **špecifickom odtoku**, ktorý dosahuje vo Vysokých Tatrách hodnoty $40 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ v ostatných oblastiach $30 - 35 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$. Vysoký je aj **koeficient odtoku**, ktorý v tejto oblasti dosahuje hodnoty $70 - 90 \%$. Typ režimu odtoku možno charakterizovať ako **prechodne snehový**.

Tabuľka 11.6 Prehľad klasifikácie tokov podľa O.Duba

Charakter oblasti	Stupeň	Podiel ročných období na odtoku (v %)			
		Zima	Jar	Leto	Jeseň
Vysokohorská	A1	5,8	27,7	46,0	20,5
	A2	16,2	31,0	30,8	22,0
Stredohorská	B1	15,3	36,8	24,0	23,9
	B2	17,4	39,5	21,0	22,1
Vrchovinná Nížinná	C1	21,1	42,2	17,9	18,8
	C2	24,1	45,6	14,6	15,7

V **stredohorskej oblasti** dochádza k pravidelnej akumulácii snehu a k pravidelnému premrzaniu pôdy, čo spôsobuje výrazný pokles mesačných prietokov. **Maximálne** mesačné prietoky sú v **apríli**, **minimálne** v **septembri a októbri**. **Celkový odtok** je menší ako z predchádzajúcej oblasti. Priemerný **špecifický odtok** dosahuje v hornej časti hodnoty $20 - 30 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ v dolnej cca. $15 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$. Zo zrážok odtečie $40 - 60\%$. (**koeficient odtoku**). Typ režimu odtoku možno charakterizovať ako **snehovo-dažďový**.

Pre **vrchovinnú-nížinnú oblasť** je typická nestálosť zím, nestála snehová pokrývka, ako i nepravidelné premrzanie pôdy. Spôsobuje to, že sa zima neprejavuje výrazným poklesom mesačných prietokov. Miestne toky dosahujú **maximálne** mesačné prietoky vo **februári** a v **marci**, **minimálne** v **auguste a septembri**. Priemerný **špecifický odtok** dosahuje v nížinách hodnoty $1,5 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$ a vo vrchovinách $7 \text{ l.s}^{-1}.\text{km}^{-2}$. **Koeficient odtoku** sa pohybuje od 10% do 30% . Typ režimu odtoku možno charakterizovať ako **dažďovo-snehový**.

Pre jednotlivé skupiny tokov platí, že podiel prvého polroku na ročnom odtoku dosahuje pri vysokohorskej oblasti hodnotu menej ako 50% , pri stredohorskej $50 - 60\%$ a pri vrchovinnú-nížinnú viac ako 60% . Toto rozdelenie samozrejme úzko súvisí so zdrojmi vodnosti a s klimatickými pomermi.

V roku 1980 bol vydaný Atlas SSR. V kapitole „Ovzdušie a vodstvo“ je publikovaná mapa autorov E. Šima a M. Zaťka „Typy režimu odtoku“. Hoci autori vychádzali z pôvodnej koncepcie O. Duba, doplnili informácie o jednotlivých oblastiach o typy režimu odtoku a spodrobili základné hydrologické charakteristiky. Z ostatných mapových podkladov kapitoly „Ovzdušie a vodstvo“ je zrejme, že spresnenie bolo urobené na základe máp klimatických oblastí a klimatogeografických typov. Na rozdiel od O. Duba autori nedelili vysokohorskú oblasť na dve podoblasti. Prehľad uvedenej klasifikácie je v tab. 11.7. Symbolom Q_{ma} sú označené dlhodobé priemery mesačných prietokov.

Tabuľka 11.7 Typy režimu odtoku (E. Šimo, M. Zaťka, Atlas SSR, 1980)

Oblasť	Typy režimu odtoku	Základné hydrologické charakteristiky				
		akumulácia	vysoká vodnosť	najvyššie Q_{ma}	najnižšie Q_{ma}	podružné zvýšenie vodnosti koncom jesene a začiatkom zimy
vysokohorská	prechodne snehový	X-III, (IV)	IV-VII (VIII)	V-VI (VII>IV)	I-II	nevýrazné
stredohorská	snehovo - - dažďový	XI-III	IV-VI	V (VI>IV)	I-II	nevýrazné
		XI-II	III-V	IV (V>III) (V<III)	I-III IX-X	mierne výrazné
vrchovinnú- -nížinná	dažďovo - - snehový	XII-II	III-IV	III (IV>II)	IX	výrazné
		XII-I	II-IV	III (IV>II)	IX	výrazné

V období rokov 1986 – 1989 spracovali J. Turbek a R. Škoda (1989) časovú a priestorovú premenlivosť priemerných mesačných prietokov slovenských tokov. Autori na území Slovenska na základe hodnoty **koeficientu variácie** (Cv) **mesačných prietokov** vyčlenili 5 základných typov (Cv do 0,60; 0,61 – 0,80; 0,81 – 1,10; 1,11 – 1,30; nad 1,31), ktoré potom na základe podielu mesačného odtoku na ročnom odtoku rozdelili na 14 oblastí. Hodnoty percentuálneho podielu jednotlivých mesiacov na ročnom odtoku sú v tab. 11.8. V tab. 11.9 sú potom uvedené jednotlivé toky, patriace do príslušných oblastí.

Kedže autori uvedenú regionalizáciu spracovali na základe hodnôt mesačných prietokov, boli viazaní na toky s vodomernými stanicami. Z tohto dôvodu ostali na mape Slovenska neoznačené plochy. Je to územie s nedostatkom vodomerných staníc, resp. s krátkymi pozorovacími radmi.

Tabuľka 11.8. Hodnoty percentuálneho podielu mesačného odtoku na ročnom odtoku v jednotlivých oblastiach Slovenska

Oblasť		Mesiace											
		XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
		Podiel mesačného odtoku na ročnom odtoku (v%)											
1	a	7,5	8	7,5	8	12	11	9,5	8	7,5	8,5	6	6,5
	b	8	8	6,5	5,5	10	16	11,5	8,5	7	6,5	6	6,5
	c	5,5	6,5	5,5	5	8	11	11	11	11	10	8	7,5
2	a	8,5	7,5	5,5	6	11	14	11,5	9,5	8,5	6,5	5	6,5
	b	8	6,5	4,5	4	6,5	16	15,5	11	8,5	7	6	6,5
	c	6	5	4	3,5	6	10	14	15	13	10	7	6,5
3	a	7,5	10	8,5	11,5	15,5	13	8,5	7	5,5	4,5	3,5	5
	b	7	7	5,5	7	13,5	16,5	8,5	7,5	9,5	7	5	6
	c	7,5	7,5	5,5	6	13	17,5	11,5	8,5	7,5	5	4,5	6
	d	6	4,5	3	3,5	4	10	19,5	15	13	9	6,5	6
4	a	7	9	7	10	17	14	10	7	6	4,5	3,5	5
	b	7	8	6	9	18,5	15	7,5	8	8,5	4,5	3	5
	c	6,5	8,5	7	11	17,5	18	10	6,5	4,5	3,5	3	4
5	a	8,5	9	7,5	13	22	13,5	7,5	5,5	4	3	3	3,5

Tabuľka 11.9 Povodia jednotlivých tokov Slovenska patriace do príslušných oblastí

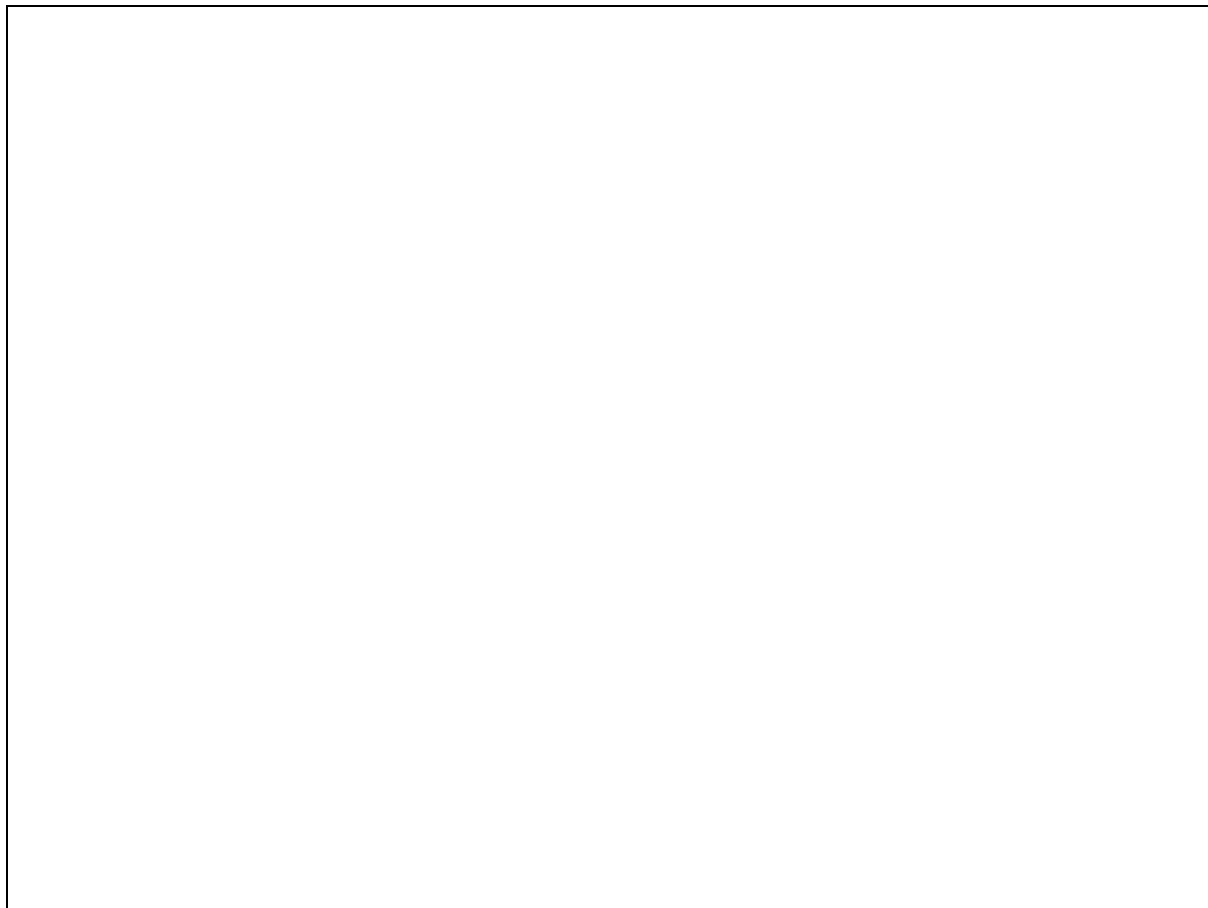
Oblasť	Povodia
1	a ľavostranných prítokov Váhu od Rajčianky po Tepličku vrátane ľavostranných prítokov Rajčianky
	b pravostranných prítokov Váhu od Kvačianky po Oravu, ľavostranných prítokov Váhu – Revúcej a Lubochnianky, prítokov Oravy z Oravskej Magury a Skorušinských vrchov a Turca a Bystrice (Hron)
	c Bieleho Váhu a ľavostranných prítokov Oravy zo Západných Tatier
2	a Slanej po Muráň, povodie Hnilca okrem dolnej časti, povodie Hornádu po Hnilec a horná časť Turne po Hrhov
	b Čierneho Váhu, ľavostranných prítokov Váhu po Lubochnianku (okrem Klačianky), pravostranných prítokov Hrona po Bystricu a horná časť Hnilca po Stratenú
	c ľavostranných a pravostranných (po Lubicu) prítokov Popradu a Bielej vody a Javorinky
3	a pravostranných prítokov Váhu od Kysuce po Jablonku, vrátane ľavostranných prítokov Váhu od Tepličky po Striebornicu, vrátane Nitry a Žitavy a pravostranných prítokov Hrona z Kremnických vrchov a Vtáčnika
	b prítokov Kysuce a Oravy, stekajúce z Kysuckých a Oravských Beskýd a Kysuckej vrchoviny, Toryse a Svinky a pravostranných prítokov Popradu pod Lubicou
	c Čierneho Hrona, Slatinky a jej pravostranných prítokov, Muráňa, Klenoveckej a Tisoveckej Rimavy, horné časti Bodvy a Idy a prítokov Bodrogu, stekajúce z Vihorlatu a Popričného
	d Tichého a Kôprového potoka, Belej a jej pravostranných prítokov zo Západných Tatier a pravostranných prítokov Váhu zo Západných Tatier
4	a Turca (Slaná), Rimavice, Blhu a Gortvy
	b Sekčova a prítokov Hornádu a Bodrogu, stekajúcich zo Slanských vrchov, Ondavskej a Laboreckej vrchoviny a Bukovských vrchov
	c tokov stekajúcich zo západných a juhozápadných svahov Malých Karpát
5	a slovenská časť Iplľa, ľavostranných prítokov Hrona od Slatiny po Sikenicu vrátane a povodie Neresnice

Okrem rozdelenia odtoku počas roka, resp. priemernej vodnosti v jednotlivých obdobiach sa ako kritérium pre klasifikáciu používa aj pomer **K-ročných vodností** Q_a s pravdepodobnosťou prekročenia 1% a 99%:

$$K = \frac{Q_{a1\%}}{Q_{a99\%}} \quad (11.9)$$

Na Slovensku sú **najvyrovnanjšie** vysokohorské toky, kde K dosahuje hodnoty 1,5 – 3, pri **priemerne vyrovnaných** je to 3 – 6 a pri **nevyrovnaných** 6 a viac.

Zatiaľ poslednou regionálnou typizáciou tokov na území Slovenska je mapa ... v Atlase krajiny Slovenskej republiky (2002).



Obrázok 11.14 Typy režimu odtoku (Šimo, Zafko, 2002)

Autori mapy prehodnotili typy režimu odtoku slovenských tokov znázornené na mape v Atlase SSR (1980) a dospeli k záveru, že uvedené výsledky sú stále v platnosti. Z tohto dôvodu je možné ako legendu k mape na obr. 11.14 použiť tabuľku 11.7, v ktorej sú uvedené pôvodné výsledky práce autorov.

12

PODPVRCHOVÝ ODTOK

PREHĽAD ZÁKLADNEJ TERMINOLÓGIE

Podpovrchová voda (*subsurface water*) – voda vyskytujúca sa v zemskej kôre vo všetkých skupenstvách v priamom kontakte s horninovým prostredím. Tiež uvádzaná ako voda vyskytujúca sa vo vodných útvaroch pod zemským povrchom (v zemskej kôre) a ako spoločné označenie pre pôdnu a podzemnú vodu.

Pôdna voda (*soil water*) – kvapalná fáza vody, vyplňujúca tú časť priestoru pórov pôdy, ktorá nie je zaplnená pôdnym vzduchom. To, čo sa označuje pojmom pôdna voda je v skutočnosti roztok, obsahujúci v relatívne malých koncentráciách organické a anorganické látky, z ktorých najdôležitejšie sú živiny (makro a mikroelementy). Koncentrácia rozpustených látok v pôdnej vode je spravidla tak nízka (nižšia ako $0,001 \text{ kg.kg}^{-1}$), že fyzikálne vlastnosti pôdneho roztoku sú blízke vlastnostiam vody. Preto pri výpočte pohybu vody v pôdach považujeme pôdnu vodu za kvapalinu s vlastnosťami čistej vody. Výnimkou sú pôdy s vysokým obsahom solí (zasolené pôdy), kde sa musí vysoká koncentrácia rozpustených látok brať do úvahy. Pôdna voda môže byť pre rastliny prístupná alebo neprístupná.

Podzemná voda (*ground water*) – podpovrchová voda v kvapalnom skupenstve v pásme nasýtenia v priamom kontakte s horninovým prostredím. Tiež uvádzaná ako podpovrchová voda v kvapalnom skupenstve (voda vyplňujúca dutiny zvodnených hornín bez ohľadu na to, či vytvára alebo nevytvára súvislú hladinu, tiež voda vytvárajúca súvislú hladinu v pôde), je považovaná za dvojfázový systém.

Pásmo nasýtenia (*saturation zone*) – časť horninového prostredia, v ktorom sú všetky póry vyplnené vodou.

Pórovitosť pôdy (*soil porosity*) – pórovitosť pôdy P_p je podiel objemu pórov V_p na objeme pôdy V_t , vyjadruje sa rovnicou $P_p = V_p/V_t$. Najčastejšie sa vyjadruje v percentách z celkového objemu pôdy alebo v častiach z jednotky, je to bezrozmerná veličina. Najmenšiu hodnotu pórovitosti majú piesočnaté pôdy (0,3), najväčšiu pórovitosť majú pôdy s vysokým obsahom ílových častíc (viac ako 0,6).

Priepustnosť (*permeability*) – kvantitatívne vyjadruje vlastnosť pôdy alebo iného pórovitého prostredia prepúšťať tekutiny. Je charakteristikou pórovitého prostredia a nezávisí na vlastnostiach prúdiacej tekutiny. Zjednodušene si ju môžeme predstaviť ako relatívnu plochu pórov v pórovitom prostredí, kolmú na smer prúdenia.

Zásobnosť (*storativity*) – schopnosť horniny uvoľniť zo zásoby v póroch alebo prijať do zásoby v póroch určitý objem vody pri zmene piezometrického napätia.

Napätá hladina podzemnej vody (*confined groundwater level*) – plocha horného ohraničenia (stropu) zvodne, ktorá je pod vyšším hydrostatickým tlakom, ako je atmosférický tlak.

Nenapätá hladina podzemnej vody (*unconfined water level*) – plocha horného ohraničenia zvodne, ktoré je pod tlakom rovným atmosférickému tlaku.

Prameň (*spring*) – sústredený prirodzený výver podzemnej vody na zemský povrch. Rozoznávame prameň: artézsky, bariérový, depresný, epizodický, erózný, intermitentný, kontaktný, krasový, občasný, prelivový, puklinový, sutinový, vrstvomý, zlomový.

Výver (*outflow*) – výtok podzemnej vody na zemský povrch. Výver pod hladinou vodného recipientu sa označuje ako skrytý výver.

Hydroizobata (*hydroisobathic line*) – čiara spájajúca miesta rovnakých hĺbok hladín podzemnej vody pod terénom, meraných v rovnakom čase.

Hydroizohypsa (*groundwater-level contour*) – čiara spájajúca body s rovnakou úrovňou voľnej hladiny určitej zvodne, meranou v rovnakom čase

Hydroizopieza (*isopiestic line*) – čiara spájajúca body s rovnakou piezometrickou úrovňou určitej zvodne meranou v rovnakom čase.

Hydroológia podpovrchových vôd (hydrogeológia) sa ako samostatná vedná disciplína zaoberá vodou pod zemským povrchom nielen ako súčasťou hydrologického cyklu ale skúma aj vzťahy medzi vodou a horninovým prostredím, v ktorom sa voda pohybuje.

12.1. ZDROJE VZNIKU A ČLENENIE PODPOVRCHOVÝCH VÔD

Hlavným zdrojom **podpovrchovej vody** je voda, ktorá je súčasťou hydrologického cyklu na Zemi. Keďže preniká do plytkých vrstiev zemskej kôry označujeme ju **voda vadózna** (plytká). Jej zdrojom môže byť **kondenzačná voda**, t.j. ochladená a kondenzovaná vodná para, ktorá ako súčasť vzduchu prízemnej vrstvy atmosféry prenikla do pórov, dutín a puklín. Druhým zdrojom môže byť **voda infiltračná**, t.j. voda, ktorá pod zemský povrch vsiakla zo zrážok alebo z vody tečúcej po zemskom povrchu.

V hĺbkach zemskej kôry sa môžu tuhnutím žeravej lávy uvoľňovať molekuly kyslíka a vodíka, ktoré sa pri vysokom tlaku môžu zlúčiť. Tak vznikne **voda juvenilná** v podobe vodnej pary. Vystupovaním do chladnejších vrstiev zemskej kôry dochádza ku kondenzácii a vodná para sa mení na kvapalnú vodu.

Podpovrchová voda, ktorá sa nachádza v priestore pôdneho krytu a vyplňa trhliny a pukliny spolu so vzduchom (**pásmo prevzdušnenia**) sa nazýva **pôdna voda**. V hlbších vrstvách sa všetky pukliny vyplnené len vodou (**pásmo nasýtenia**) a označujeme ju **podzemná voda**. Hranicu medzi uvedenými pásmami tvorí súvislá hladina podzemnej vody.

12.1.1 Vlastnosti horninového prostredia

Za jednu zo základných charakteristík horninového prostredia považujeme **pórovitosť**. Určujeme ju rôznymi spôsobmi, najčastejšie vážením alebo z merných hmotností. Pri určovaní pórovitosti vážením odvážeme vysušenú vzorku a potom odvážeme tú istú vzorku nasýtenú vodou. Z rozdielu hmotností a z merných hmotností kvapaliny sa určí objem pórov a objem vzorky a z ich podielu zistíme pórovitosť.

V druhom prípade pomocou objemovej hmotnosti suchej vzorky a priemernej špecifickej hmotnosti materiálu, z ktorého sa vzorka skladá vypočítame pórovitosť na základe vzťahu:

$$p = \left(1 - \frac{\gamma_s}{\gamma_a}\right) \cdot 100\% \quad (12.1)$$

kde je objemová hmotnosť suchej vzorky a je priemerná merná hmotnosť materiálu.

Ďalšou charakteristikou horninového prostredia je **priepustnosť**. Je to schopnosť horninového prostredia prepúšťať tekutinu. Jej veľkosť (v m^2) závisí od voľných priestorov (pórov a puklín), ktorými môže prúdiť podzemná voda a nezávisí od vlastností prepúšťanej tekutiny. Z uvedeného vyplýva, že na veľkosť priepustnosti bude mať vplyv najmä veľkosť, objem a spojitost voľných priestorov, pričom nezanedbateľná bude aj drsnosť ich povrchu. Najlepšiu priepustnosť majú skrasovatené horniny.

Prietočnosť (T) vyjadrujeme ako súčin koeficientu priepustnosti (k_p) a hrúbky zvodnenej vrstvy (b). Je to v podstate vlastnosť celej zvodnenej vrstvy prepúšťať vodu.

Zásobnosť chápaná v zmysle definície uvedenej v prehľade terminológie sa vyjadruje koeficientom zásobnosti. Je úzko spojená s pojmom **vodná kapacita** horninového prostredia. Tento pojem vyjadruje schopnosť prostredia prijať a zadržať určité množstvo vody. Pri úplnom zaplnení voľných priestorov v prostredí hovoríme o **plnej** (úplnej, resp. maximálnej) **vodnej kapacite**. Množstvo vody, ktoré je prostredia schopné udržať po predchádzajúcom nasýtení označujeme ako **retenčnú vodnú kapacitu**. Pojmy týkajúce sa vodnej kapacity sa používajú v spojitosti s vlastnosťami pôd, ich použitie v hydrogeológii je zriedkavé.

12.1.2. Pôdna voda

Vyskytuje sa vo všetkých troch skupenstvách. Z hľadiska trvácnosti poznáme **trvalé** a **prechodné** druhy pôdnej vody.

Trvalé druhy pôdnej vody

- **vodná para** – zaplňa pukliny a póry. Vzniká vyparovaním tekutej vody v pôde pri zvýšení teploty.
- **adsorpčná (adhézná) voda** – tvorí na povrchu zŕn alebo puklín nesúvislé alebo súvislé vrstvičky vody s hrúbkou 5 – 15 mm. K zŕnám, resp. stenám puklín je pripútaná fyzikálnymi silami – adsorpčnými. Tvorí sa ako z vodnej pary, tak aj z infiltrujúcej vody.
- **kapilárna voda** – zaplňa póry (kapiláry) s hrúbkou maximálne 1 mm alebo pukliny s priemerom 0,25 mm. K povrchu, resp. stenám je pripútaná kapilárnymi silami. Je typická pre jemnozrnné materiály. Vyskytuje sa v bezprostrednej blízkosti hladiny podzemnej vody – **pásmo kapilárneho zdvihu**. V prípade, že vyplňa priestory nad hladinou – **podopretá kapilárna voda**. Pri poklese hladiny podzemnej vody môže vzniknúť **zavesená kapilárna voda**.

Prechodné druhy pôdnej vody

- **vsakujúca voda** – preniká z povrchu pôdy do hlbších vrstiev puklinami, voľnými priestormi po koreňoch rastlín, chodbami živočíchov a pod. Pri výdatných zrážkach a topení snehu môže úplne vyplniť voľné priestory. Z povrchu do hlbších vrstiev preniká vplyvom gravitačnej sily až dosiahne hladinu podzemnej vody a doplní vodu kapilárnu.
- **pôdny ľad** – vzniká pri poklese teploty pôdy pod 0 °C. Najprv sa tvorí ako inoväť z vodnej pary pôdneho vzduchu. Pôvodne drobné ľadové kryštáliky môžu narastať ochladzovaním a premrzaním vystupujúcej kapilárnej vody, resp. adsorpčnej vody.

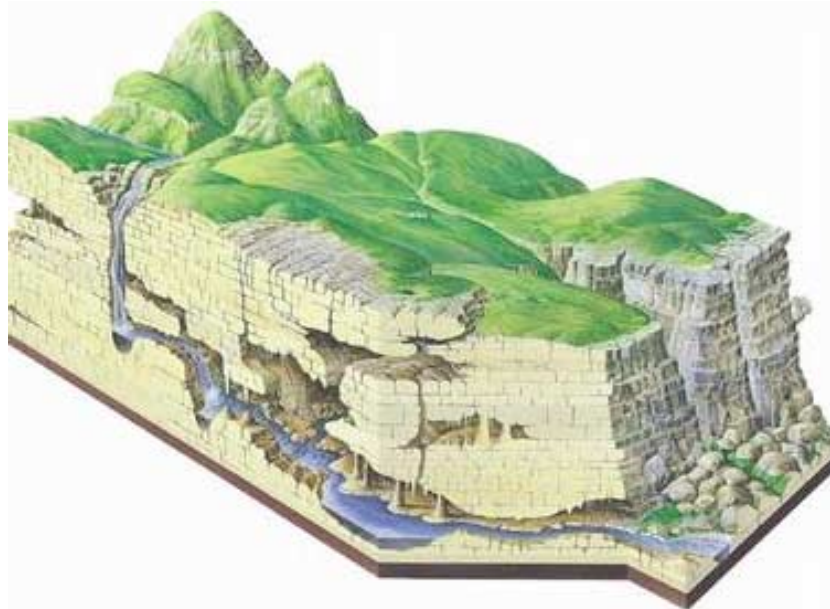
12.1.3. Podzemná voda

Výskyt **podzemnej vody** je podmienený existenciou takej horniny, ktorá má schopnosť vodu nielen prijať ale aj odovzdávať. Musí obsahovať **póry** a **pukliny** väčšie ako kapilárne. Pohyb je vyvolaný výhradne gravitačnou silou. Prenáša **hydrostatický tlak**. Voda prirodzene preniká do väčšej hĺbky. Vo vertikálnom smere rozlišujeme tri pásma:

1. **Vrchné pásmo** – intenzívna výmena povrchovej a podzemnej hydrosféry. Voda je prevažne sladká, slabob mineralizovaná (proste vody, hydrokarbonátové)
2. **Stredné pásmo** – spomalená výmena vody, ktorá podmieňuje silnejšiu mineralizáciu pri pobyte v horninovom prostredí s vyššou teplotou (termálne vody sírnaté, resp. horké vody)
3. **Spodné pásmo** – veľmi spomalená výmena vody, ktorá podmieňuje silnú mineralizáciu. Často sa v ňom vyskytujú slané a hypertermálne vody.

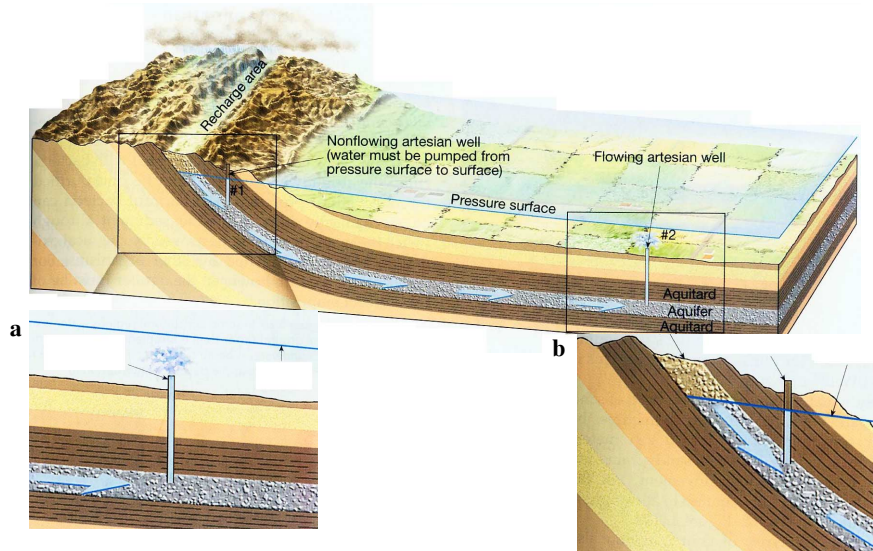
Z hľadiska podmienok zvodnenej vrstvy, v ktorej sa nachádza podzemná voda používame nasledujúcu klasifikáciu:

1. podzemná voda **s voľnou hladinou** – nadložná vrstva bezprostredne netlačí na hladinu podzemnej vody, môže kolísať pri normálnom tlaku (obr. 12.1)
2. podzemná voda **s napätou hladinou** (artézska voda) – nadložná vrstva vďaka prehnutiu tlačí na hladinu podzemnej vody, hladina je pod tlakom. Po narušení nadložnej vrstvy dochádza k výstupu vody nad úroveň hladiny podzemnej vody. V prípade, že voda dosiahne až zemský povrch hovoríme o **pozitívnej výstupnej výške**, v prípade, že voda povrch nedosiahne hovoríme o **negatívnej výstupnej výške** (obr. 11.2).



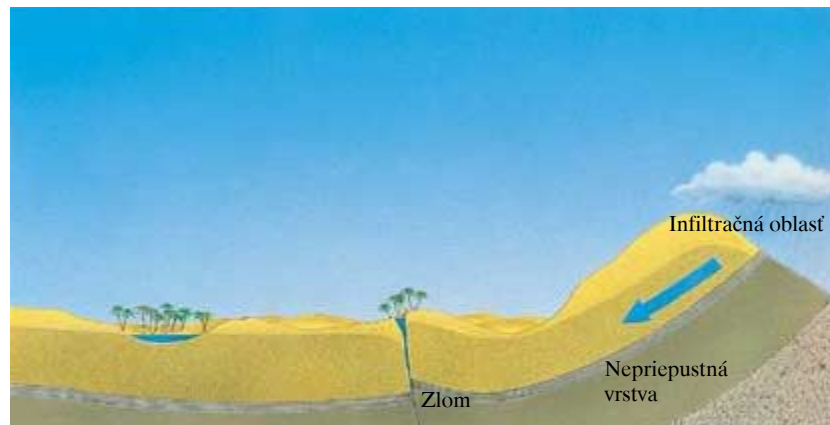
Obrázok 11.1 Voľná hladina podzemnej vody

Z obsahového hľadiska sa pri sledovaní podzemnej vody zaoberáme **prameňmi** a **hladinou podzemnej vody**. Za **prameň** považujeme sústredený alebo rozptýlený výron alebo výtok podzemnej vody na zemský povrch. Základnou hydrologickou veličinou, ktorú sledujeme je **výdatnosť prameňa** ($l \cdot s^{-1}$, alebo $m^3 \cdot s^{-1}$). Na ďalšie hodnotenie výdatnosti prameňa používame celú škálu metód analogických s hodnotením povrchových vôd.



Obrázok 11.2 Podzemná voda s napätou hladinou (artézska voda). Na výrezoch je znázornený prípad pozitívnej (a) ako aj negatívnej (b) výstupnej výšky.

Špecifickým prípadom výskytu hladiny podzemnej vody sú púštne oázy. Infiltračná oblasť je často vzdialená desiatky, až stovky kilometrov od miesta výstupu na zemský povrch. Základnou podmienkou pritom je rovnako ako pri prameňoch existencia poruchy v nadložnej vrstve, vďaka ktorej môže dôjsť k prenikaniu vody do vyšších vrstiev, resp. až na povrch (obr. 11.3).



Obrázok 11.3 Výskyt podzemnej vody v púštnej oáze

Z hľadiska sledovania hladiny podzemnej vody nás zaujíma najmä jej **úroveň**, buď v absolútnom vyjadrení nadmorskou výškou alebo jej hĺbkou pod zemským povrchom.

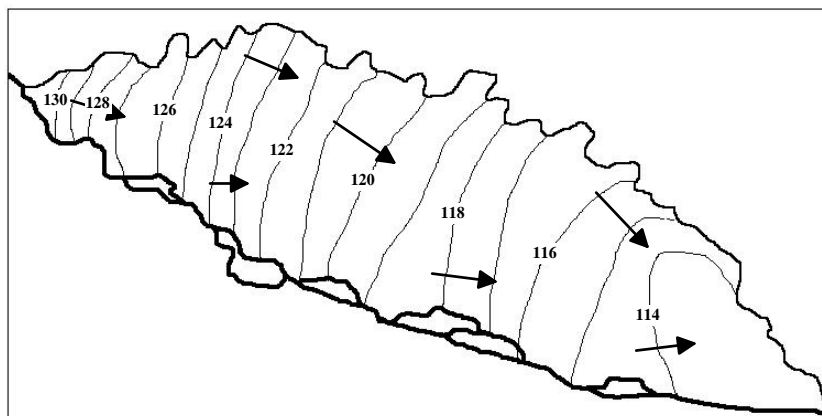
Hladinu podzemnej vody znázorňujeme pomocou rôznych izočiari. V prípade, že znázorňujeme **nadmorskú výšku** hladiny podzemnej vody, tak použijeme **hydroizohypsu**. Ak znázorňujeme úroveň hladiny podzemnej vody **pod povrchom** použijeme **hydroizobatu**. V prípade, že znázorňujeme **úroveň hladiny** podzemnej vody s **napätou hladinou** používame **hydroizopiezu**.

Na mape hydroizohýps môžeme naznačiť smer **prúdenia** podzemnej vody. Podzemná voda vždy prúdi z miest s vyššou piezometrickou výškou do miest s nižšou piezometrickou výškou. Smer prúdenia je vždy kolmý na priebeh hydroizohýps (obr. 11.4).

Stupeň rozkolísanosti hladiny podzemnej vody môžeme hodnotiť podľa Netopila (1984):

$$r = \frac{H_{10\%} - H_{90\%}}{h} \cdot 100 \quad (12.2)$$

kde **r** – miera rozkolísanosti hladiny podzemnej vody, **H_{10%}** – hladina prekročená priemerne v priebehu 10% dní roku, **H_{90%}** – hladina prekročená priemerne v priebehu 90% dní roku a **h** – priemerná mocnosť zvodnenej vrstvy.



Obrázok 11.4 Priebeg hydroizohýps s vyznačeným smerom prúdenia podzemnej vody – výrez mapy (smer prúdenia je kolmý na priebeg izočiar v danom bode)

S prúdením podzemnej vody úzko súvisí **sklon hladiny** podzemnej vody, ktorý v hydraulike podzemných vôd nazývame **hydraulický gradient**. Vypočítame na základe vzťahu:

$$i_h = \frac{H_2 - H_1}{l} \quad (12.3)$$

kde H_1 a H_2 sú hodnoty nadmorskej výšky hladiny v dvoch pozorovacích objektoch a l je vzdialenosť medzi nimi.

Sklon hladiny však môžeme zistiť aj z mapy hydroizohýps, pričom postup je rovnaký ako v prípade určenia priemerného sklonu povodia (7.5) v kapitole 7.2.

Hydraulický gradient využijeme najmä pri výpočte rýchlosti prúdenia podzemnej vody. Na výpočet rýchlosti laminárneho filtračného pohybu vody v horninovom prostredí najčastejšie využívame **Darcyho zákon**:

$$v = k_f \cdot i_h \quad (12.4)$$

kde k_f je koeficient filtrácie a i_h hydraulický gradient.

Koeficient filtrácie ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) vyjadríme na základe vzťahu:

$$k_f = \frac{k_p \cdot \gamma}{\mu} \quad (12.5)$$

kde k_p je koeficient priepustnosti (m^2), γ je merná tiaž vody ($\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$) a μ je dynamická viskozita vody ($\text{N} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$).

V prípade, že poznáme plochu prietochného profilu, ktorým prúdi podzemná voda, môžeme s využitím vzťahu (12.6) vypočítať **prietok** podzemnej vody na základe známeho vzťahu:

$$Q = F \cdot v \quad (12.6)$$

kde F je v tomto prípade profil, ktorým môže pretekať podzemná voda a v je rýchlosť prúdenia podzemnej vody v tomto profile.

12.1.4. Pramene

Sústredený alebo rozptýlený výtok podzemnej vody na zemský povrch sa nazýva prameň. Pramene môžeme klasifikovať podľa rôznych kritérií. Podľa **trvania** výronu vody rozlišujeme pramene:

- stále,
- občasné (periodické),
- epizodické.

Podľa **zmeny výdatnosti** rozlišujeme pramene s

- veľmi vyrovnanou,
- priemerne vyrovnanou,
- nevyrovnanou výdatnosťou.

Podľa spôsobu výstupu vody z podzemia rozdeľujeme pramene na:

- **zostupné,**
- **výstupné a**
- **pretekajúce (prelivné).**

Pri **zostupných** prameňoch podzemná voda vyteká na povrch pri jej zostupnom pohybe z oblasti infiltrácie do oblasti vyvierania. Patria sem najmä **pramene roklínové, údolné, vrstevné a suťové**. Pri **výstupných prameňoch** voda vyteká na povrch pri jej výstupnom pohybe vplyvom tlaku vody vo vodonosnej vrstve nachádzajúcej sa medzi dvomi nepriepustnými polohami, ktoré sú zvrásnené alebo porušené zlomom. Podzemná voda môže vystupovať aj vplyvom vztlaku plynov (gaslift), napríklad v niektorých minerálnych prameňoch, alebo účinku zvýšenej teploty (termolift) pri termálnych podzemných vodách.

Niektoré pramene sú len nepatrnými priesakmi podzemnej vody, ktoré sotva zvlažujú pôdu, iné však vodu doslova chrlia. Najvýdatnejšie pramene obyčajne tvoria vývery podzemných riek, ktoré tečú v podzemných korytách vyerodovaných v ľahko rozpustných karbonátových horninách, najmä vo vápencoch.

12.1.4.1. Krasové pramene (vyvieracky)

Ako **vyvieracky** označujeme krasové pramene, v ktorých podzemné vodné toky vytekajú zo skrasovatených vápencových komplexov na povrch. Vyznačujú sa často veľkou výdatnosťou, ktorá však v závislosti od množstva zrážok značne kolíše. V prímorských krasových oblastiach sa môžu nachádzať aj pod morskou hladinou za predpokladu, že hydrostatický tlak krasovej podzemnej vody je vyšší ako tlak nadložného stĺpca morskej vody. Niektoré krasové pramene sú len občasné a obyčajne v suchších obdobiach vysychajú. Z iných zase môže voda vytekať v časove periodicky sa opakujúcich intervaloch (**periodické vyvieracky**).

12.1.4.2. Ponory a hltáče

Ponory sú miesta, kde sa povrchová voda stráca do podzemia. K tomu môže dochádzať pozvoľne, keď sa voda povrchového toku postupne stráca v sieti puklín a trhlín, alebo náhle, keď celý povrchový tok mizne do podzemia otvorenými chodbami (prepadanie). Ponory sa vyskytujú predovšetkým na dne krasových údolí, najmä na úpäti strmých vápencových stien. Často k tomu dochádza aj na obvode krasových území, najmä na styku vápencov s ich nepriepustným podložím, kde dochádza k strácaniu vody, ale i celých povrchových tokov pritekajúcich z nekrasových území.

Hltáče odvádzajú predovšetkým prívalovú zrážkovú vodu na dne suchých údolí. Ich názov je odvodený od toho, že voda sa v nich stráca veľmi rýchlo, doslova ako by bola do podzemia hltaná, čo sa na povrchu prejavuje vytváraním výrazných vodných vírov. Vyskytujú sa aj vo väčších závrtoch, ktorých dno môže byť v prípade výdatných zrážok dočasne zaplavené. Voda sa takými hltáčmi vody dostáva pomerne rýchlo do skrasovateného podložja, a preto po skončení výdatnejších zrážok obyčajne zanikajú.

Závrtý vo vápencových horninách na dne údolí sú často prekryté riečnymi nánosmi a prívalová voda sa obyčajne najprv stráca v týchto nánosoch. Príkladom je tok Demänovky v Demänovskej doline, kde sa v jej hornom toku značná časť vody stráca v glaciáluviálnych štrkoch uložených na skrasovatených vápencoch.

12.1.4.3. Metódy hodnotenia prameňov

V zmysle definície považujeme za prameň prirodzený sústredený výver podzemnej vody na zemský povrch alebo pod hladinou povrchového vodného útvaru. Ak prameň priamo napája povrchový vodný útvar, len veľmi ťažko zisťujeme akékoľvek jeho charakteristiky. V prípade, že prameň vyviera na zemský povrch, môžeme urobiť technické úpravy na jeho zachytenie a vlastné meranie. Základná charakteristika, ktorú sledujeme pri prameňoch je **výdatnosť prameňa**. Označujeme ju **Q** a vyjadrujeme v $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$ alebo $\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ v závislosti od veľkosti prameňa. Pozorované hodnoty potom spracovávame metódami, ktoré už poznáme z hodnotenia povrchových vôd. Využívame ich najmä na charakteristiku režimu prameňa, čiže zmien výdatnosti. Na tieto zmeny vplyva najmä veľkosť infiltračnej oblasti (čím väčšia, tým vyrovnejší režim), jej geomorfologické parametre, klimatické pomery, rozsah, uloženie a priepustnosť zvodnených vrstiev a tlakové pomery v zvodnenej vrstve. Pre pramene s plytkým obehom je charakteristická vysoká závislosť od klimatických faktorov (zrážky, výpar). Z toho potom vyplýva aj rozkolísanosť výdatnosti, ktorá s malým oneskorením sleduje rozkolísanosť klimatických charakteristík. Tlakové pomery sa prejavujú tak, že čím väčší je rozdiel medzi tlakom v zvodnenej vrstve a atmosférickým tlakom, tým je výdatnosť prameňa vyššia. Pramene s hlbokým obehom majú podstatne vyrovnejší režim.

Podľa charakteru zmien výdatnosti rozdeľujeme pramene na **trvalé**, pri ktorých výdatnosť neklesne nikdy na nulu a **občasné**, ktoré vyvierajú v určitých intervaloch. Na základe pomeru Q_{\max} a Q_{\min} určujeme pri trvalých prameňoch **stupeň rozkolísanosti**.

Tabuľka 12.1 Typy prameňov podľa stupňa rozkolísanosti

Charakter prameňa	Q _{max} / Q _{min}
Pramene veľmi stále	1 : 1
Pramene stále	od 1 : 1 do 1 : 2
Pramene nestále	od 1 : 2 do 1 : 10
Pramene veľmi nestále	od 1 : 10 do 1 : 30
Pramene celkom nestále	od 1 : 30 do 1 : ∞

Stálosť, resp. nestálosť prameňa môže opäť signalizovať hĺbku obehu vody prameňa. Stupnica pre hodnotenie **stupňa spoľahlivosti** prameňa je uvedená v tab. 12.2.

Tabuľka 12.2 Stupnica pre hodnotenie spoľahlivosti prameňa

Stupeň spoľahlivosti	Q _{min} / Q _{max}
výborný	do 3,0
veľmi dobrý	3,1 - 5,0
dobrá	5,1 - 10,0
skromný	10,1 - 20,0
zlý	20,1 - 100,0
veľmi zlý	nad 100,0

Na základe miery variability výdatnosti prameňa, vypočítanej podľa vzorca:

$$V = \frac{Q_{\max} - Q_{\min}}{Q_a} \cdot 100\% \quad (12.7)$$

kde **V** je miera premenlivosti výdatnosti prameňa, **Q_{max}** je najvyššia výdatnosť, **Q_{min}** je najnižšia výdatnosť a **Q_a** je priemerná výdatnosť, charakterizujeme tieto typy prameňov:

1. **Pramene stále** s mierou premenlivosti výdatnosti do 25%.
2. **Pramene subvariabilné** s mierou premenlivosti výdatnosti od 25 do 100%.
3. **Pramene variabilné**, ktorých miera premenlivosti presahuje 100 %.

Pri hodnotení stálosti prameňov využil Netopil (1984) pravdepodobnosť prekročenia. Na základe hodnôt vypočítaných podľa vzorca:

$$r = \frac{Q_{10\%}}{Q_{90\%}} \quad (12.8)$$

kde **r** je miera rozkolísanosti výdatnosti prameňa a **Q_{10%}**, **Q_{90%}** sú hodnoty výdatnosti s pravdepodobnosťou prekročenia 10 a 90%, autor rozdelil pramene do typov uvedených v tab. 12.3.

Tabuľka 12.3 Typy prameňov podľa stupňa rozkolísanosti

Typ prameňa	r
mimoriadne vyrovnaný	1,0 – 2,5
značne vyrovnaný	2,6 – 5,0
priemerne vyrovnaný	5,1 – 7,5
málo vyrovnaný	7,6 – 10,0
mimoriadne nevyrovnaný *	10,0 a viac

* patria sem i pramene, ktoré občas vysychajú

Z hodnôt **výdatnosti prameňa** za dlhšie časové obdobie získavame hydrologický rad, ktorý spracováva-
me metódami, známymi z hodnotenia povrchových tokov.

Pri riešení úloh, týkajúcich sa režimu prameňov, ale aj vzťahu medzi povrchovým a podzemným odtokom, ako aj pri predpovediach minimálnych prietokov využívame **výtokovú čiaru prameňa** a **čiaru vyprázdňovania**. Výtokovú čiaru predstavuje klesajúca vetva hydrogramu a čiara vyprázdňovania je dolná časť výtokovej čiary. Vo všeobecnosti je časové obdobie zodpovedajúce klesajúcej vetve hydrogramu charakterizované ako bezsrážkové obdobie. Z množstva teoretických rovníc, opisujúcich výtokovú čiaru sme vybrali nasledujúce:

Boussinesquova rovnica

$$Q = Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad (12.9)$$

Voskresenského rovnica

$$Q = Q_0 \cdot e^{-\alpha t} \quad (12.10)$$

kde Q je prietok, resp. výdatnosť prameňa, Q_0 je počiatočný prietok, resp. výdatnosť, e je základ prirodzeného logaritmu, α je koeficient vyprázdňovania prameňa, t je čas a n je exponent charakterizujúci tvar rovnice výtokovej čiary.

Koeficient vyprázdňovania prameňa vypočítame na základe vzťahu:

$$\alpha = \frac{\ln Q_2 - \ln Q_1}{t_2 - t_1} \quad (12.11)$$

alebo zo vzťahu:

$$\alpha = c \cdot \frac{T}{S \cdot L^2} \quad (12.12)$$

kde c je koeficient charakterizujúci typ prúdenia, tvar infiltračnej oblasti a priebeh nepriepustného podložia, T je koeficient prietochnosti zvodneného prostredia, S je koeficient zásobnosti a L je dĺžka zbernej oblasti prameňa.

Koeficient vyprázdňovania určuje priebeh čiary vyprázdňovania, charakterizuje spôsob vyčerpávania zásob a jeho hodnota sa mení najmä v závislosti od geologických vlastností horninového prostredia.

Pre predpovede prietokov pomocou výtokových čiar boli odvodené charakteristické **typy výtokových čiar**. Touto typizáciou sa rozlišujú charakteristické prípady vyčerpávania vodných zásob povodí. Boli pritom použité rôzne parametre, ktoré vychádzajú z odlišnosti fyzickogeografických podmienok.

12.1.5 Minerálne a termálne podzemné vody

Podľa chemického zloženia v najširšom zmysle, môžeme **podzemné vody** rozdeliť na:

- **obyčajné** a
- **minerálne**.

Minerálne vody sa od obyčajných líšia množstvom a druhom rozpustených **minerálnych látok, plynov a teplotou**.

Rozoznávame:

- prírodné minerálne vody – sú to vody v prírodných prameňoch i umelých objektoch, ktoré v mieste výveru majú obsah rozpustných pevných látok viac ako 1 000 mg v 1 litri, resp. viac ako 1 000 mg CO₂ v 1 litri.
- prírodné minerálne vody liečivé – sú to vody, ktoré svojim chemickým zložením a fyzikálnymi vlastnosťami majú vedecky dokázané liečivé účinky na ľudský organizmus.
- prírodné minerálne vody stolové – sú vhodné ako osviežujúce nápoje. Obsah rozpusteného CO₂ musí byť v nich väčší ako 1 000 mg.l⁻¹, obsah rozpustených pevných látok menší ako 5 000 mg.l⁻¹, pričom jednotlivé zložky ani samostatne, spolu nemajú výrazné farmakologické účinky.

Samostatnou skupinou sú mineralizované vody. Týmto pojmom označujeme minerálne vody, ktoré majú na ľudský organizmus prevažne nepriaznivý fyziologický účinok. Rozdeľujeme ich do 2 skupín.

1. Do prvej skupiny zaraďujeme tie, ktoré cirkulujú v horninách podobne ako obyčajné podzemné vody, avšak sa vo väčšej miere obohacujú niektorými látkami. Sú to najmä vody s vyšším obsahom Fe⁴⁺, alebo vody s vysokou síranovou tvrdosťou.
2. Vody druhej skupiny získavajú zvláštnu mineralizáciu v styku s ložiskami rúd, úžitkových minerálov a hornín a dosahujú veľmi vysokú mineralizáciu. Sem patria napríklad síranové vody, ktoré vznikajú v styku s ložiskami sulfidických rúd, alebo metánové vody naftových ložísk.

12.1.5.1. Vznik minerálnych vôd

Pri riešení tejto otázky treba rozlišovať vznik, resp. pôvod **vodnej zložky** minerálnych vôd a pôvod resp., vznik **chemickej zložky** minerálnych vôd.

Vodná zložka minerálnych vôd býva pevninského resp., kontinentálneho pôvodu a vytvára sa prevažne infiltráciou atmosferickej vody do hornín (vadózna voda). V menšej miere môže mať aj juvenilný pôvod - hlbinné vody. Na území Slovenska prevažujú minerálne vody vadózneho pôvodu.

Vodná zložka môže byť tiež **morského pôvodu**. Predpokladom zachovania vody takéhoto pôvodu je nepriepustné prostredie, ktoré uzatvára určité priepustné polohy, v ktorých sa zachovali vody bývalých morí, resp. slaných jazier. Takéto minerálne vody sa označujú aj ako reliktné minerálne vody.

Chemická zložka minerálnych vôd je veľmi úzkom vzťahu s mineralogicko – petrografickými vlastnosťami horninového prostredia, v ktorom sa voda vyskytuje a pohybuje. Podľa tvorby chemického obsahu minerálnych vôd a ich výsledného chemického zloženia sa u nás rozlišujú:

- petrogené,
- marinogenné a
- zmiešané minerálne vody

12.1.5.2. Klasifikácia minerálnych a termálnych vôd

Minerálne a termálne podzemné vody možno triediť z hľadiska rôznych kritérií, napr.:

- chemických,
- geochemických,
- balneologických,
- hydrogeologických.

Na území Západných Karpát rozdelili Franko a kol. (1975) minerálne a termálne vody nasledovne:

1. **Podľa hydrologických štruktúr.** Hydrologickú štruktúru definujú ako geologicko-tektonicky a hydrologicky vymedzenú jednotku, na ktorú je viazaná podzemná voda s jej vlastnými podmienkami pohybu a tvorby.
2. **Podľa výdatnosti.** Vo svetovej literatúre je klasifikácia podľa výdatnosti prameňov, resp. vrtov minerálnych vôd rôzna. Závisí to od počtu prameňov, ich výdatnosti, veľkosti územia a pod.
3. **Podľa teploty vody.** Minerálne vody s teplotou menšou ako 15 °C označujeme ako **studené**, s teplotou 15 – 40 °C ako **termálne**, s teplotou 41 – 100 °C ako **hypertermálne**, a s teplotou viac ako 100 °C **prehriate** minerálne vody.

Pri detailnejšej klasifikácii sa termálne vody členia na:

teplíce s teplotou: 15 – 20 °C

veľmi nízkotermálne vody : 20 – 30 °C

nízko termálne vody: 30 – 40 °C

Hypertermálne vody sa podrobnejšie rozdeľujú:

na stredne termálne s teplotou: 40 – 70 °C

vysoke termálne vody s teplotou: 70 – 100 °C.

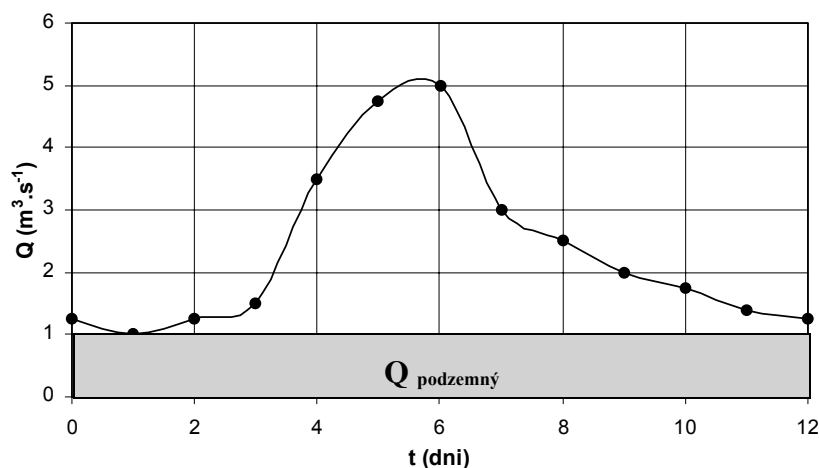
4. **Podľa chemického zloženia.** Doteraz neexistuje klasifikácia, ktorá by vo všeobecnej a jednoduchej forme vyjadrovala zákonitosti zmien a priestorového rozloženie chemizmu vôd. Väčšina klasifikácií vychádza s princípu prevládajúcich iónov, alebo z princípu hypotetických solí. Klasifikácie podľa chemizmu sú najkomplikovanejšie a najrozmanitejšie. Treba si však uvedomovať, že chemické zloženie minerálnych vôd je ich hlavným klasifikačným znakom. Ako jedno z kritérií sa užíva zastúpenie 6 hlavných iónov minerálnych vôd: Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻, Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺.
5. Podľa obsahu rozpustených pevných látok rozlišujeme:
 - veľmi slabo mineralizované 0 – 1 g.l⁻¹
 - slabo mineralizované 1 – 5 g.l⁻¹
 - stredne mineralizované 5 – 10 g.l⁻¹
 - silno mineralizované 10 – 35 g.l⁻¹
 - veľmi silno mineralizované 35 – 50 g.l⁻¹
 - soľanky (rôsoly, ropy) nad 50 g.l⁻¹
6. Podľa plynov sa berú úvahy CO₂ a H₂S. Minerálne vody, ktoré obsahujú v litri aspoň 1g CO₂ sú vody **uhličité – kyselky**, ktoré v 1 l obsahujú 1 mg H₂S sú **sírné**.

Pre vody **liečivé** je významný obsah **biologicky** a farmakologicky účinných prvkov, napríklad **síra, jód, železo, arzén**. Tieto sa tiež berú do úvahy pri klasifikácií a názvosloví. Významným kritériom je aj **rádioaktivita minerálnych vôd**.

12.2. METÓDY STANOVENIA PODZEMNÉHO ODTOKU

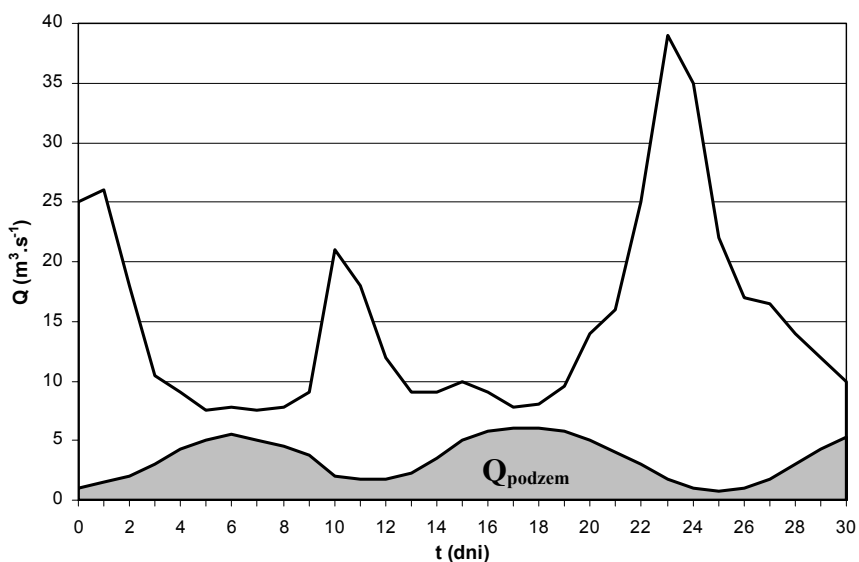
Rozdelením celkového odtoku na **povrchový**, **podpovrchový** (hypodermický) a **podzemný** (základný) sme sa zaoberali v kapitole 11. Z uvedeného jasne vyplýva, že podiel jednotlivých typov odtoku na celkovom odtoku sa mení v priestore, ale najmä v čase. Úlohou hydrologie je stanoviť veľkosť podielu jednotlivých typov na celkovom odtoku.

Na vyčlenenie podielu podzemného odtoku je vytvorených veľa metód. Vychádzajú zo separácie podzemného odtoku z hydrogramu povrchového toku, využívajú štatistické metódy spracovania minimálnych prietokov alebo analyzujú čiary prekročení a pod. Najjednoduchší spôsob separácie hydrogramu je na obr. 12.5. Hydrogram je rozdelený vodorovnou čiarou, ktorá prechádza počiatkom prietokovej vlny. Táto metóda predpokladá konštantnú veľkosť podzemného odtoku a jeho podiel na celkovom odtoku je závislý od veľkosti povrchového odtoku.



Obrázok 12.5 Jednoduchá separácia hydrogramu

Ak predpokladáme premenlivosť veľkosti podzemného odtoku v priebehu postupu prietokovej vlny, musí sa táto skutočnosť prejaviť aj na spôsobe separácie hydrogramu. Dôkazom toho je zobrazená situácia na obr. 12.6. S rastúcou hodnotou celkového odtoku (prietokov) klesá hodnota podzemného odtoku a naopak. Táto metóda, podobne ako väčšina ostatných vychádza zo základného predpokladu, že podiel podzemného odtoku na celkovom odtoku je najväčší pri minimálnych prietokoch počas bezrážkového obdobia.



Obrázok 12.6 Separácia hydrogramu so zohľadnením kolísania prietokov

Vzhľadom na účel týchto učebných textov ďalšie metódy separácie hydrogramu neuvádzame. Podrobnejšie sa s nimi môžete oboznámiť v citovanej literatúre (Kříž, 1983; Fendeková, 1988 a i.).

13

HYDROLÓGIA STOJATÝCH VÔD

PREHĽAD ZÁKLADNEJ TERMINOLÓGIE

Jazero (*lake*) – prirodzený vodný útvar (nádrž) s obmedzeným a spomaleným obchom vody. Z hydrologického hľadiska rozdeľujeme jazerá na odtokové (voda z nich odteká presakovaním – jazerá s podzemným odtokom alebo povrchovo – jazerá so stálym odtokom) a bezodtokové.

Umelá vodná nádrž (*storage reservoir*) – vodný útvar vzniknutý umelou akumuláciou vody.

Izobata (*isobathic line*) – izočiara, spájajúca miesta s rovnakou hĺbkou pod zvolenou úrovňou, napr. pod úrovňou hladiny vody.

Teplotná stratifikácia (*thermal stratification*) – teplotné rozvrstvenie vody v jazerách alebo vodných nádržiach podľa hĺbky. Stratifikácia sa počas roka mení v závislosti od vzťahu teploty a hĺbky. Rozoznávame stratifikáciu priamu a nepriamu.

Priama teplotná stratifikácia (*direct thermal stratification*) – teplotné rozvrstvenie v nádrži, pri ktorom teploty vody klesajú s hĺbkou. Vyskytuje sa po ukončení jarnej homotermie pri ďalšom ohrievaní vody v celej hĺbke nádrže.

Nepriama (obrátená) **teplotná stratifikácia** (*indirect thermal stratification*) – rozvrstvenie teploty vody v nádrži, pri ktorom chladnejšie vrstvy vody spočívajú na teplejších. Vyskytuje sa v zime pri teplotách od 0° do 4 °C.

Epilimnion (*epilimnion*) – vrchná vrstva vody v hlbších jazerách a nádržiach s intenzívnou tepelnou cirkuláciou vody počas roka. V nej sa mení teplota vody v závislosti od teplotných pomerov ovzdušia a od prúdenia vody. Vytvára sa v čase letnej a zimnej stagnácie.

Metalimnion (*metalimnion*) – vrstva vody v nádrži, v ktorej sa teplota vody výrazne mení s hĺbkou. Tento stav je zjavný najmä v letnom období. V zimnom období je zmena nepatrná. Vytvára prechod medzi hornou vrstvou vody prevažne v hlbších nádržiach, ktorá sa intenzívne otepluje vplyvom klimatických činiteľov a spodnou vrstvou s pomerne ustálenou teplotou až po dno.

Hypolimnion (*hypolimnion*) – vrstva vody pod metalimnionom, v ktorej sa teplota s hĺbkou mení iba nepatrne. Vytvára sa v čase letnej a zimnej stagnácie.

Mixolimnion (*mixolimnion*) – vrchná cirkulujúca vrstva vody v meromiktickej nádrži. Vytvára sa v čase jarnej a jesennej cirkulácie a siaha až po chemoklínou.

Monimolimnion (*monimolimnion*) – spodná stagnujúca vrstva vody v meromiktickej nádrži. Vytvára sa v čase jarnej a jesennej cirkulácie a leží pod chemoklínou.

Chemoklíma (*chemocline*) – relatívne tenká vrstva v meromiktických nádržiach, ktorá pri cirkulácii rozdeľuje vrchnú cirkulujúcu vrstvu – mixolimnion od spodnej stagnujúcej vrstvy – monimolimnionu.

Meromiktická nádrž (*meromictical reservoir*) – nádrž, v ktorej sa pri cirkulácii premiešava iba ten objem vody, ktorý leží nad chemoklínou t.j. len do určitej hĺbky.

Holomiktická nádrž (*holomictical reservoir*) – vodná nádrž, v ktorej sa pri cirkulácii premiešava celý objem nádrže od hladiny ku dnu.

13.1. PRIRODZENÉ VODNÉ NÁDRŽE

Prirodzené vodné nádrže – **jazerá** sú prírodné zníženi (jazerné panvy) vyplnené vodou (zrážkovou, riečnou, z ľadovca a pod.). Jazerá však môžu **vzniknúť** len v tých zníženiach, do ktorých **pritečie** viac ako ako sa z nej **odparí** alebo **odtečie** vo forme povrchového alebo podpovrchového odtoku.

Jazerá rozdeľujeme na viac druhov podľa rozličných hľadísk, ako podľa **spôsobu vzniku jazernej panvy**, podľa **síl**, ktoré jazero vytvorili a podľa ich **hydrologickej povahy**.

Podľa spôsobu vzniku jazernej panvy rozlišujeme jazerá:

- hrádzové čiže hradené,
- kotlinové čiže vyhlbené a
- zmiešané.

Hrádzové čiže **hradené jazerá** vznikli zahataním údolia zosuvom, nánosom, morénou, lávovým prúdom a pod. Zvláštnym prípadom sú jazerá hradené vlastným chemickým sedimentom (travertínom). Zahradením údolia priehradou vznikajú aj umelé vodné nádrže.

Kotlinové čiže **vyhlbené jazerá** vznikli vyplnením nejakej prirodzenej zníženiny vodou.

Zmiešané jazerá vznikli spolupôsobením viacerých činiteľov alebo preformovaním niektorého z jazier predošlého typu vplyvom ďalších činiteľov.

Podľa síl vytvárajúcich jazero rozlišujeme:

- jazerá ľadovcové,
- jazerá vzniknuté eróziou,
- jazerá vzniknuté tektonickou činnosťou,
- jazerá vzniknuté vulkanickou činnosťou,
- jazerá vzniknuté činnosťou mora,
- jazerá vzniknuté eolickou činnosťou (vyviatím).

Ľadovcové jazerá vznikli ako výsledok činnosti ľadovca v zníženinách (ľadovcových korytách) uzavretých morénami, ktoré zostali po ústupe ľadovcov (**jazerá morénové, výtopiskové**), sú okrúhle alebo nepravidelné, s mnohými zálivmi, prípadne ostrovmi, alebo sú to **horské jazerá** v skalných kotloch okrúhleho tvaru ľadovcového pôvodu, v tzv. karoch, vyznačujúce sa značnou hĺbkou, nezávislou od výšky dna nad hladinou mora.

Ľadovcové jazerá sú najpočetnejším typom jazier na Zemi, pretože vznikli v dobe relatívne nedávnej po ústupe ľadovcov počas posledného zafadnenia. Do skupiny ľadovcových jazier patrí prevažná časť našich jazier a mnohé jazerá severské. Medzi najznámejšie ľadovcové jazerá patria **Ženevské jazero, Bodamské jazero, Lago di Garda**, u nás všetky tatranské plesa (**Štrbské pleso, Veľké Hincovo pleso** a pod.).

Údolné jazerá sú výsledkom eróznej činnosti tečúcej vody. Vytvorili ich rieky tak, že nahrnuli mocné hrádze splavenín, ktorými zahatali údolie, alebo vzniklo inudačné jazero v zahataných, mŕtvch ramenách rieky, ktorá ho napája podzemnými vodami. Také sú jazerá pri mohutných tokoch, ako Mississippi, Dunaj a pod.

Erózneho pôvodu sú aj **krasové jazerá**, ktoré vznikli chemickým pôsobením povrchových aj podzemných vôd, odnášaním častíc a tvorením prázdnych priestorov, ktoré prepadnutím vytvorili zníženinu. Typické jazerá tohto druhu sú v Dinárskom krase, u nás je ich niekoľko v juhoslovenskom krase.

Tektonické jazerá sú rozsiahle, pretiahle a veľmi hlboké jazerá v synklinálach alebo v priekopových prepaddinách (Mŕtve more, Tanganika – hĺbka 1435 m, Albertovo jazero, Issyk-Kul v Tjan-Šane, Bajkalské – hĺbka 1741 m)(obr. 13.1)



Obrázok 13.1 Pohľad z geostacionárnej družice na Bajkal, jazero tektonického pôvodu, najhlbšie na svete

Vulkanického pôvodu sú kalderové jazerá (obyčajne veľmi hlboké) vyplňujúce kaldery, t.j. **priestorové krátery**, jazerá vzniknuté zahradením údolia lávovým prúdom a jazerá, ktoré vznikli v explozívnych kráteroch (maary). Medzi najznámejšie patria jazerá Crater Lake v Oregone (USA), ďalej jazero Nicaragua (obr. 13.2), na Slovensku Morské oko vo Vihorlate.



Obrázok 13.2 Vulkanické jazero Nicaragua, ktoré vzniklo v údolí zahradenom lávovým prúdom

Pobrežné jazerá vznikli činnosťou mora napr. tak, že oddelením zálivov piesčito-hlinitými nánosmi sa vytvorili lagúny alebo väčšie limany, alebo ústupom mora sa jeho priehlbiny stali jazernou panvou.

Jazerá v aridnej klíme vznikli **vyviatím** jazernej panvy vetrom a vyplnením týchto plytkých zníženín vodou po veľkých daždoch alebo po topení snehu v horách (napr. oázy Líbyjskej púšte). Sú veľmi plytké a malé. Vodou bývajú vyplnené len periodicky počas vysokých prietokov, ktoré v nich končia. Voda prináša rozpustené soli, ktoré sa po odparení vody menia na solné kôry a slané močiare.

Z **hydrologického hľadiska** rozdeľujeme jazerá na:

- jazerá odtokové a
- jazerá bezodtokové.

Odtokové jazerá sa naplňujú povrchovou alebo podzemnou vodou, ktorá z nich odtieká v najnižšom mieste hrádze, alebo aj presakovaním. Tak je to napr. pri Štrbskom plese, to sú jazerá s podzemným odtokom. Ak trvá odtok po celý rok, hovoríme o jazerách so stálym odtokom, iné jazerá majú občasný odtok (napr. Čadské jazero v Afrike).

Podľa toho, či v jazere ústi zjavný povrchový prítok a či má zjavný odtok, rozoznávame jazerá **bez prítokov**, **jazerá s prítokom** a **jazerá s prítokom i odtokom**. Keď má tok, ktorý z jazera vyteká, rovnaký stupeň ako tok vtekajúci, hovoríme o jazere **prietočnom** (napr. Čudské jazero v SSSR).

Odtokové jazerá sú prevažne sladkovodné. Rozkvy ich hladín nie je veľký. Pôsobia ako retenčné, prípadne ako akumulčné nádrže, ktoré zadržiavajú veľké vody a vyrovnávajú odtok. Rieky vytekajúce z takýchto jazier sú vyrovnané a energeticky hodnotné. So vzdialenosťou sa tento regulujúci účinok stráca.

Bezodtokové jazerá spotrebujú všetok prítok na výpar z hladiny, lebo priesak je vďaka minerálnym a organickým usadeninám na dner minimálny. Tieto jazerá bývajú niekedy bez väčších prítokov, čiže sú uzavreté, slepé, keď do nich ústi väčší tok, nazývame ich **konečnými** (Araľské jazero). Pretože ich obsah ani výšku hladiny nereguluje odtok, majú značný rozkvy hladín. Výparom sa v nich postupne kondenzujú soli a ich voda sa stáva slanou.

Medzi **ďalšie kritériá**, podľa ktorých rozdeľujeme jazerá patria **teplota** a **chemické zloženie**. Podľa **teploty** rozlišujeme jazerá:

- teplé
- chladné
- studené

Kritériom pre ich členenie je teplotná stratifikácia v priebehu roka. Na jej základe rozlišujeme tri základné typy:

1. Ak je teplota vrstvy pri hladine vyššia ako 4 °C, tak sa s rastúcou hĺbkou znižuje na 4 °C, pri tejto teplote má objemová jednotka vody najväčšiu hmotnosť. Takéto zvrstvenie sa nazýva **priama teplotná**

stratifikácia. Pri *teplých* jazerách sa vyskytuje počas celého roka, pri *chladných* jazerách len v teplej časti roka.

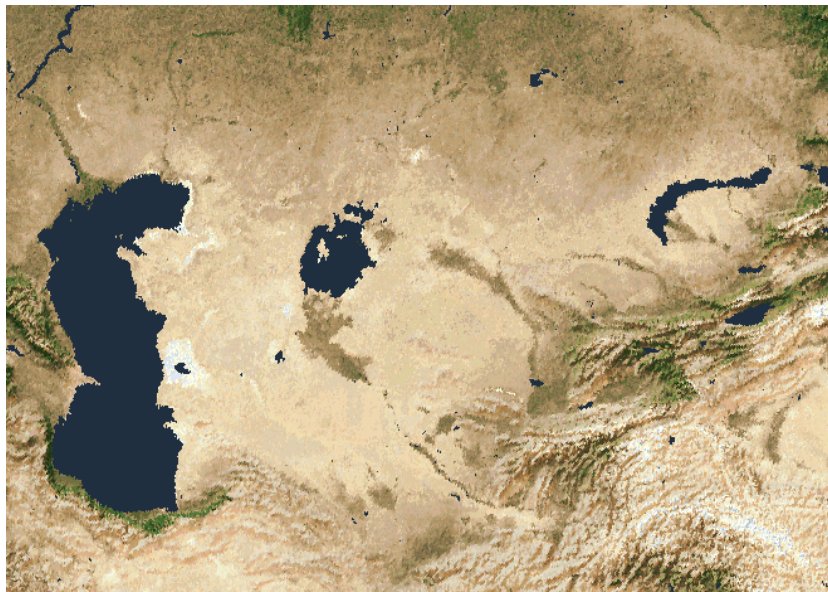
2. Ak je teplota vody pri hladine nižšia ako 4 °C, tak potom pod ňou môže byť len voda s teplotou vyššou ako 4 °C. Toto zvrstvenie sa nazýva **nepriama** (obrátená) **teplotná stratifikácia**. Najčastejšie sa vyskytuje na **chladných jazerách** v zimnom období, v **studených jazerách** sa vyskytuje trvalo.
3. V **chladných jazerách** sa po roztopení ľadu účinkom slnečného žiarenia a tokom tepla z teplejšej atmosféry teplota vrchnej vrstvy vody zvyšuje, na jeseň pri zosilnenej konvekčii znižuje a na krátku dobu sa **vyrovnáva**, t.j. v celej hĺbke jazera dosahuje 4 °C. Tento stav sa nazýva **homotermia**.

V období **priamej teplotnej stratifikácie** je pokles teploty s hĺbkou pomalší a mocnosť prehratej vody sa zvyšuje od jari do leta a od leta do jesene opäť znižuje. Táto vrstva sa nazýva **epilimnion** a je dobre prekysličená, čo pozitívne vplyva na zooplankton. Pokles teploty v nej dosahuje v priemere 0,5 °C na 1 m. Pod touto vrstvou však ubúda teplota vody oveľa rýchlejšie, skokom a označuje sa **metalimnion** (skočná vrstva). Pokles teploty v nej dosahuje aj 2 °C na 1 m hĺbky. Pod skočnou vrstvou sa pokles teploty opäť výrazne spomalí (0,1 °C na 1 m) a táto vrstva sa nazýva **hypolimnion**.

V rôznych klimatických pásmach Zeme môžeme sledovať rozdielne typy priamej stratifikácie. V **ekvatoriálnom pásme** dosahuje **epilimnion** až desiatky metrov, pričom **skočná vrstva** je nevýrazná. S rastúcou zemepisnou šírkou smrom na sever a na juh sa v lete zväčšujú rozdiely v teplotách vrchnej a spodnej vrstvy vody a zvýrazňuje sa skočná vrstva. Od mierneho pásma na sever však tento rozdiel opäť klesá a pri prechode na nepriamu stratifikáciu sa stráca.

Podľa **chemického zloženia** rozlišujeme (obr. 13.3):

- sladkovodné jazerá
- solné jazerá (minerálne) – sodné, horkoslanné, chloridové, sulfátové a i.
- zvláštnym typom sú zmiešané jazerá, napr. Balchašské jazero



Obrázok 13.3 Pohľad z geostacionárnej družice na **Kaspické more** (slané), **Aralské jazero** (pôvodne sladké) a **jazero Balchaš** (zmiešané)

Z hľadiska **rozsahu premiešavania**, t.j. výmeny vody v jazere rozlišujeme:

- holomiktické jazerá – s úplným premiešavaním vody v celom rozsahu jazernej panvy
- meromiktické – s obmedzeným premiešavaním vody len do určitej hĺbky

13.2. MOKRADE

Mokrade sú územia, v ktorých základným faktorom ovplyvňujúcim prostredie a v ňom žijúce rastliny a živočíchy, je voda. Vyskytujú sa tam, kde je vodná hladina na povrchu alebo blízko povrchu pôdy alebo

kde povrch územia pokrýva plytká vrstva vody. Mokrade sú porastené vlhkomilnou a vodomilnou vegetáciou, pričom vegetačný kryt je výrazným rozlišovacím znakom. Podľa neho sa rozlišujú:

1. mokrade **ekvatoriálneho pásma** s porastom dažďových lesov, tráv a vodných spoločnstiev, na pobrežiach s mangrovovými porastami,



Obrázok 13.4 Rozsiahle mokradné systémy ekvatoriálneho pásma – povodie Amazonu



Obrázok 13.5 Mangrovové porasty na pobreží Guinejského zálivu

2. mokrade **vlhkých trópov a subtrópov** s porastami rákosu, tráv ale aj vysokých drevín (bahenný cyprusček, blahovičník a pod.),
3. mokrade **suchých trópov a subtrópov** s nahromadenou soľou a slanomilnou vegetáciou (*playas*, *salinas*),
4. mokrade **mierneho pásma** – *slatiny*, *slatinné rašeliniská* a *vrchoviská*, na pobreží *marše*.

Slatiny vznikajú všade tam, kde riečna alebo podzemná voda prináša dostatok minerálnych látok, ktoré podporujú rast trávnatých porastov. Často vznikajú zarastaním a zanášaním jazier, mŕtvych riečnych ramien a na najnižších zaplavovaných údoliach riek. Pri zaníkaní jazera je vodo- a vlhkomilné rastlinstvo usporiadané v **pásoch**, na ktoré nadväzujú aj **pôdne typy**.

Najvzdialenejším od brehu je **pásmo s plávajúcimi rastlinami** (parožnatka), pokračuje pásmo **rastlín s koreňmi zarastenými do dna** a s listami a kvetmi na hladine (lekno). Blížšie k brehu nastupuje **pásmo rákosia**, ktoré síce tiež korení pod hladinou ale steblá tvoria súvislý porast nad hladinou. Nasleduje **pásmo vyšších bahenných tráv a bylín** (leknicca, ostrica, záružlie), ktoré môžu kratšie obdobie prečkať aj na suchu. Posledné pásmo tvoria **krovinaté porasty** jelší a vrb s plochami tráv, najmä ostrice.

Slatinné rašelinisko vzniká najčastejšie na dne riečnych údolí alebo kotlín na rovinatom alebo plošinatom povrchu kde **odtok vody** nie je dokonalý a **hladina podzemnej vody** je veľmi vysoko. Zrážky a málo mineralizovaná podzemná voda **neprinášajú** dostatok výživných látok pre rastliny, presakujúca zrážková voda **vyplavuje** z pôdy živiny a tak sa vytvára prostredie vhodné pre rozvoj **rašeliníku**. Jeho rast smerom nahor po vlastných odumretých vrstvách ako aj rozširovanie sa do strán umožňujú neustále rozširovanie slatiny na miesta, ktoré boli pôvodne obsadené inými rastlinnými druhmi.



Obrázok 13.6 Slatinné rašelinisko (Írsko)

Vrchovisko, resp. **vrchoviskové rašelinisko** je pomenované podľa vypuklého tvaru. Prevládajúcou rastlinou je rašeliník, ktorý rastie smerom nahor a do strán. Má schopnosť **udržať veľký objem vody** (viac ako 90 %) a je neobyčajne vitálny pri minimálnych nárokoch na minerálne látky. Na vrchovištiach rastú aj iné kyslomilné druhy, napr. **smrek** a **borovica**. Na vrchole sa spravidla nachádzajú malé jazierka s vodou zafarbenou „do hrdzava“. Hrúbka vrchoviska dosahuje niekoľko metrov, výnimočne viac ako 20 m, pričom takéto rašelinisko „rastie“ niekoľko tisíc rokov.

13.3. UMELE VODNÉ NÁDRŽE

Medzi najvýznamnejšie úlohy v sociálnoekonomickom rozvoji jednotlivých štátov, resp. ich regiónov patrí v súčasnosti zabezpečenie potrebného množstva vody primeranej kvality pre obyvateľstvo, priemysel, energetiku a poľnohospodárstvo. V tomto smere zohrávajú dôležitú úlohu rôzne **vodné**, resp. **vodohospodárske diela**, medzi ktoré patria aj **umelé vodné nádrže**.

Umožňujú:

- komplexné využívanie povrchových vôd,
- sú ochranou pred povodňami,
- majú význam z hľadiska zásobovania vodou,
- umožňujú využiť vodnú energiu,
- umožňujú lodnú dopravu,
- slúžia ako zdroj vody pre zavlažovanie poľnohospodárskej pôdy,
- slúžia pre turisticko-rekreačné činnosti,
- slúžia pre chov rýb,
- častokrát zlepšujú aj kvalitu vody v tokoch.

S výstavbou a využívaním umelých vodných nádrží vzniká aj veľa **negatívnych dôsledkov** v krajine akými sú napríklad:

- zatopenie častokrát najúrodnejšej pôdy v danej oblasti,
- podmáčanie pôdy v susedstve nádrže,
- erózia brehov a tým destabilizácia svahov,

- premiestnenie komunikácií, sídiel,
- potenciálne nebezpečenstvo náhlejšej deštrukcie priehradných hrádzi s katastrofálnymi dôsledkami,
- problém zanášania a pod.

13.3.1. Umelé vodné nádrže vo svete

Budovanie a využívanie vodných nádrží má na svete niekoľko tisícročnú tradíciu. Takéto stavby existovali už pred viac ako 3 000 rokmi pred našim letopočtom v Egypte, Mezopotámii a v Číne. Z územia Európy sú známe vodné nádrže tiež už pred začiatkom nášho letopočtu, a to zo Španielska, Grécka, Talianska a Francúzska. Väčšie vodné nádrže vznikali oveľa neskôr v 18. a 19. storočí v súvislosti najmä s potrebou vody pre rozvíjajúci sa priemysel a pre mechanickú energiu. Známe sú napríklad z Anglicka, Nemecka, Francúzska, ale aj z Čiech, Poľska i z územia Slovenska. V niektorých krajinách si výstavbu vodných nádrží vyžiadala aj rozvoj lodnej dopravy. Významnou etapou výstavby vodných nádrží je koniec 19. a začiatok 20. storočia. Nádrže sa budovali najmä za účelom získania elektrickej energie, zabezpečenia rozvíjajúceho sa priemyslu, poľnohospodárstva, zásobovania veľkých miest a pod.

Základné informácie o počte vodných nádrží a objeme vody v nich je v tab. 13.1.

Tabuľka 13.1 Počet a objem vodných nádrží s objemom vody nad 100 mil. m³

Kontinent	Počet nádrží	Objem nádrží (mld m ³)	Počet s objemom 1 mld m ³ a viac
Európa	484	570,3	75
Ázia	554	1463,1	136
Afrika	96	864,9	36
Severná Amerika	868	1606,4	233
Južná a Stredná Amerika	187	551,5	57
Austrália a Nový Zéland	70	75,7	20
Spolu	2257	5131,9	557

Počet vodných nádrží s objemom vody 100 mil. m³ a viac v povodiach niektorých svetových riek je nasledovný:

- v povodí Dunaja 38,
- v povodí Rýna 20,
- v povodí Volgy 37,
- v povodí Mississippi a Missouri 259,
- v povodí Columbie 77,
- v povodí Parany 33.

Tabuľka 11.2 Najväčšie umelé vodné nádrže sveta podľa objemu vody

Názov nádrže	Vodný tok	Štát	Výška (m)	Objem nádrže (v mld. m ³)	Plocha nádrže (km ²)	Rok dokončenia
Owen Falls	Viktoriin Níl	Uganda	31	204,8	8000	1954
Bratská	Angara	Rusko	106	169,3	5470	1968
Asuánska	Níl	Egypt	111	164	5120	1970
Kariba	Zambezi	Zambia – Zimbabwe	131	160,4	4450	1959
Akosombo	Volta	Ghana	141	148	8480	1965
Daniel Johnson	Maniconagau	Kanada	214	141,9	1950	1974
Guri	Caroni	Venezuela	150	135	1500	1968
Krasnojarská	Jenisej	Rusko	100	73,3	2000	1967
Bennet	Peace river	Kanada	165	70,1	1683	1968
Cahora Bassa	Zambezi	Mozambik	65	63	2700	1977

Tabuľka 11.3 Najvyššie umelé vodné nádrže sveta

Názov nádrže	Vodný tok	Štát	Výška (m)	Objem nádrže (v mld. m ³)	Rok dokončenia
Rogun	Vachš	Tadžikistan	325	11,6	1985
Nurek	Vachš	Tadžikistan	300	10,5	1985
Grand Dixence	Dixence	Švajčiarsko	285	0,4	1962
Vaiont	Vaiont	Taliansko	262	0,2	1961
Tehri	Bhagiratti	India	261	3,5	1990



Obrázok 13.7 Vodná nádrž Akosombo na Volte v Ghane



Obrázok 13.8 Výstavba vodnej nádrže je vždy výrazný zásah do krajiny. Pohľad na časť staveniska priehrady „Tri sútesky“ na rieke Jang ěc-tiang v Číne

Podľa súpisu **Medzinárodnej komisie pre veľké priehrady** – ICOLD (International Commission on Large Dams) existuje v súčasnosti na svete asi **35 tisíc vodných nádrží** s celkovou plochou okolo 600 tisíc km². Podľa uvedenej komisie sa medzi vodné nádrže zaradili len tie, ktoré spĺňajú niektoré z kritérií:

- výška priehrady vyše 15 m,
- dĺžka v korune hrádze nad 500 m,
- maximálny povodňový prietok nad 2 000 m³ · s⁻¹,
- objem nádrže minimálne 1 mil. m³.

S vodnou nádržou **Vaiont** je spojená jedna z najväčších prírodných katastrof v súvislosti s vodnými nádržami. V dôsledku dlhotrvajúcich dažďov 9. 10. 1963 sa zosunul celý jeden svah doliny, v ktorej leží vodná nádrž a asi **100 mil. m³** kamenia a zeminy sa zrútilo do nádrže. Vznikla pritom **165 m** vysoká vlna, ktorá sa prevalila cez priehradnú hrádzu bez toho, že by ju porušila. Vyše **40 mil. m³** vody zaplavilo dolinu pod priehradou a voda úplne zničila 3 obce, v ktorých zahynulo všetkých **2117** prítomných obyvateľov.

13.3.2. Umelé vodné nádrže na Slovensku

Výstavba a využívanie vodných nádrží, resp. vodných diel, má aj na Slovensku niekoľko storočnú tradíciu. Zaujímavým vodným dielom zo začiatku 16. storočia je **Turčekovský vodovod**, ktorý predstavuje najstarší **prevod vody** na našom území z jedného povodia (Váhu) do iného povodia (Hrona). Uznanie a slávu si získal systém **vodných nádrží** (tajchov) v okolí Banskej Štiavnice, Hodruše a Štiavnických Baní, ktorý bol vybudovaný v 16. až 18. storočí a slúžil pre zásobovanie obyvateľstva, chov rýb a technologické účely vtedajšieho bánskoštiavnického rudného revíru. Pôvodne tu bolo asi 50 vodných nádrží, z ktorých sa i v súčasnosti využíva 19 pre rôzne účely. Napríklad z vodnej nádrže Rozgrund sa zásobuje pitnou vodou mesto Banská Štiavnica.

Koncom 18. a v 19. storočí sa v niektorých horských oblastiach vybuvovali tzv. **klauzúry** – vodné nádrže slúžiace na splavovanie dreva pod nádržou. Známe sú napr. Bacúch na Bacúšskom potoku v Nízkych Tatrách, Hrončok na Kamenistom potoku v Slovenskom rudohorí a na Bielom potoku v Slovenskom raji.

Prvé priehrady v dnešnom vodohospodárskom a stavebnom ponímaní sa vybuvovali na území Slovenska koncom 19. stor. a slúžili pre zásobovanie pitnou vodou, k ochrane pred povodňami i k výrobe elektrickej energie. K vodným elektrárnam, ktoré sa na území Slovenska vybuvovali koncom 19. a začiatkom 20. storočia patria elektrárne v Podbrezovej, Lopeji, na Piesku, Dubovej, B. Bystrici, v Prešove, Rožňave a Spišskej Novej Vsi. V rokoch 1923 – 1925 bola vybudovaná derivačná energetická kaskáda vodných diel Motyčky, Dolný Jelenec a Staré Hory, ktorá svojmu účelu slúži aj dnes.

Tabuľka 13.3 Vodné nádrže na Slovensku s objemom vody 10 mil. m³ a viac a ich využívanie

Nádrž	Účel	Tok	Rok	Objem (mil. m ³)	Plocha (km ²)	Výška (m)
Liptovská Mara	U,E,O,R	Váh	1976	360	21,6	52
Oravská	U,E,O,R	Orava	1953	345,9	35	41
Zemplínska Šírava	U,E,Z,O	Laborec	1965	334	32	13
Hrušov	O,E,P,R,Z	Dunaj	1992	234	60,1	6
Veľká Domaša	U,E,Z,O,R	Ondava	1966	185	15,1	35
Ružín I	U,R,Z,E	Hornád	1968	59	3,9	63
Starina	V	Cirocha	1988	54,2	2,8	50
Kráľová	E,Z,P,R	Váh	1986	51,9	11,7	
Málinec	V	Ipeľ	1994	24,5	1,38	
Nosice	E	Váh	1958	36	5,7	33
Nová Bystrica	V	Harvelka, Riečnica	1989	35	1,9	57
Veľké Kozmálovce	U,Z	Hron	1968	24,5	1,4	14
Bukovec II	V	Ida	1976	23,4	1,05	56
Ružiná	U,Z,R	Budínsky potok	1973	14,2	1,7	22
Sĺňava	E,R	Váh	1959	12,2	4,3	
Palcmanová Maša	E,R	Hnilec	1956	11,05	0,85	31

Účel nádrže

U = zásobovanie úžitkovou vodou
 V = zásobovanie pitnou vodou
 E = výroba energie

Z = závlahy

P = plavba

O = ochrana pred povodňami

R = rekreácia

Prevažná časť umelých vodných nádrží sa u nás vybuvovalo v 2. polovici súčasného storočia. Ich využívanie je väčšinou viacúčelové:

- energetika,
- ochrana pred povodňami,
- úžitková voda a pitná voda,
- závlahy,
- rekreácia,
- plavba.

Do konca roka 1994 bolo na Slovensku **51** vodných nádrží, každá s celkovým objemom vody viac ako 1 mil. m³, ktoré spolu zaplavujú vyše 180 km². Okrem toho existuje u nás veľký počet malých vodných nádrží miestneho významu.



OCEÁNOGRAFIA

Voda sústredená v oceánoch a moriach vytvára **svetový oceán**, ktorý je súčasťou hydrosféry. Zaberá takmer 3/4 zemského povrchu, preto existujú tiež názory, že by bolo správnejšie a presnejšie nazývať našu planétu **Oceán** a nie **Zem**. Keď však porovnávame niektoré ukazovatele vodnej a pevninskej časti našej planéty, jednoznačne vychádza, že názov planéta Zem je odôvodnený.

Napríklad:

- objem vody svetového oceánu je 1 370 mil.km³, čo je asi 1/800, resp. 0,12% objemu Zeme,
- priemerná hĺbka svetového oceánu je 3 730 m, čo predstavuje približne len 0,0006 zemského polomeru,
- hustota vody je približne 1, hustota hornín asi 5,5, čiže na vodu pripadá asi 0,0023% celkovej hmotnosti Zeme.

14.1. SVETOVÝ OCEÁN, JEHO VÝZNAM A ROZDELENIE

Svetový oceán predstavuje **otvorený dynamický systém**, v ktorom neustále prebieha výmena látok a energie ako v ňom samostatnom, tak aj medzi ním a ostatnými geosférami. Táto výmena sa realizuje formou celkových – **globálnych obehov**, na ktorých sa zúčastňujú tepelná energia, zemská príťažlivosť, vlaha, rôzne soli a plyny.

Vysoká tepelná kapacita vody svetového oceánu spôsobuje, že je obrovským akumulátorom tepla a tým významným regulátorom teploty na Zemi. Prvoradú úlohu má v obehu zrážok a plynov, najmä kyslíka a CO₂.

Voda svetového oceánu je v neustálom **pohybe**, ktorý spôsobujú rôzne príčiny ako napríklad vietor, rozdiely v teplote a slanosti vody, vyrovnávanie úbytku vody v niektorých oblastiach, príliv a odliv ai. Dôležité sú zvlášť **povrchové prúdy**, ktoré spolu s **vertikálnymi** a **hlbinnými** vytvárajú **všeobecnú cirkuláciu vôd svetového oceánu**, ktorá má významnú úlohu v celoplanetárnych procesoch, napríklad:

- spôsobuje výmenu vody vo svetovom oceáne
- vplýva na rozdelenie jeho teploty a slanosti vody
- prenáša ľad z polárnych oblastí do nižších geografických šírok
- vplýva na cirkuláciu atmosféry a tým aj na podnebie jednotlivých oblastí Zeme, napríklad studené a teplé povrchové prúdy
- mení okraje súše ai.

Je známe, že svetový oceán je **kolískou života** na Zemi. Vo vode oceánov a morí sú rozpustené takmer všetky chemické prvky. Svetový oceán je životným prostredím pre rôznorodý rastlinný a živočíšny svet. V mnohých oblastiach svetového oceánu, najmä v širokých pobrežných zónach sú veľké zásoby nerastných surovín, oceány a moria sú dôležitým dopravným priestorom. Čiže svetový oceán je aj pre človeka dôležitý a táto dôležitosť sa neustále prehľbuje a rozširuje možno povedať, že súčasnosti dostatočné poznanie a racionálne využívanie svetového oceánu patrí medzi najdôležitejšie problémy vzájomných vzťahov medzi prírodou a ľudskou spoločnosťou.

Vyplyva to najmä z týchto príčin:

- neustály rast potreby potravín, nerastných surovín, energie, ktoré súvisia s rastom počtu obyvateľstva na Zemi,
- nerovnomernosť priestorového rozdelenia mnohých dôležitých surovín na súši,
- vyčerpanie, resp. nedostatok mnohých nevyhnutných surovín na súši, ich vysoká cena, náročnosť na získavanie a pod.,

- nízke náklady na morskú dopravu,
- nevyhnutnosť prognóz počasia a podnebia a iné.

Vo svetovom oceáne je mimoriadne významná **pobrežná zóna**, v ktorej sa najtesnejšie prejavujú vzájomné vzťahy medzi hydrosférou, litosférou, atmosférou a biosférou. Je to oblasť najväčšej koncentrácie a rôznorodosti života v oceánoch a moriach. V súčasnosti sa tak intenzívne využíva pre rôzne účely, že na mnohých miestach hrozí nebezpečie jej degradácie. V pobrežnej zóne sa sústreďujú veľké sídelné aglomerácie, priemysel, poľnohospodárstvo, dopravná sieť. Napríklad zo 102 súčasných miliónových a mnohomiliónových miest (s počtom obyvateľov viac ako 3 milióny) 57 je na pobreží, alebo v blízkosti pobrežia oceánov a morí. Zo 136 hlavných miest štátov, ktoré susedia s morom, alebo oceánom, 79 je bezprostredne na pobreží alebo v zálivoch riek, ktoré sú dostupné námorným lodiam. Táto zóna sa v ostatných desaťročiach stále viac využíva ako miesto skladovania pevných komunálnych i priemyselných odpadov, často aj tuhých látok a pod.

14.1.1 Rozdelenie, názvy a hranice oceánov a morí

Rozdeleniu svetového oceánu na jednotlivé **oceány** a **moria** sa venovali viacerí oceánografi. Najvýznamnejší sú uvedení v knihe Z. Kukala (1977). Najčastejšími kritériami sú:

- obrysy pevnín a ostrovov,
- reliéf dna,
- určitý stupeň samostatnosti prúdového systému a atmosferickej cirkulácie,
- existencia vodných mäs s určitou teplotou a slanostou.

Tabulka 14.1 Základné parametre svetového oceánu

Oceán	Pocha (v tis. km ²)	Priemerná hĺbka (v m)	Maximálna hĺbka (v m)	Objem vody	Priemerná salinita (v ‰)
Tichý oceán	178 700	3 957	11 034	707 115,9	34,9
Atlantický oceán	91 700	3 602	9 219	330 303,4	35,4
Indický oceán	76 200	3 736	7 450	284 683,2	34,8
Severný ľadový oceán	14 700	1 131	5 220	16 625,7	30,5
Spolu	361 300	3 730		1 338 728,2	35,0

Pre charakteristiku základných pojmov oceán, more, záliv je dostačujúco výstižná definícia podľa oceánológa E. Brunsa z roku 1958.

- **Oceán** je časť svetového oceánu, ktorá leží medzi pevninami, má panvy s hĺbkami 4 000 až 6 000 m, uzatvorený prúdový systém, vlastné vodné masy s typickým rozdelením teplôt a slaností a vlastný systém sedimentov na dne.
- **More** je časť oceánu zasahujúca do pevniny, alebo oddelená od oceánu reťazou ostrovov. Najmenšia plocha mora je 11 600 km² (Marmarské more). **Moria** sa rozdeľujú na **okrajové** a **vnútorné**.
 - Okrajové more je od oceánu oddelené jedným alebo dvomi plochami, alebo reťazou ostrovov. Svojou vodnou masou úzko súvisí s oceánom, jeho prúdový systém je časťou oceánskeho prúdového systému a teplotou a slanostou sa veľmi neodlišuje od oceánu (Severné more, Beringovo more).
 - Vnútorné more je takmer úplne obklopené pevninou a s oceánom súvisí s jedným alebo viacerými prielivmi (Čierne more, Baltské more). K vnútorným moriam podľa uvedeného autora patria aj stredoziemné moria. Sú to také vnútorné moria, ktoré ležia medzi 2 – 3 pevninami, majú samostatný prúdový systém, odlišnú teplotu a slanost (Stredozemné more, Červené more).

Okrem morí sa vyčleňujú ešte **zálivy**, ktoré sú definované ako časť oceánu, alebo mora, ktorá zasahuje do pevniny. Z rôznych, najmä historických dôvodov sa táto terminológia vždy nedodržiava a niektoré zálivy sa nazývajú morom a opačne. Napríklad Aljašský alebo Guinejský záliv sú typickými okrajovými moriami. Niekedy sa na mapách môžeme stretnúť s obidvoma názormi, napríklad Baffinov záliv i Baffinovo more. (Kukal, Z. a kol., 1977)

Rozdelením svetového oceánu na jednotlivé oceány sa zaoberajú oceánografovia už od začiatku minulého storočia. Podľa doporučenie rady Kráľovskej geografickej spoločnosti v Londýne sa svetový oceán delil na **5 oceánov**:

1. Tichý
2. Atlantický
3. Indický
4. Arktický
5. Antarktický (Južný)

Neskôr sa prijal návrh nemeckého oceánológa **O. Kümmela** rozlišovať len **3 oceány**:

1. Atlantický
2. Tichý
3. Indický

Arktický sa pričlenil k Atlantickému a Antarktický k Tichému, Indickému a Atlantickému.

V súčasnosti platí rozdelenie svetového oceánu podľa **Medzinárodného hydrografického byra** (International Hydrographic bureau – IHB, z roku 1953, a to na **4 oceány**:

1. Atlantický
2. Indický
3. Tichý
4. Severný ľadový oceán

Táto komisia stanovila aj **hranice** medzi jednotlivými oceánmi i hranice jednotlivých morí. Rozdielne sú len názory na časť hranice medzi Atlantickým a Severným ľadovým oceánom. Podľa IHB i ďalších, hranica vedie od najsevernejšieho bodu Nórska k najjužnejšiemu bodu Špicbergov a na východ pobrežia Grónska, odkiaľ je hranica totožná s názorom iných autorov, ktorí ju vedú od mysu Stadt v Nórsku k najsevernejšiemu ostrovu Shetlandského súostrovia, k mysu Stromnes na Islande a odtiaľ k východnému pobrežiu Grónska.

14.1.2 Svetový oceán, zdroj nerastných surovín

Medzi najvýznamnejšie suroviny, ktoré sa ťažia z dna oceánov a morí patrí **ropa** a **zemný plyn**. Prvé pokusy ťažiť ropu z morského dna sú známe zo začiatku 20. storočia, priemyselná ťažba sa rozvinula až po 2. svetovej vojne. Realizuje sa prevažne v hĺbkach do 200 m a sústreďuje sa do niekoľkých veľkých oblastí:

- Perzský záliv,
- Venezuelský záliv,
- Guinejský záliv,
- Severné more,
- moria juhovýchodnej Ázie.

Potenciálne zásoby ropy sa udávajú od vyše 300 až 550 miliárd ton, z toho na kontinentálnych šelfoch vyše 180 miliárd ton. Zásoby zemného plynu sa udávajú na 260 triliónov m³.



Obrázok 14.1 Ťažba ropy v Severnom mori

V súčasnosti je známych vyše 1500 lokalít s ropou a zemným plynom. Ťažba ropy sa vyznačuje vysokým tempom rastu. V roku 1960 ropa získavaná z morského dna činila asi 8% svetovej ťažby, v roku 1967 to bolo 14% (v roku 1975 20%, v roku 1982 25,2%) a roku 2000 to malo byť až 35% svetovej ťažby ropy.

Okrem ropy a zemného plynu dno oceánov a morí je miestom výskytu ďalších významných **rudných** i **nerudných surovín**, ktorých význam vo svetovom hospodárstve rýchle rastie. Mnohé suroviny, ktoré sa ťažia na pevnine majú svoje pokračovanie i pod morským dnom. V súčasnosti existuje asi 100 baní na šelfoch Austrálie, Kanady, Chile, Fínska, Francúzska, Grécka, USA a dal. Ťažia sa **kamenné uhlie** (Anglicko,

Japonsko), **železná ruda** (Francúzsko, Kanada), **meď** a **nikel** (Hudsonov záliv). Veľmi cenné suroviny obsahujú sypké sedimenty v príbrežných a plážových oblastiach oceánov a morí. Získavajú sa z nich najmä minerály **cín**, **titánu**, **zirkónu**, **železa**, ale aj **zlato**, **platina** a **diamanty**. Napríklad v Japonsku každoročne získavajú milióny ton železnej rudy pri ostrove Kjušú, v Thajsku, Indonézii a Malajzii ťažia cín, pri juhozápadných brehoch Afriky sa získavajú diamanty, titan sa získava z plážových sedimentov v Mozambiku, Tanzánii a Madagaskaru, viaceré vzácne kovy pri pobreží Austrálie a pod.



Obrázok 14.2 Spracovanie (vymývanie) sypkých príbrežných a plážových sedimentov na pobreží Mozambiku – ťažba diamantov

K významným a veľmi **perspektívnym surovinám na dne svetového oceánu patria železo – mangánové konkrécie**. Vyskytujú sa na dne oceánskych morí a na povrchu stredooceánskych chrbtov, prevažne v hĺbkach od 3 500 do 6 000 m. Zistili sa však aj v plytších polohách a aj na dne Baltického, Bieleho a Karského mora. Okrem železa a mangánu obsahujú viaceré cenné kovy: meď, nikel, kobalt, molybdén, zinok, olovo atď. Majú rôzny tvar a hmotnosť. Vyskytujú sa vo forme guľčiek, hrudiek, tenkých lavíc. Rozmery majú od 2 mm do 2 m a hmotnosť až do 100 kg. Význam týchto konkrécií spočíva viac v obsahu farebných kovov, ako v obsahu **železa** a **mangánu**. Najväčšie zásoby sa zistili v Tichom oceáne v oblasti 5 – 15° s. š. a 120 – 150° z. z. d. Tu na 1 m² dna sa priemerne vyskytuje 10 kg konkrécií. Veľké zásoby železo-mangánových konkrécií existujú v Indickom oceáne a v severnej časti Atlantického oceánu. Ťažba týchto surovín je zatiaľ veľmi náročná a nákladná. Prvýkrát sa realizovala v Mexickom zálive v roku 1970, aj to len z hĺbky 1 000 m nasávaním.

Najdôležitejším nerastným bohatstvom svetového oceánu je jeho **voda**. Z nej sa v súčasnosti získava asi 1/3 svetovej ťažby **kuchynskej soli**, asi 2/3 **horčíka** a takmer 90% **brómu**. Perspektívnou sa v blízkej budúcnosti javí aj získavanie **uránu**, **zlata**, **striebra**, **molybdénu**, **síry** a ďalších látok.

14.1.3. Svetový oceán, veľká dopravná cesta

Námorná doprava je jedným z najstarších druhov dopravy. V Stredozemnom mori Feničania, Gréci, Peržania, Egypťania a po nich Arabi, na severe Európy Vikingovia, v Ázii obyvatelia Mezopotámie, Číňania či Japonci, tieto národy už v dávnej minulosti využívali pobrežné vody ako aj otvorené moria na prepravu tovaru, ale aj vojakov pri svojich dobyvatelských cestách. Známí nórske cestovateľ Thor Heyerdahl pri svojich plavbách s loďami *Ra I* a *II*, či *Tigris* dokázal schopnosť starovekých národov uskutočňovať diaľkové plavby.

Nové možnosti rozvoja lodnej dopravy znamenalo otvorenie Suezského prieplavu a Panamského prieplavu. Obidva prieplavy sú spojené s menom francúzskeho staviteľa F. Lessepsa. Suezský prieplav (obr. 14.3) slávnostne otvorili v roku 1869. Po začatí výstavby Panamského prieplavu (obr. 14.4) v roku 1881 však Lessepsova spoločnosť skrachovala a stavba bola prerušená. Až v rokoch 1904 až 1914 prieplav dokončili USA.



Obrázok 14.3 Fregata amerického vojnového námorníctva pri prechode Suezského prieplavu



Obrázok 14.4 Panamský prieplav. Lode prekonávajú výškový rozdiel až 82 metrov pomocou systému stavidiel a nádrží.

Význam lodnej dopravy neklesá ani v súčasnosti. Ťažba surovín, najmä ropy, uhlia, rôznych rúd a ich preprava na druhý koniec sveta sa aj v súčasných podmienkach uskutočňuje lodnou dopravou.

Významné námorné dopravné cesty v **Tichom oceáne** je možné rozdeliť do dvoch skupín. Do prvej skupiny patria námorné trasy v smere sever – juh, od Aljašky až po Austráliu či Nový Zéland. Realizujú sa pozdĺž pobrežia a slúžia najmä pre prepravu surovín a výrobkov. Druhú skupinu tvoria námorné trasy v smere východ – západ, ktoré spájajú kontinentálnu Áziu s tichomorskými ostrovmi ako aj so Severnou a Južnou Amerikou. Na pobreží Tichého oceánu vznikli veľké prístavy : Vladivostok, Nachodka (Rusko), Jokohama, Kobe, Ósaka, Tokio, Chiba (Japonsko) Shanghai (Čína) Hai Phond, Ho Chi Minh (Vietnam) Singapur (Singapur) Sydney, Melburne (Austrália) Wellington (N. Zeland) Huasco, Valparecio, Callo (Chile), Los Angels, San Francisco (USA), Vancouver (Kanada) a ďalšie.

Cez **Atlantický oceán** vedú významné **dopravné cesty**, ktoré spájajú západnú Európu a Afriku so Severnou a Južnou Amerikou. Cesta nákladných lodí z Londýna do New Yorku trvá priemerne 10 – 12 dní, osobných 5 – 6 dní. Cez Atlantický oceán sa prepraví asi 2/3 nákladov na svete, ktoré sa dopravujú loďami. Najvýznamnejšie prístavy sú Rotterdam, Petrohrad, Riga, Odesa, Novorosijsk, Alexandria, Antverpy, Londýn, Hamburg, Marseille, New York, Buenos Aires, Kapské mesto, Dakar. Na dne Atlantického oceánu je aj hustá sieť telegrafických káblov s celkovou dĺžkou vyše 200 tisíc km.



Obrázok 14.5 Ruský ľadoborec na Severnej morskej ceste. Pri priaznivých podmienkach sa súvislá tenká ľadová vrstva vytvorí v priebehu niekoľkých hodín.

Cez **Indický oceán** vedú dôležité námorné cesty medzi európskymi, ázijskými, africkými a austrálskymi prístavmi. Cez oceán sa prepraví asi 10% tovaru transportovaného loďami. Hlavné prístavy sú: Aden, Kuvajt, Basra, Karáči, Bombaj, Čitagou, Kolamba, Durban, Dar es Salam (Afrika), Fremantle (Austrália).



Obrázok 14.6 Trajekt v Baltskom mori. V jeho útrobach nájdú miesta osobné ale aj nákladné automobily (výrez)

Pre **námornú dopravu** sa **Severný ľadový oceán** využíva 3 až 5 mesiacov v roku. Doprava sa uskutočňuje po **Severnej morskej ceste**, ktorá vedie z Karského do Beringovho mora a Severozápadným

priechodom, ktorý spája Atlantický oceán s Tichým cez prielivy Kanadsko-arktického súostrovia. Najvýznamnejšie prístavy sú Murmansk, Belomorsk, Archangelsk, Dikson, Tiksi, Tromso, Trondheim a Churchill. Dopravu musia pravidelne zabezpečovať ľadoborce (obr. 14.5).

Významný podiel v osobnej lodnej doprave predstavuje trajektová doprava najmä vo vnútorných moriach, prielivoch a pod. Baltské more, Stredozemné more, Červené more, Juho- a Východočínske more, Japonské more, to všetko sú miesta s výrazným podielom trajektovej dopravy (obr. 14.6).

S námornou dopravou úzko súvisí aj rozvoj lodiarskeho priemyslu, lodenice a doky s súčasťou väčšiny veľkých námorných prístavov (obr. 14.7).



Obrázok 14.7 Lodenice v Lisabone. Japonsko, Veľká Británia, USA ale aj Írsko či Portugalsko patria ku krajinám s tradíciou lodiarskeho priemyslu

14.1.4. Svetový oceán, zdroj potravín

Problém dostatku potravín je v súčasnosti jedným z najväznejších celosvetových – globálnych problémov. Svetový oceán v tomto smere má mimoriadny význam a pri racionálnom prístupe predstavuje prakticky „nevyčerpatelný“ zdroj. Z hľadiska potravín je to v prvom rade **rybolov**, ktorý dnes predstavuje 60 až 66 mil. ton rýb ročne. Z tohto množstva asi polovica sa využíva ako potrava pre ľudí, zvyšok sa priemyselne spracúva na krmivo pre dobytok, umelé hnojivá, tuky a pod. V priestorovom rozložení rybolovných oblastí existujú určité geografické zákonitosti: **bohaté lovištia** sú na východných pobrežiach oceánov, kde existujú výstupné prúdy vo vysokých geografických šírkach v dôsledku sezónneho premiešavania a dopĺňovania vrchných vrstiev vody výživnými látkami, oblasti oceánom a morí blízko ústia veľkých riek. Podstatná časť svetového rybolovu je na severnej pologuli, asi 77%. Nie je známe koľko rôznych druhov morských živočíchov využíva človek ako potravu. Loví ich niekoľko tisíc druhov, ale podstatná časť z nich pripadá asi na 20 druhov, z ktorých sú najvýznamnejšie **slede, tresky, morský okuň, tuniaky, kambaly a raky** (obr. 14.8).

14.1.5. Svetový oceán, zdroj energie

Okrem ropy a zemného plynu perspektívnym a netradičným zdrojom energie pre ľudstvo môžu byť morské prúdy, príliv a odliv, vlny, teplotné a salinické gradienty. V súčasnosti sa javí najrealnejšie využívať **energiu prílivu a odlivu**. Takáto hydroelektrárň pracuje od roku 1968 vo Francúzsku a v Rusku na poloostrove Kola. Intenzívne pokusy sa uskutočňujú v Kanade, Indii, USA a v Japonsku. Pokusy využiť morské vlny pre získanie energie sa robia v Anglicku, USA, Švédsku a v Japonsku. V Anglicku napr. predpokladajú získať až 30% elektrickej energie z tohto zdroja.



Obrázok 14.8 Rybolov v Nórskom mori – vykladanie ulovených rýb v prístave Bergen

14.1.6 Svetový oceán, zdroj sladkej vody

V tomto smere ide mimoriadne významný a prakticky nevyčerpatelný zdroj. Získavanie sladkej vody zo slanej morskej je v súčasnosti veľmi náročné na energiu a takto získaná sladká voda je oveľa drahšia ako voda získavaná tradičným spôsobom. Najrozšírenejším technologickým procesom je **destilácia**, ktorou sa získava asi 96% sladkej vody, najmä v Kuvajte (obr. 14.9), Iráne, severnej Afrike, Kalifornii, Rusku a ďalších bývalých sovietskych republík. Relatívne vysoká cena takto získanej vody sa ešte zvyšuje jej dopravou od pobrežia do miesta spotreby.



Obrázok 14.9 Odsolovanie morskej a výroba pitnej vody (Kuvajt)

14.2. ZNEČIŠŤOVANIE SVETOVÉHO OCEÁNU

Vodu, dno i pobrežia oceánov a morí človek stále viac využíva pre rôzne účely, čím zároveň aj spôsobuje, že tento priestor v mnohých smeroch znehodnocuje a ohrozuje. Sám si vedome ale aj nevedome vytvára problémy, ktorých riešenie si častokrát vyžaduje medzištátnu až celosvetovú spoluprácu. **Zne-**

čistenie hydrosféry, v rámci ktorej svetový oceán má prvoradý celoplanetárny význam, patrí medzi najväčšie problémy súčasnej civilizácie.

Podľa Medzinárodnej oceánografickej komisie znečistenie svetového oceánu sa definuje ako:

„Priame alebo nepriame prinášanie substancií alebo energií vplyvom človeka do oceánskeho životného prostredia (vrátane prínosu riekami), ktoré sú nebezpečné ľudskému zdraviu, škodia morským organizmom, obmedzujú využitie oceánov a morí, vrátane rybolovu a znižujú rekreačné možnosti“.

Príčiny znečistenia svetového oceánu sú rôznorodé a ich dosah sa neustále zväčšuje. Škodlivé látky sa do oceánov a morí dostávajú prirodzeným spôsobom, napríklad eróziou na pobrežiach, vulkanizmom na oceánskom dne, riekami, vetrom atmosferickými zrážkami a ľudskou činnosťou, napríklad odpadové vody z veľkých sídiel a elektrární, ťažba nerastných surovín, ukladanie toxických odpadov v sudoch a kontajneroch na morskom dne, ukladanie použitého paliva jadrových elektrární, lodná doprava a pod.

K látkam, ktoré sa na znečistení svetového oceánu najviac podieľajú, na prvé miesto patria **ropné látky**. Predpokladá sa, že do svetového oceánu sa ročne dostáva asi 6 mil. ton ropy, z toho prevažná časť pričinením človeka. I keď najznámejšie znečistenia ropou sú z **havárií tankerov**, ktorým sa ropa transportuje (obr. 14.10), viac rôznych ropných látok sa dostáva do svetového oceánu vypúšťaním znečistených vôd pri **čistení tankerov** a prínosom znečistených vôd riekami z pevniny. Asi 10 % ropy z uvedeného množstva prichádza do svetového oceánu prirodzeným spôsobom, napríklad presakovaním z naftonosných vrstiev dna do morskej vody. Ropné látky sa ukladajú na hladine vo forme tenkej súvislej vrstvy. Toxicita a trvanie ropných látok na hladine závisí od ich druhu. Nebezpečenstvo ropného znečistenia je najmä v tom, že zabraňuje alebo znižuje výmenu plynov, pohlcuje kyslík rozpustený vo vode, obmedzuje fotosyntézu.

Vplyv ropy veľmi negatívne pôsobí na vtáctvo tým, že im zlepuje perie, znižuje tepelné a izolačné vlastnosti a pod. Vplyvom na rybolov, znečistením pláží a pod. má ropné znečistenie negatívne dôsledky v hospodárstve príslušných štátov.



Obrázok 14.10 Havária tankera Exxon Valdez pri pobreží Aljašky (1989), prečerpávanie ropy do náhradného plavidla

Na znečistení svetového oceánu sa stále viac podieľajú chlorované uhlovodíky, ktoré sú obsiahnuté v rôznych syntetických chemických látkach, napríklad v rozpúšťadlách prímiesoch do farieb, pesticídoch a pod. Odhaduje sa, že asi 25% ročnej produkcie týchto látok sa dostáva do svetového oceánu a to riekami, odpadovými vodami priamo do oceánov a morí i vetrami. Tieto látky sú veľmi nebezpečné preto, že sú značne rezistentné, akumulujú sa v biomase, spomaľujú tiež fotosyntézu, rast a delenie buniek fytoplank-

tónu a pod. Vplyv chlorovaných uhlovodíkov sa môže negatívne prejavíť na celom potravinovom reťazci organizmov svetového oceánu.

Svetový oceán je stále viac ohrozovaný aj znečisťovaním **ťažkými kovmi** a **komunálnymi odpadmi**. Z ťažkých kovov sú nebezpečné svojou toxicitou zlúčeniny **ortuti, olovo** a **kadmium**. Komunálnymi odpadmi sa do svetového oceánu dostávajú rôzne organické i anorganické látky – zlúčeniny **fosforu, dusíka, detergenty, fenoly, patogenné mikroorganizmy** a pod. Udáva sa, že asi 60 – 65 % organických látok má svoj pôvod od znečisťovateľov na pobreží, zvyšok prinášajú rieky. Odpadové vody obsahujú veľa výživných látok, čo spôsobuje eutrofizáciu vôd pri pobrežiach s negatívnymi dôsledkami pre živočístvo, najmä ryby.

V mnohých oblastiach svetového oceánu ako na plážach, tak aj na dne okrajových a stredozemných morí sa vyskytuje množstvo pevných odpadov z dreva, skla, plastických látok a pod. Odhaduje sa, že v posledných rokoch do svetového oceánu sa dostáva 8 až 10 miliónov ton pevných odpadov, ktoré znehodnocujú príslušné časti oceánov a morí a nielen esteticky ale častokrát aj svojou toxicitou.

Existuje veľmi úzka súvislosť medzi rozsahom znečistenia jednotlivých častí svetového oceánu a koncentráciou obyvateľstva, sídiel a rôznych hospodárskych aktivít na pobrežiach, ťažbou a dopravou ropy. Preto aj najväčšie znečistenie existuje pri pobrežiach ekonomicky vyspelých štátov, v stredozemných a okrajových moriach. Medzi najviac znečistené časti svetového oceánu patria napríklad Stredozemné more, Severné more, Baltské more, Americké stredomorie, severná časť Indického oceánu a ďalšie.

14.3. OCHRANA SVETOVÉHO OCEÁNU

Pre zmenšenie nebezpečenstva znečisťovania svetového oceánu sa už niekoľko desaťročí vytvárajú príslušné opatrenia. Na celosvetovej alebo regionálnej úrovni sa prijali rôzne konvencie a dohovory, ktoré zahŕňujú ochranu celého svetového oceánu, resp. jeho častí. Problematike ochrany hydrosféry vrátane aj svetového oceánu sa venuje vyše 100 medzivládnych a nevládnych organizácií medzi ktorými je najvýznamnejšia Organizácia spojených národov a jej príslušné komisie. Prvá všeobecná **konvencia na ochranu svetového oceánu** pred znečistením naftou bola prijatá v roku 1954 a rôzne doplnky k nej v roku 1962, 1969, 1973 a 1978. Na 3. konferencii OSN a morskom práve (apríl 1982) sa prijala aj konvencia o ochrane svetového oceánu pred znečistením akéhokoľvek pôvodu. Okrem konvencií zahrňujúcich ochranu celého svetového oceánu existuje celý rad rôznych konvencií, resp. zmlúv o ochrane jednotlivých morí alebo častí oceánov. Napríklad o ochrane Stredozemného mora (1968), Severného mora (1969), severovýchodného pobrežia Atlantického oceánu (1974), Baltického mora (1976), Čierneho a Azovského mora (1976) a ďalšie. Existuje tiež veľa konvencií a zmlúv o ochrane biologických zdrojov svetového oceánu. Napríklad v roku 1958 sa podpísala v Ženeve Konvencia o rybolove a ochrane živočístva na otvorených častiach svetového oceánu, Konvencia o ochrane živočístva Antarktídy (1980) a rad ďalších. Ochrane svetového oceánu sa venovala veľká pozornosť aj na Konferencii OSN o životnom prostredí a rozvoji v Rio de Janeiro v roku 1992.

V oblasti záchranu života vo svetovom oceáne sa v súčasnosti angažuje viacero organizácií a hnutí. Najznámejšia z nich je organizácia Greenpeace. Je známa rôznymi „akciami“, pri ktorých dochádza k priamej konfrontácii s loďami znečisťujúcimi svetový oceán (napr. pri ukladaní odpadu na morské dno, pri čistení ropných tankerov na voľnom mori a pod).

14.4. NIEKTORÉ TERMINOLOGICKÉ A LEGISLATÍVNE OTÁZKY SÚVISIACE S MORSKÝM PRÁVOM

Stále širšie možnosti využívania svetového oceánu – nerastné suroviny dna a vody oceánov a morí, biologické bohatstvo – nastolovali postupne riešenie otázok do akej vzdialenosti a miery majú právo pobrežné štáty príslušnú časť svetového oceánu využívať. Od roku 1958 sa problematika vyhraničenia pobrežných vôd riešila na troch konferenciách OSN o morskom práve. Na tretej v apríli 1982 podpísali konvenciu, ktorá okrem iného vymedzuje aj príslušné pobrežné oblasti a stanovuje možnosti ich využívania príslušnými štátmi. (Konvenciu podpísalo 130 štátov, 17 sa zdržalo a 4 boli proti jej prijatiu).

Podľa tejto konvencie sa rozlišujú:

- **pevnina:** časť súše po úroveň najnižšieho stavu mora alebo oceánu počas odlivu. Keď je pobrežie horizontálne členité stanovuje sa *priamková bazálna línia*, pričom dĺžka jednotlivých úsekov je spravidla maximálne 24 námorných míľ.
- **pobrežné vody:** časť oceánu alebo mora do vzdialenosti 12 námorných míľ (22,224 km) od bazálnej línie. V tejto časti svetového oceánu jeho dno, voda aj vzduch patria úplne príslušnému pobrežnému štátu. Pobrežnými vodami (používa sa aj názov výsočné vody) v období mieru môžu sa prepravovať aj vojnové lode, nemôžu však ponorky a prelietavať lietadlá.
- **pridružená zóna:** od pobrežných vôd zasahuje do vzdialenosti ďalších 12 námorných míľ. V tejto časti príslušný štát nemá úplné suverénne právo, ale môže uskutočňovať rôzne kontroly podľa vlastných opatrení a predpisov napríklad finančných, colných a zdravotných.
- **výhradná hospodárska zóna:** časť svetového oceánu do vzdialenosti 220 námorných míľ (370,4 km) od bazálnej línie. V tejto časti pobrežný štát má výlučné právo využívať všetky prírodné zdroje na dne, pod ním vo vode, na hladine i vo vzduchu, má právo vedeckého výskumu a organizovania ochrany. Štát však garantuje optimálne využívanie prírodných zdrojov. Cudzie štáty majú právo na voľnú plavbu lodí, kladenie káblov a potrubí na dne oceánu alebo mora.
- **voľná časť svetového oceánu:** časť svetového oceánu mimo výhradnej hospodárskej zóny, ktorá je prístupná všetkým štátom. Aj v tejto časti svetového oceánu je nevyhnutné dodržiavať stanovené pravidlá v námornej doprave, ochrane životného prostredia oceánov a morí, v rybolove, ťažbe nerastných surovín z dna oceánu a pod. Napríklad ťažbu železo – mangánových konkrécií z veľkých hĺbok musí schváliť „Medzinárodný úrad pre morské dno“, pretože podľa základného hesla OSN „podmorské nerastné suroviny sú spoločným dedičstvom ľudstva“.

Prijatím 200 míľovej výhradnej hospodárskej zóny 37 % plochy svetového oceánu pripadlo pod právne normy a výhradné využívanie pobrežných štátov. Pod kontrolu týchto štátov sa dostal najmä rybolov, pretože vyše 90 % z celkového úlovku rýb pripadá v súčasnosti práve na uvedenú zónu. Veľkú výhodu získali najmä štáty, ktoré ležia na ostrovoch, poloostrovoch, alebo súostroviach. Veľmi znevýhodnené sú štáty v zálivoch s krátkym pobrežím, príklady ilustruje tabuľka 14.2.

Tabuľka 14.2 Plocha pevniny a svetového oceánu vo výhradnej hospodárskej zóne (200 míľ) vybraných štátov

Štát	Plocha (v km ²)		Pomer pevnina/voda
	Pevniny	Svetového oceánu	
Štáty s dlhým pobrežím			
Norsko	324 000	2 025 000	1:6,3
Chile	757 000	2 288 000	1:3,0
Somálsko	637 000	989 000	1:1,6
Poloostrovne štáty			
Grécko	133 000	505 000	1:3,8
Kórea	98 000	348 000	1:3,6
Španielsko	771 000	1 219 000	1:1,6
Ostrovne štáty			
Nový Zéland	268 000	4 833 000	1:18
Japonsko	372 000	3 861 000	1:10,4
Indonézia	1 904 000	5 409 000	1:2,8
Štáty na súostroví			
Maledívy	3 000	959 000	1:3196
Tonga	7 000	700 000	1:1000
Štáty v zálivoch			
Thajsko	513 000	325 000	1:0,6
Fínsko	337 000	98 000	1:0,3
Štáty s krátkym pobrežím			
Belgicko	31 000	3 000	1:0,10
Kongo	350 000	25 000	1:0,07
Iné			
USA	9 372 000	7 825 000	1:0,83

Prijatím uvedenej konvencie vznikli však aj viaceré problémy najmä v plošne malých zálivoch, v okrajových moriach, v stredozemných moriach, kde sa 200 míľová zóna jednotlivých pobrežných štátov môže

prekrývať a často býva príčinou rôznych konfliktných situácií. Problémy vznikajú aj v tzv. historických zálivoch, v prielivoch a pod.

14.5. VODNÉ HMOTY SVETOVÉHO OCEÁNU

Vodné hmoty svetového oceánu sú dostatočne rozsiahle objemy vody, ktoré vznikli v príslušných fyzikogeografických a časových podmienkach a majú charakteristické fyzikálne, chemické a biologické vlastnosti. Vznikajú predovšetkým vo vrchných vrstvách oceánov pod vplyvom klimatických podmienok a vzájomného pôsobenia termických a dynamických procesov. Pri vytváraní vodných hmôt prvoradú úlohu má vertikálne premiešavanie, ktoré spôsobuje vytvorenie relatívne rovnorodnej vodnej hmoty. Oceánske prúdy, vodné hmoty prenášajú aj do miest mimo vzniku, dochádza k ich miešaniu s vodami iného pôvodu a k transformácii najmä v periférnych oblastiach. Hranice medzi vodnými hmotami odlišných vlastností s veľkými gradientami teploty alebo slanosti sa nazývajú *oceánskymi frontami*. Pre členenie a charakteristiku vodných hmôt sa berie do úvahy najmä teplota, slanosť, obsah kyslíka, optické a biologické vlastnosti vody. Analogicky s atmosférou aj vo svetovom oceáne možno rozlíšiť 2 základné vrstvy:

1. **povrchovú**, ktorá siaha po hranicu vertikálneho premiešania vody, to je *oceánska troposféra*,
2. **hlbinnú**, relatívne rovnorodú, ktorá je *oceánskou stratosférou*.

Vo svetovom oceáne sa vyčleňujú tieto **4 typy vodných hmôt**:

1. povrchové
2. stredné – prechodné
3. hlbinné
4. dnové – pridnové

Vzhľadom na zonálnosť fyzikogeografických podmienok vodné hmoty, najmä **povrchové**, možno rozdeliť na:

- rovníkové,
- tropické – južné a severné,
- subpolárne a polárne, ktoré zahŕňujú arktické a antarktické vody.

Rovníkové povrchové vody – vyznačujú sa najvyššou teplotou, zníženou salinitou, hustotou a komplikovaným systémom cirkulácie.

Tropické povrchové vody majú zvýšenú slanosť, vysokú teplotu. *Subpolárne povrchové vody* vyznačujú sa veľkou rôznorodosťou vlastností, ktorá je spôsobená s pestrými podmienkami ich formovania v Atlantickom a Tichom oceáne.

Polárne arktické a antarktické vody sa vyznačujú nízkou teplotou (-1, 2, -1,5°C) a slanosťou (32,5 – 34,6%). Vytvárajú sa severne od arktického a južne od antarktického frontu.

Stredné vodné hmoty – ich vrchnou hranicou je priemerná hĺbka 300 – 500 m a spodnou 1000 – 1200 m. Mocnosť týchto hmôt je v jednotlivých oblastiach svetového oceánu rôzna väčšinou od 600 – 800 m. Najmocnejšie sú prevažne v polárnych oblastiach a v centrálnych častiach anticyklonálnych pohybov prúdov, kde prevažuje zostup vody do hĺbky. V rovníkovej zóne, kde naopak existujú výstupy vody k povrchu je mocnosť menšia. Vytváranie stredných oceánskych vodných hmôt súvisí s poklesom povrchových a výstupom hlbinných vôd. Podstatná časť subpolárnych stredných vodných hmôt sa formuje poklesom povrchových hmôt medzi antarktickými a subantarktickými frontami. Subantarktické vodné hmoty v Atlantickom oceáne siahajú po 20° s. z. š., v Indickom oceáne po 5 až 10° j. z. š., v Tichom oceáne po rovník.

Hlbinné vodné hmoty svetového oceánu sú celkove veľmi jednotvárne. Vznikajú prevažne vo vysokých geografických šírkach ako výsledok zmiešania povrchových a stredných hmôt. Hlavné oblasti ich formovania sú severozápadné časti Tichého a Atlantického oceánu a antarktické oblasti. Mocnosť týchto hmôt je priemerne 2000 – 2500 m. Maximálna mocnosť do 3000 m je v rovníkových oblastiach a v subantarktických pánvach.

Dnové vodné hmoty – vznikajú poklesom a transformáciou vyššie položených vrstiev prevažne vo vysokých geografických šírkach. Ich mocnosť je priemerne 1000 – 1500 m, okrem hlbokomorských priekop kde dosahujú aj 6000 m. Rýchlosť horizontálnych a vertikálnych pohybov týchto hmôt je 5 až 10 krát menšia ako vyššie ležiacich hmotách.

Vo svetovom oceáne sú najrozšírenejšie dnové antarktické vody s nízkou teplotou a relatívne vysokým obsahom kyslíka. V Atlantickom oceáne siahajú po 40° s. z. š., v Indickom oceáne po kontinentálny svah Arabského mora a po Jávu, v Tichom oceáne väčšinou po rovník miestami až po 10 – 20° s. z. š..

14.6. POHYBY VODY SVETOVÉHO OCEÁNU

Pohyby vody svetového oceánu rozdeľujeme nasledovne:

- ak sa pohyby vodných častíc uskutočňujú po uzavretých dráhach, hovoríme o **vlnení vody**,
- ak sa voda premiestňuje vo vertikálnom alebo horizontálnom smere, hovoríme o **prúdení vody**, o **orských prúdoch** a o **slapových javov**.

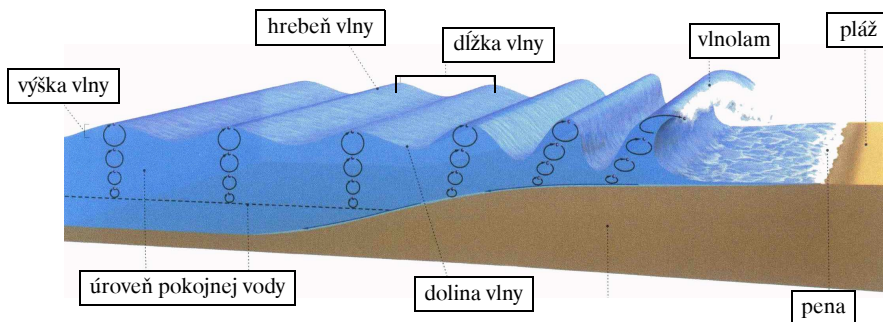
14.6.1. Vlnenie a slapové javy

Eolické vlnenie (spôsobené vetrom) je výsledkom interakcie atmosféra – hydrosféra. Medzi silou vetra a intenzitou vlnenia existuje priamy vzťah a nepravidelnosť vln rastie so silou vetra a jej premenlivosťou. Vodné častice sa pri vlnení pohybujú po dráhach blízkyh kruhovýh, tzv. **orbitách**. Orbitálny pohyb vodných častíc je vyvolaný:

- nerovnomerným pohybom vzduchových častíc v čase a priestore, čím sú vytvorené krátkodobé rozdiely v tlaku na časti morskéj hladiny,
- turbulentným pohybom vzduchových častíc.

Každú vlnu tvorí **hrebeň vlny** a **dolina**. Ďalšie parametre sú (obr. 14.11):

1. dĺžka vlny, t.j. horizontálna vzdialenosť medzi dvomi hrebeňmi,
2. výška vlny, t.j. vertikálna vzdialenosť medzi najvyšším bodom hrebeňa vlny a najnižším bodom za ním nasledujúcej doliny,
3. perióda vlny, t.j. doba medzi prechodom dvoch nasledujúcich hrebeňov vln rovnakým bodom,
4. rýchlosť vlny, t.j. podiel dĺžky vlny a jej periódy.



Obrázok 14.11 Parametre vlny

Podľa tvaru vln a príčin ich vzniku rozlišujeme **vlny nútené** a **vlny voľné**.

Nútené vlny vznikajú v oblastiach priameho pôsobenia vetra. V ich usporiadaní chýba akákoľvek pravidelnosť, čo súvisí najmä s intenzívnou turbulenciou v atmosfére. Ostré, krátke a vysoké vlny sa rýchlo vytvoria aj zanikajú a z plochých dlhých vln môže vzniknúť pri ich rezonancii aj ojedinelá a abnormálne vysoká vlna.

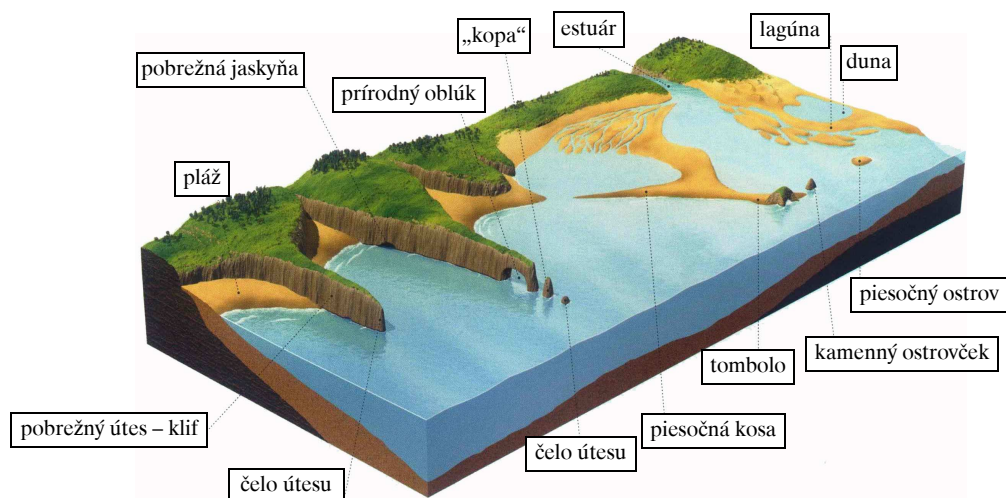
Voľné vlny vznikajú prechodom nútených vln do oblastí kludu v atmosfére. Vlnenie sa stáva pravidelnejším lebo vysoké a krátke vlny zaniknú, rýchlejšie a väčšie dĺžkou predbehnú kratšie alebo ich pohltia. Čelo vlny sa vyrovnáva a posúva sa za hranicu vzniku voľnej vlny. Vzniká pravidelný systém vln s nižšou výškou ale väčšou dĺžkou a periódou a oblými hrebeňmi.

V **pobrežných oblastiach** oceánov a morí nastáva skracovanie dĺžky a zvyšovanie výšky vln. V hĺbke, ktoré sa rovná polovici výšky vlny sa orbitálne krúženie vodných častíc mení na naklonenú elipsu. Hrebeň vlny sa zaostruje, preklápa a láme sa. Na plytkom morskom pobreží môže zlomenie hrebeňa prebehnúť aj niekoľkokrát, pričom vlna stráca energiu a jej výška sa znižuje. Miesto, kde sa hrebene vln lámú sa nazývajú **vlnolam**.

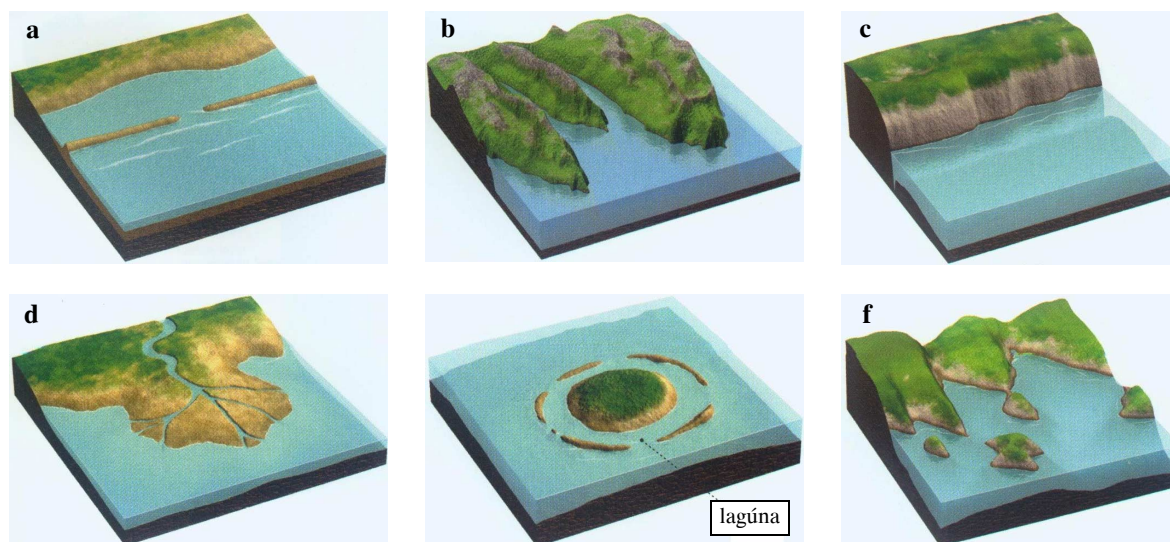
Ak vlny narážajú na pobrežie šikmo, dochádza k ich stáčeniu a prispôbovaniu sa pobrežnej čiare. Vzniká tzv. **refrakcia vln**, pri ktorej sa energie vln koncentruje proti výbežkom pevniny a plytčinám (**konvergencia**) a v zálivoch a depresiiach sa rozptyľuje (**divergencia**). Tieto poznatky sa využívajú pri projekcii všetkých stavieb na pobreží, vrátane prístavov.

Refrakcia vln je príčinou príbrežných prúdov a pohybov plážového materiálu v smere šikmého nabehania vln. Tieto prúdy sú často vlnami pritlačené k pobrežiu ale na niektorých miestach sa vracajú naspäť a vytvárajú spätný prúd. Takto sa vracajú naspäť aj plážové sedimenty, ktoré sa následne usadzujú a vytvá-

rajú rôzne formy – nánosy, lagúny a pod. Následkom refrakcie vln v uzavretých zálivoch a zátokách vznikajú **stojaté vlny** (sčesé). Z obr. 14.12 je možné na základe tvaru pobrežia získať predstavu o pôsobení vln.



Obrázok 14.12 Popis útvarov na pobrežnej línii

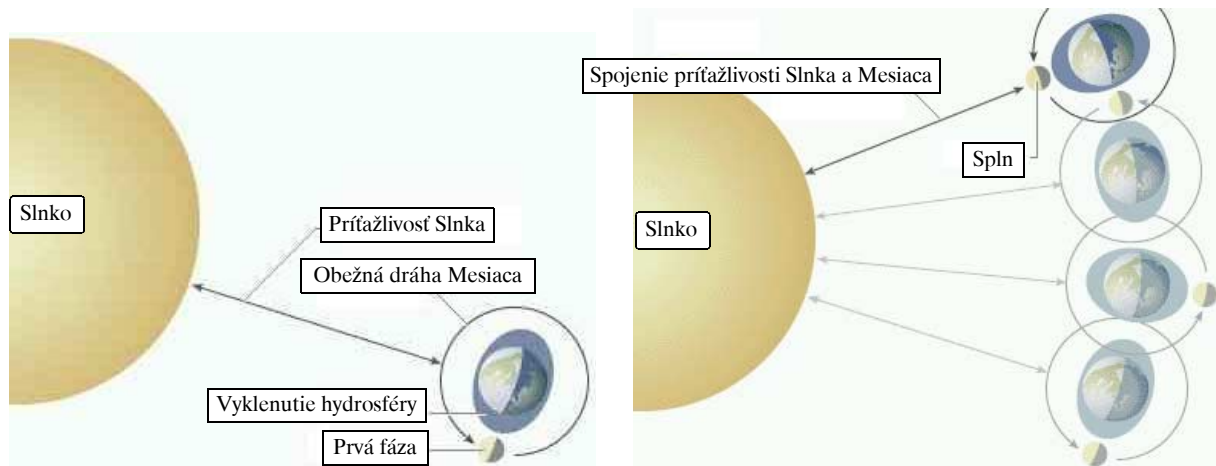


Obrázok 14.13 Typy pobrežia – bariérová pláž (a), fjord (b), pobrežný útes – klif (c), delta (d), atol (e), rias (f)

Vlny spôsobené **slapovými javmi** (príliv a odliv) sú pre svoju dĺžku a periódu označované ako **dlhé vlny**. Zem a Mesiac pôsobia na seba navzájom gravitačnými silami. Na strane Zeme privrátenej k Mesiacu sa príťažlivosť Mesiaca nepatrne zvyšuje, na odvrátenej strane sa o niečo znižuje oproti odstredivej sile Zeme. Rozdiel týchto dvoch síl na miestach, kde je Mesiac na Zemi v **zenite** alebo v **nadine**, ženie morskú vodu k Mesiacu alebo od neho. Voda na zemskom povrchu dostáva tak tvar eliptického telesa a vplyvom **rotácie** Zeme **putujú** prílivové vrcholy denne okolo Zeme.

Príťažlivosť Slnka sa v dôsledku jeho veľkej vzdialenosti rovná len asi 2/5 príťažlivosti menšieho ale bližšieho Mesiaca. Pri nove a splne Mesiaca, keď sú Slnko, Zem a Mesiac v jednej línii je vysoký, tzv. **skočný príliv**. Keď majú Mesiac, Zem a Slnko pravouhlé postavenie, t.j. v prvej a v poslednej fáze Mesiaca je nízky, tzv. **hluchý príliv**. Za jeden mesiac sa opakuje dvakrát skočný a dvakrát hluchý príliv.

Praktické pozorovania a merania ukazujú, že na otvorenom oceáne a mori sa príliv a odliv prejavujú len veľmi málo – maximálne do výšky 2 m. Smerom k pobrežiu, vplyvom znižujúcej sa hĺbky sa prílivová vlna spomaľuje a narastá. Vysoké prílivové vlny sa vyskytujú najmä v úzkych a dlhých zálivoch. Svetové maximum pripadá na záliv Fundy Bay na polostrove Nové Škótsko a dosahuje až 21 m. Na obr. 14.14 je znázornené postavenie Slnka, Zeme a Mesiaca pri jednotlivých fázach, s čím súvisí aj intenzita slapových javov. Na obr. 14.15 je znázornený rozdiel vo výške hladiny na konkrétnom mieste.

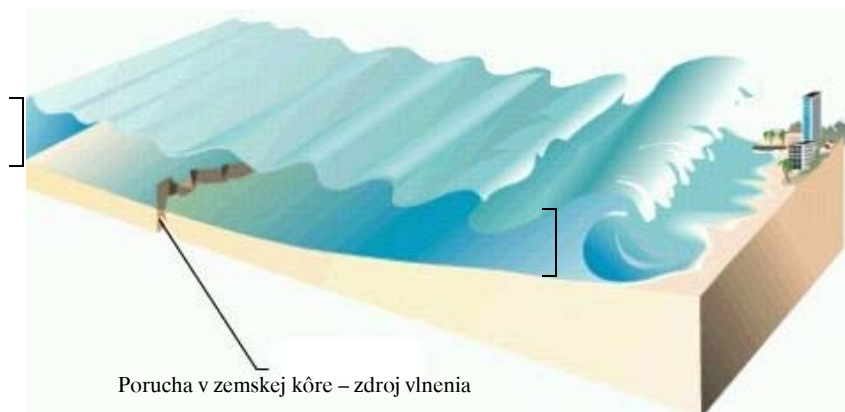


Obrázok 14.14 Závislosť intenzity prílivu a odlivu na fáze Mesiaca



Obrázok 14.15 Reálny rozdiel medzi výškou hladiny pri prílive a odlive

Samostatným typom dlhých vln sú vlny **tsunami** („dlhé vlny v prístave“). Pri tsunami je uvedená do pohybu celá vodná masa od hladiny až po dno, aj keď sa tvar vlny pohybuje v horizontálnom smere podobne ako tvar eolickej vlny. Dĺžka vlny dosahuje 130 až 300 km a výška na voľnom mori je len niekoľko decimetrov až meter. Pri prechode do šelfového mora sa výška vlny zväčšuje a pri pobreží už dosahuje aj niekoľko desiatok metrov (obr. 14.16). **Výška vlny** je závislá na tvare pobrežia, zvyšuje sa v zálivoch a ústiach riek – estuároch. Rýchlosť tsunami narastá s hĺbkou oceánu. Pri hĺbke 4000 m môže dosiahnuť aj $700 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$.



Obrázok 14.16 Vznik a postup tsunami

Tsunami vzniká najčastejšie v dôsledku podmorského zemetrasenia a sopečnej činnosti, menej prípadov bolo spôsobených zosuvom veľkého množstva sedimentov na pevninskom svahu alebo v pobrežnej oblasti. Keďže podmorské zemetrasenia sú najčastejšie v blízkosti hlbokomorských priekop, je nimi najviac postihnutý Tichý oceán. Tieto ničivé vlny však dokážu prejsť celým oceánom a spustošiť oblasti tisíce kilometrov od zdroja. Pri výbuchu sopky **Krakatau** (Krakatoa) v roku 1883, pri ktorom bol rozmetaný celý ostrov až pod morskú hladinu zasiahla ničivá tsunami vysoká 40 m pobrežie Jávy a Sumatry a doznievala v Tichom oceáne vo vzdialenosti 18 000 km. Zahynulo viac ako 36 000 obyvateľov týchto ostrovov. V blízkosti rozmetanej sopky sa krátko po výbuchu z morského dna vynorilo „dieťa Krakatau“ – ostrov Anak Rakata.

Zrod najmladšieho ostrova na svete – Surtsey (obr. 14.17), blízko Islandu má síce rovnaký scenár – výbuch sopky, ale dôsledky v podobe vlny tsunami sa neprejavili.



Obrázok 14.17 Najmladší ostrov na svete – Surtsey. „Zrodil sa“ v novembri 1963 pri pobreží Islandu ako dôsledok podmorskej erupcie sopky.

Aj keď sú príčiny vzniku tsunami známe, **podmienky ich vývoja a postupu** ostávajú nejasné. Nevznikajú totiž pri každom zemetrasení, či podmorskej erupcii sopky a výška vln je **premenlivá** ako v **priestore** tak aj v **čase**. V priemere len jedno podmorské zemetrasenie z dvadsiatich „dokáže vyrobiť“ vlnu tsunami.

Každá tsunami, ktorá dosiahne pobrežie má katastrofálne následky. Bol preto vytvorený varovný systém, ktorý vyhodnocuje záznamy podmorských zemetrasení a zaznamenáva zmeny hladiny svetového oceánu v miestach výskytu zemetrasenia. Viaceré miesta v Tichomorí, ktoré už boli postihnuté tsunami investovali do dômyselného systému hrádzi a ochranných priestorov, ktoré v kombinácii s včasným varovným systémom dávajú šancu na prežitie.

14.6.2. Oceánske a morské prúdy ich vznik, rozdelenie a význam

Oceánske a morské prúdy podmieňujú prenos veľkého množstva vody v horizontálnom a vertikálnom smere. Vznikajú pod vplyvom rôznych síl. Medzi základné patria:

- **pravidelné a stále vetry**, ktoré podmieňujú tzv. nútené, alebo driftové prúdy
- rozdielne **fyzikálne a chemické vlastnosti vody**, najmä rozdiely v teplote a slanosti – hustotné prúdy
- **zotrvačnosť vetrových prúdov** – volné prúdy
- **príťažlivá sila Mesiaca a Slnka** – príливо-odlivové prúdy
- **rozdielely v úrovni hladiny** oceánskej, resp. morskej vody – odborné prúdy

Na oceánske prúdy, najmä ich smer významne vplývajú aj sily, ktoré nepodmieňujú ich vznik, napríklad Coriolisova sila, odstredivá sila zemskej rotácie, trenie vody o dno, pobrežia pevnín, vnútorné trenie vody, rozdelenie pevnín a oceánov, reliéf dna a ďalšie .

Oceánske prúdy sa rozdeľujú aj podľa ďalších kritérií. Napríklad:

- podľa stálosti sa vyčleňujú:
 - **stále prúdy**, ktoré si v priemere zachovávajú smer i rýchlosť počas dlhého obdobia (Golfský prúd, Kuro-šio, pasátové prúdy),
 - **periodické prúdy**, ktoré sezónne, alebo v určitom časovom období menia smer (monzúnové prúdy, prílivovo-odlivové prúdy),

- **nestále**, náhodné prúdy, ktoré vznikajú pod vplyvom nepravidelne sa vyskytujúcich silných vetrov, náhlejšej zmeny teploty vzduchu a pod.
- podľa **výskytu** možno rozlišovať prúdy:
 - povrchové,
 - hlbinné,
 - prídňové,
 - pobrežné.
- podľa **fyzikálno-chemických vlastností** prúdy teplé a studené, výstupné a zostupné prúdy
- podľa **vlastností pohybu** prúdy:
 - priame,
 - cyklónálne,
 - anticyklónálne.

14.6.1. Význam oceánskych a morských prúdov

1. **Cirkulácia vody** vo Svetovom oceáne podmieňuje výmenu látok, mechanickej a tepelnej energie medzi oceánmi, moriami a atmosférou, medzi povrchovými a hlbinnými, tropickými a polárnymi oceánskymi vodami, premiešovanie vrchných vrstiev oceánskej a morskej vody.
2. **Oceánske prúdy** narušujú šírkovú zonálnosť v rozdelení teploty vrchných vrstiev oceánskej vody. V Atlantickom, Indickom a Tichom oceáne povrchové prúdy spôsobujú kladnú teplotnú anomáliu v západných častiach oceánov, ktorá súvisí s prenosom teplých vôd od rovníka do vyšších geografických šírok na južnej i severnej pologuli a zápornú anomáliu prínosom studených vôd z vyšších geografických šírok k rovníku vo východných častiach oceánov. Záporné teplotné anomálie sú zvýraznené výstupom studených hlbinných vôd pri západných pobrežiach pevnín. Tento výstup je podmienený odtokom vrchných vrstiev vody pod vplyvom pasátov.
3. **Oceánske a morské prúdy** výrazne ovplyvňujú aj priestorové rozdelenie slanosti, obsahu kyslíka, biogénnych látok, farby priehľadnosti a ďalších látok vo svetovom oceáne, čo má veľký význam pre biologické pomery a tým aj rastlinný a živočíšny svet. Časová a priestorová zmena prúdov významne vplyva na biologickú produktivnosť oceánov a morí.
4. **Oceánske prúdy** majú veľký vplyv na podnebie Zeme. Napríklad v tropických oblastiach, kde prevláda východný prenos vody (severné a južné rovníkové prúdy) na západných pobrežiach oceánov býva vysoká vlhkosť vzduchu, oblačnosť a zrážky. Na východných pobrežiach oceánov, kde vejú vetry z pevniny je relatívne suché podnebie. Oceánske prúdy vplývajú tiež na rozdelenie tlaku a cirkuláciu atmosféry. Nad osami teplých prúdov pohybujú sa série cyklón, ktoré vplývajú na počasie pobrežných oblastí susedných pevnín. Nad teplými prúdami, ktoré zasahujú do vysokých geografických šírok vzniká výrazná cyklónálna cirkulácia, ktorá podmieňuje bohatú zrážkovú činnosť. Naproti tomu nad studenými prúdami sa vytvára vysoký tlak v dôsledku čoho je tu málo zrážok.

Zvlášť výrazný je vplyv **teplých oceánskych prúdov** na podnebie, keď zasahujú ďaleko do miernych a polárnych geografických šírok. Je dobre známy vplyv Severoatlantického prúdu a jeho častí na podnebie Európy. Známy je tiež vplyv **studených morských prúdov** na podnebie a počasie susedných pevnín – vplyv Peruánsko-čilského, resp. Humboldtovho prúdu na podnebie Čilského pobrežia (púšť Atacama) Benguelského prúdu na pobrežie Afriky (púšť Namíb), západoaustrálskeho prúdu na podnebie západnej časti Austrálie a pod.

14.7 HYDROLOGICKÉ RAJÓNY SVETOVÉHO OCEÁNU

Je možné vyčleniť určité oblasti s približne rovnakými vlastnosťami, podobne ako aj na súši, i keď hranice medzi nimi sú oveľa menej výrazné, čo spôsobuje pohyblivosť morskej vody najmä oceánske prúdy.

Viacerí autori na základe rôznych kritérií rozčlenili svetový oceán na **fyzickogeografické**, resp. **hydrogeografické** oblasti:

- G. Schotta (Geographie des Indischen und Stihlen Ozeans, Hamburg 1935, Geographie des Atlantischen Ozeans, Hamburg 1942),
- G. Wüst (Die Grenzen der Ozeane, Berlin 1939),
- N. V. Stepanov (General classification of the water masses of the world ocean, their formation and transport. Oceánology 9, Leningrad).

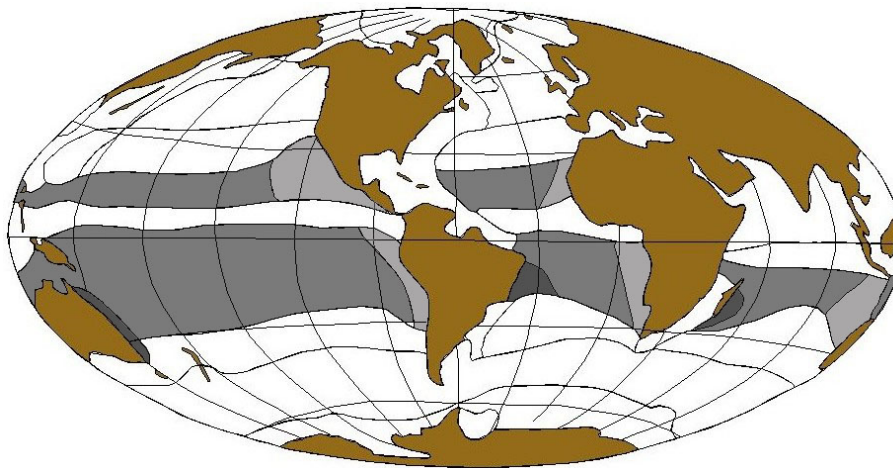
- G. Dietrich, ktorý vo svojej učebnici „Allgemeine Meereskunde eine Einführung in die Ozeanographie“, Berlin 1957, použil povrchové prúdy, ktoré výrazne ovplyvňujú hydrologické, klimatické, fyzikálne, chemické a biologické pomery vo svetovom oceáne. Pre polárne oblasti a šelfové moria použil iné kritéria, pretože ich hydrologické pomery sa viac formujú pod vplyvom iných činiteľov.

Tabuľka 14.3 Hydrologické rajóny svetového oceánu

Rajóny pasátových prúdov
Východné podrajóny pasátových prúdov
Centrálne podrajóny pasátových prúdov
Západné podrajóny pasátových prúdov
Rajóny rovníkových protiprúdov
Rajóny monzúnových prúdov
Tropický podrajón monzúnových prúdov
Mimotropický podrajón monzúnových prúdov
Rajóny povrchových prúdov subtropických oblastí
Rajóny voľných prúdov
Rajóny prúdov západných vetrov
Polárne rajóny
Vnútorne polárne subrajóny
Vonkajšie polárne subrajóny
Rajóny šelfových morí

14.7.1. Rajóny pasátových prúdov

Vyznačujú sa tým, že počas roku prevládajú **západné prúdy** (pohyb vody od východu na západ). V tomto rajóne prevažujú pasátové vetry. V Atlantickom a v Tichom oceáne sú dva takéto rajóny, na severnej a južnej pologuli, v Indickom oceáne jeden na južnej pologuli. Rajóny sa rozdeľujú na tri podrajóny: **východný, centrálny a západný**.



Obrázok 14.7 Rajóny pasátových prúdov vo svetovom oceáne – východný (1), centrálny (2), západný (3)

14.7.1.1. Východný podrajón pasátových prúdov

- Prevládajúci smer povrchových prúdov je **k rovníku** (Kanársky, Benguelský, Kalifornský, Humboltov, Západoaustrálsky). Ide o prúdy, ktoré pritekajú z vysokých geografických šírok do nízkych k rovníku, preto je ich voda relatívne chladnejšia (studené prúdy).
- Teplotná anomália sa zväčšuje v tých miestach, kde v dôsledku pasátov dochádza k cirkulácii od pevniny a k výstupu vody z väčších hĺbok na miesto odtečenej vrchnej vrstvy. Tieto miesta sú známe aj pod názvom zóny výstupu hlbinných vôd (*Upwelling areas*).
- Vystupujúca voda pochádza z hĺbky 100 – 300 m (rýchlosť pohybu pri výstupe je veľmi malá, cca 80 m za mesiac).

- Vystupujúca hlbinná voda obsahuje **veľa výživných látok**, čo podmieňuje rozvoj planktonu a následkom toho aj bohatý rozvoj vyšších živočíšnych foriem. Tieto oblasti patria medzi najvýznamnejšie rybolovné miesta a na pobrežiach sa tu sústreďujú veľké krdle vtákov. Bohatstvo planktonu vplyva na farbu a priehľadnosť vody. Nevyskytujú sa tu koralové útvary.
- Zvláštnosti východného podrajónu v jednotlivých oceánoch sa prejavujú aj vo vzťahu k atmosfére a tým aj podnebiu na príslušných častiach oceánov a pevnín. Teplota povrchových oceánskych vôd je nižšia ako teplota vzduchu, zvlášť v blízkosti pobreží. Spôsobuje to výskyt častých hmiel. Pasátové vetry v miestach ich vzniku sú celkovo suché. Pri prúdení pozdĺž pobrežia k rovníku sa zahrievajú čím sa obsah vodných pár ešte znižuje. Preto tieto podrajóny majú málo zrážok a patria medzi najsuššie na Zemi. Na pobrežiach vznikli známe púšte (Namib, Atakama, Západoaustrálska púšť).

14.7.1.2. Centrálny podrajón pasátových prúdov

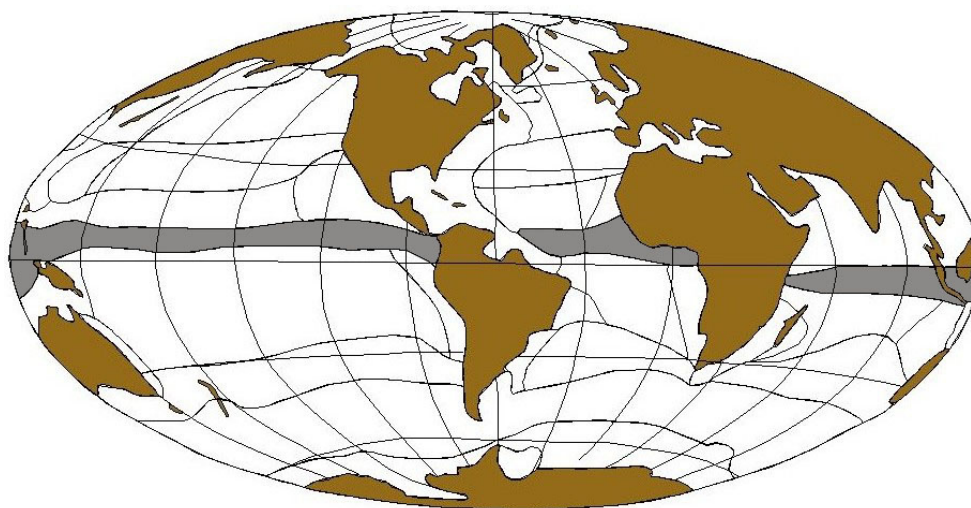
- Prevládajú v ňom prúdy západného smeru, juhovýchodné, severovýchodné.
- Podrajóny sú oveľa jednotvárnejšie ako predchádzajúce. Je tu celkovo málo zrážok a vysoký výpar, čo podmieňuje vysokú slanost povrchových vrstiev vody. Malé zmeny teploty počas roka neumožňujú výraznejšiu vertikálnu výmenu vody.
- Podrajóny sú chudobnejšie na plankton i vyššie živočíšne formy.
- Oceán aj atmosféra sú tu značne jednotvárne. Podnebie je tu mimoriadne priaznivé pre človeka. Voda má syto modrú farbu. V týchto podrajónoch však vznikajú tropické uragány.

14.7.1.3. Západný podrajón pasátových prúdov

- Prevládajú v ňom prúdy smerujúce na sever, resp. na juh od rovníka. Vyznačujú sa vysokou teplotou vody, ktoré spolu s vysokým výparom podmieňuje nestálosť nízkych vrstiev atmosféry, čo sa okrem iného prejavuje v bohatstve zrážok a bujnej tropickej vegetácií na pobreží, napríklad na pobreží Brazílie. Ako príklad vzťahu medzi oceánom a atmosférou môžeme uviesť aj rozdiely medzi podrajónom 14.6.1.1 a 14.6.1.3, kde približne v rovnakých geografických šírkach na pobreží Afriky je púšť Namib, resp. Atakama na pobreží Južnej Ameriky, na pobreží Brazílie, resp. pobrežiach Polynézie rastie tropická vegetácia.

14.7.2. Rajóny rovníkových protiprúdov

- Sú to oblasti v Atlantickom, Tichom a Indickom oceáne, v ktorých sa po celý rok alebo sezónne vyskytujú povrchové prúdy pohybujúce sa od západu na východ medzi severo a juhovýchodnými prúdmi.



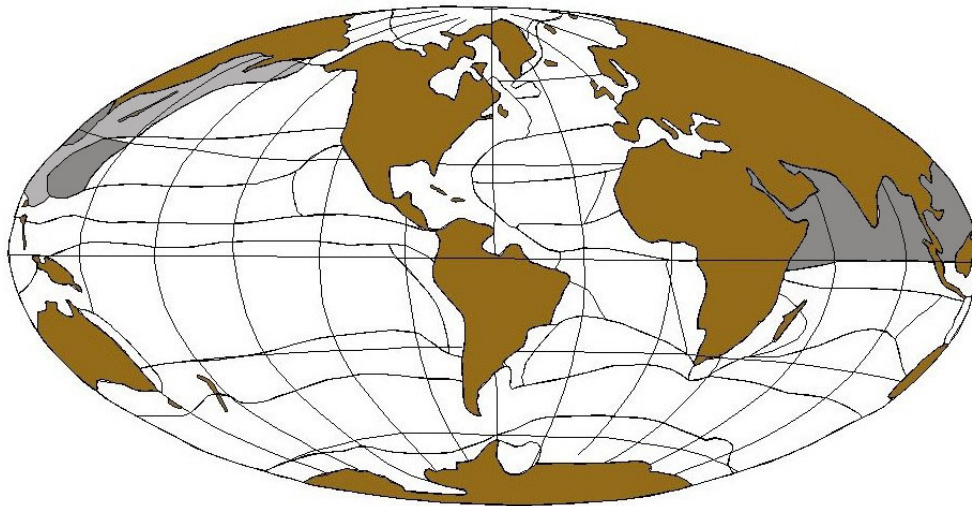
Obrázok 14.8 Rajóny rovníkových protiprúdov

- Tieto prúdy vyrovnávajú odnos vody pasátovými prúdmi vo východných častiach oceánov, preto sa nazývajú vyrovnávajúce, resp. kompenzačné prúdy.

- Patria medzi najvýraznejšie v oceánoch. V Atlantickom a Tichom oceáne rovníkové protiprúdy po celý rok sú severne od rovníka. Rýchlosť týchto prúdov dosahuje 50 až 150 cm.s⁻¹, čo patrí medzi najvyššie hodnoty na otvorených častiach oceánov.
- Rovníkový protiprúd je najvýraznejší v Tichom oceáne, kde dosahuje šírku až 500 km a dĺžku 15 000 km.
- V Indickom oceáne rovníkový protiprúd ako samostatný prúd sa vyskytuje len v zime a na rozdiel od susedných oceánov je na južnej pologuli. V lete počas juhozápadného monzónu sa premiestňuje na severnú pologulu a splýva s juhozápadným monzónovým prúdom.
- Na severnej i južnej strane týchto prúdov dochádza k výstupu hlbinných vôd na povrch, sú to tzv. zóny divergencie. V dôsledku toho v týchto oblastiach je znížená teplota vrchných vrstiev vody.
- Vystupujúca voda je chudobná na kyslík, ale bohatá na výživné látky, ktoré vo vrchných vrstvách, kde je dostatok svetla, podmieňujú bohatý rozvoj planktónu. Preto sú tu aj významné a veľmi perspektívne rybolovné oblasti.

14.7.3. Rajóny monzunových prúdov

Pravidelná zmena monzunových vetrov podmieňuje aj zmenu smeru povrchových prúdov v príslušných oblastiach svetového oceánu. Táto zmena sa prejavuje aj vo fyzikálnych a chemických vlastnostiach oceánskej vody jednotlivých prúdov. Vzhľadom na rôzny vplyv monzónov v tropických a mimotropických oblastiach vyčleňujú sa 2 podrajóny monzunových prúdov: **tropický** a **mimotropický**.



Obrázok 14.9 Rajóny monzunových prúdov

14.7.3.1. Tropický subrajón monzunových prúdov

- Vyskytuje sa prevažne v Indickom oceáne.
- V zimnom období (november – apríl) monzún nad Indickým oceánom sa prejavuje ako SV vietor, v oblasti indických morí ako severný vietor a vo východoázijských okrajových moriach Tichého oceánu ako severozápadný, resp. severný vietor.
- V tomto období v severnej časti oceánu sú podobné pomery ako v rajóne pasátových prúdov Tichého a Atlantického oceánu. Povrchový prúd sa pohybuje na západ k pobrežiu Afriky, jeho voda sa postupne stáva slanšou – pretože sa zmenšuje množstvo zrážok.
- Od mája do septembra pôsobí letný monzún – v severnej časti Indického oceánu sa prejavuje ako JZ vietor, vo východoázijských moriach ako južný, resp. JV vietor.
- Zmena smeru povrchových prúdov podmieňuje zmenu slanosti vody počas roku, najmä v Bengálskom zálive a Andamanskom mori, a to až o 1 – 3 ‰ čo sa odráža aj v rastlinstve a živočístve týchto morí.

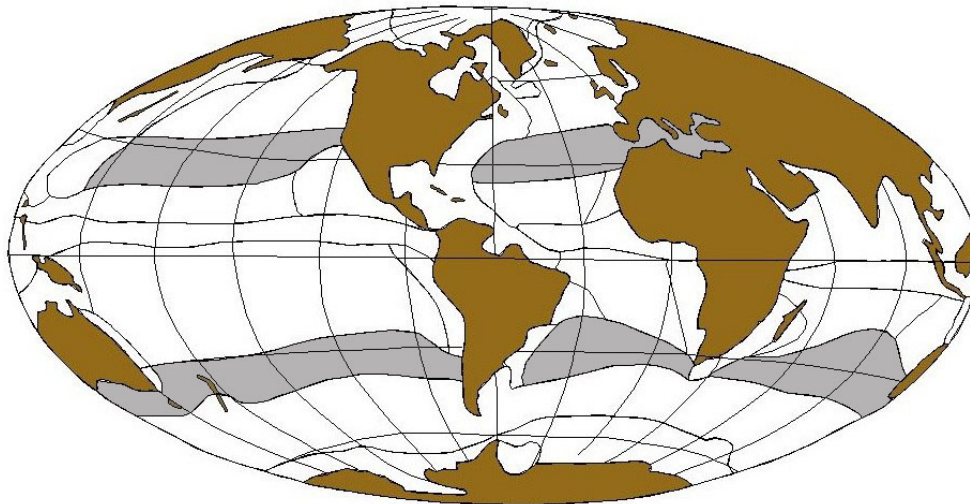
14.7.3.2. Mimotropický subrajón monzunových prúdov

- Vyčleňuje sa od Formózskeho prielivu v Tichom oceáne, a to na základe výraznej zmeny teploty vody v dôsledku monzúnovej cirkulácie.

- Ročné výkyvy teploty vody povrchových vrstiev dosahujú vyše 10 °C, v niektorých oblastiach vyše 15 °C a v severných častiach subrajónu až vyše 20 °C. Ročná amplitúda 20 °C sa nikde inde v oceáne nevyskytuje.
- Monzunová cirkulácia spôsobuje, že v Japonskom, Ochotskom i Beringovom mori v zime klesá teplota až na záporné hodnoty – moria zamrzajú.
- Napríklad voda v prístave Vladivostok, ktorý je na geografickej šírke Florencie, v zime tiež zamrzá. Na jar a v lete, v oblasti letného monzunu vznikajú časté a husté hmly.

14.7.4. Rajóny subtropických oblastí

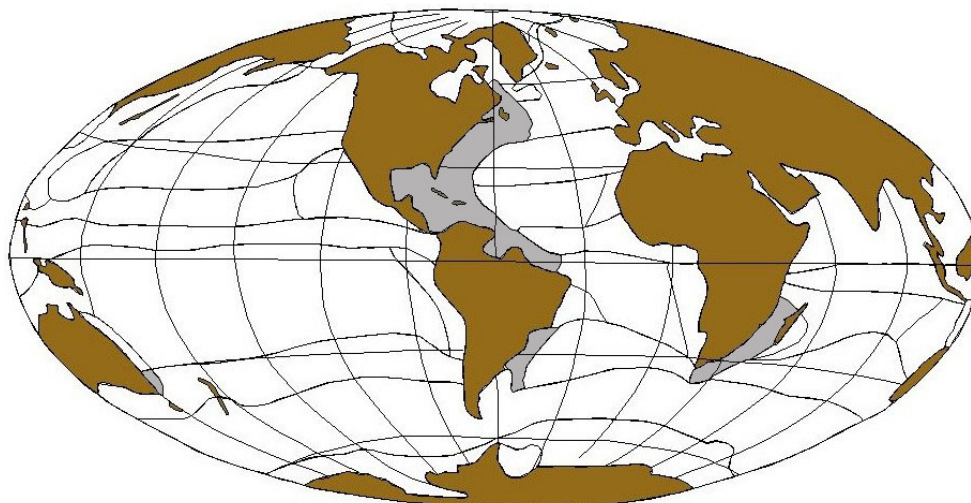
- Ide o prechodné oblasti medzi rajónami pasátových prúdov západných driftových prúdov.
- Pasátové a západné prúdy obtekajú tieto rajóny v anticyklonálnom smere, čo podmieňuje nahromadenie ľahšej vrchnej vrstvy vody v centrálnych častiach rajónov. Vytvára sa tu mocná vrstva vody so zvýšenou slanosťou a teplotou.
- V žiadnom inom rajóne svetového oceánu nie je taká vysoká teplota a slanosť v hĺbke 200-400 m ako v týchto rajónoch, ktorých je spolu päť.
- Tieto rajóny sú chudobné na život. Mocná povrchová vrstva je chudobná na výživné látky v dôsledku nedostatku vertikálnej výmeny. V severných, resp. južných častiach rajónov sú zmeny teploty počas roka väčšie, preto dochádza k lepšej vertikálnej výmene a v dôsledku nej do vrchných vrstiev vody sa dostávajú výživné látky. Tieto časti rajónov sú na život bohatšie ako centrálné.
- Nedostatok planktonu vo vode týchto rajónov, najmä v častiach, ktoré sú bližšie k rovníku spôsobuje, že ich voda je veľmi čistá a priehľadná s výraznou kobaltovo – modrou farbou. V týchto rajónoch, najmä v oblastiach orientovaných k rovníku sú mimoriadne priaznivé klimatické podmienky.
- V častiach orientovaných k polárnym oblastiam sú takéto podmienky len v lete. V zime sa tu prejavuje vplyv západných vetrov, ktoré podmieňujú veľkú oblačnosť a zrážky.



Obrázok 14.10 Rajóny subtropických oblastí

14.7.5. Rajóny voľných prúdov

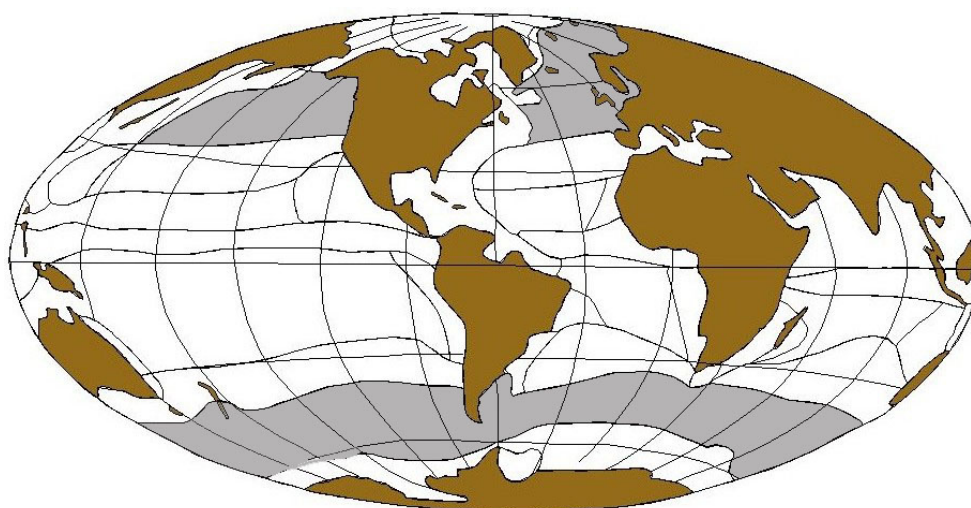
- Ide o odtokové prúdy, ktoré vznikajú v dôsledku nahromadenia vody pasátovými vetrami v západných častiach oceánov.
 - K nim sa zaraďujú Golský prúd, Kuro-šio, Brazílsky prúd, Východoaustrálsky a Mozambický prúd. Sú to prúdy s relatívne veľkými rýchlosťami.
- Najznámejšie a najvýraznejšie medzi nimi sú Golský prúd v Atlantickom a Kuro-šio v Tichom oceáne. Ide o teplé prúdy, ktoré majú veľký vplyv na hydrologické a klimatické pomery nielen v samotných oceánoch, ale aj v susedných pevninách.



Obrázok 14.11 Rajóny voľných prúdov

14.7.6. Rajóny prúdov západných vetrov

- Na severnej pologuli sa sem zaraďujú Severoatlantický prúd v Atlantickom oceáne a Severopacifický prúd v Tichom oceáne. Na južnej pologuli je to Prúd západných vetrov (Západný prúhon).
- Cirkulácia vzduchu nad týmito prúdmi sa vyznačuje veľkou premenlivosťou. Často sa tu vytvárajú cyklónálne situácie, najmä v zime, ktoré podmieňujú vznik búrok. Na južnej pologuli je to najmä medzi 40 a 50° južnej geografickej šírky, na severnej medzi 40 – 45° severnej geografickej šírky. Tieto oblasti sa preto nazývajú ako „revúce štyridsiatky“.
- Spadne tu veľa zrážok, zvlášť v jesenných a zimných mesiacoch. Zrážky značne prevyšujú výpar, preto aj slanost vrchných vrstiev vody je nižšia ako v susedných oblastiach smerom k rovníku.



Obrázok 14.12 Rajóny prúdov západných vetrov

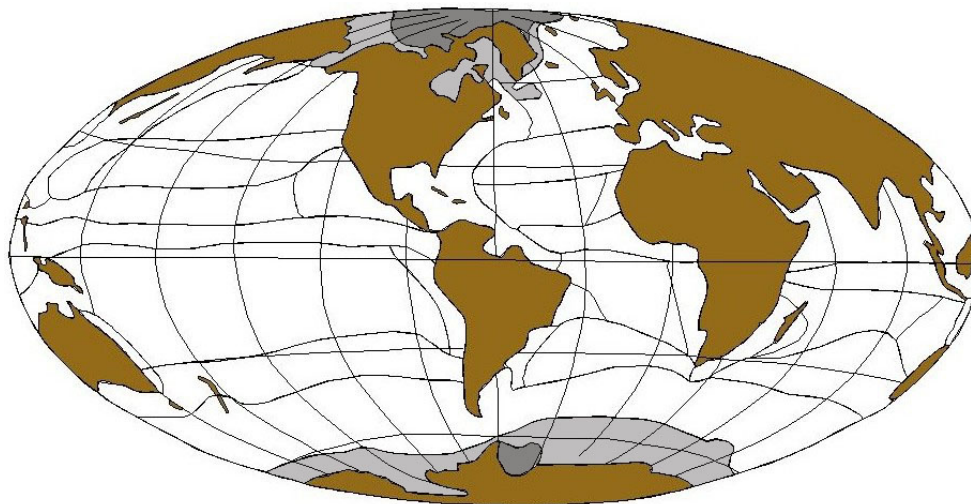
- Vo vnútri rajonov západných vetrov prebieha polárny front. Na južnej pologuli je to v oblasti najsilnejších západných vetrov.
- V oblasti polárneho frontu dochádza ku konvergencii povrchových vôd. Stretávajú sa tu menej slané ale studené vody s teplejšími. Studené ľahšie vody klesajú do hĺbok, ktoré obohacujú kyslík. Hranica medzi teplejšími a chladnejšími vodami v zóne konvergencie je okrem iného aj hranicou vody, ktorá je bohatá na silikáty.
- Na oceánskom dne je zároveň hranicou výskytu diatomových fľov, ktoré sú tvorené z kremitých schránok rozsievok – *Diatomacae*.

- Na severnej pologuli nie sú také výrazné zóny konvergencie oceánskych vôd. Aj tu však dochádza k premiešavaniu vody výstupnými a zostupnými prúdmi, najmä v zime, kedy sa znižuje teplota vrchných vrstiev vody. Ťažšia chladnejšia voda klesá do hĺbky a na jej miesto vystupuje teplejšia a na výživné látky bohatšia voda.
- Takéto premiešavanie existuje napríklad na New Foundlandských plytšinách, v hraničnej zóne medzi Labradorským a Golfským prúdom a v Tichom oceáne medzi teplým prúdom Kuro-šio a studeným Kurilským. Výstupné prúdy prinášajú k povrchu veľa výživných látok, ktoré podmieňujú bohatý rozvoj planktonu a tým aj vyšších živočíšnych druhov. Preto aj uvedené miesta, podobne ako aj plytšiny západne od Grónska, okolo Islandu, Faerských ostrovov i ďalšie, patria k najvýznamnejším rybolovným oblastiam vo svetovom oceáne.

14.7.7. Polárne rajóny

14.7.7.1. Vnútorne polárne rajóny

- Povrch týchto rajónov ako na severnej, tak aj južnej pologuli je pokrytý ľadom po celý rok.
- Na severnej pologuli patrí sem prevažne časť Severného ľadového oceánu a severoamerických morí.
- Na južnej pologuli relatívne úzka časť okolo antarktického šelfového ľadovca.
- Rozdiel medzi obidvomi rajónmi je aj v tom, že v severnom vnútornom rajóne prevláda tabuľový ľad, v južnom je veľa ľadových vrchov – eisbergov prevažne zo šelfového ľadovca.
- V dôsledku ochladenia vody a zvýšenia slanosti pri jej zamrzaní sa zvyšuje hustota vody pod ľadovcovou pokrývkou, čo podmieňuje vertikálnu cirkuláciu vody, ktorá na niektorých miestach dosahuje až dno.



Obrázok 14.13 Polárne rajóny

14.7.7.2. Vonkajšie polárne rajóny

- Ide o oblasti okolo vnútorného polárneho rajónu na obidvoch pologuliach, ktoré sú pravidelne pokryté ľadom v zime príslušnej pologule.
- Hranicu týchto rajónov výrazne ovplyvňujú povrchové prúdy.
- Napríklad v Atlantickom oceáne studené prúdy Labradorský a Východogrónsky prinášajú polárny tabuľový ľad i ľadové vrchy až na 46° južnej geografickej šírky ku New-Foundlandským plytčinám.
- Opačne teplý Severoatlantický prúd spôsobuje, že časti Nórskeho a Grónskeho mora až po 79° severnej geografickej šírky sú bez ľadu po celý rok.

14.7.8. Rajóny šelfových morí

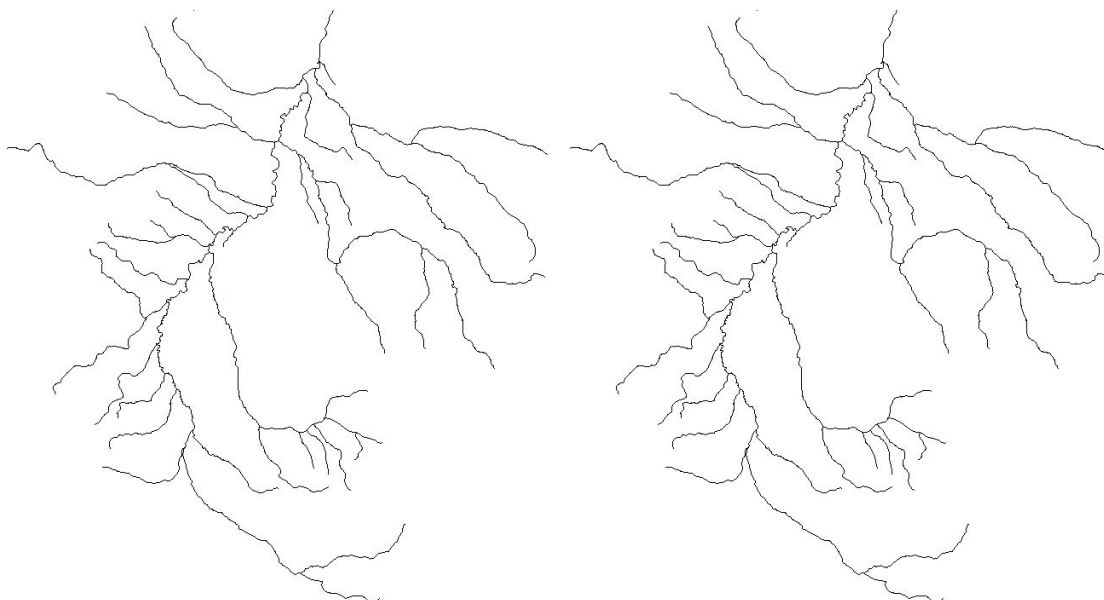
Zaradujú sa sem moria s hĺbkou prevažne 0 – 200 m. Tieto zaberajú asi 7,8 % povrchu svetového oceánu, ale len 0,2 % jeho objemu. Na fyzikálne a chemické i biologické vlastnosti vody tohto rajónu, dynamiku morskej vody vplývajú ako susediace časti príslušného oceánu, tak aj pevniny.

15

CVIČENIA, PRÍKLADY A ICH RIEŠENIE

Cvičenia

1. Na topografickej mape vyznačte hranicu povodia s povrchovým odtokom. Ako sa bude táto čiara volať?
2. Na priložených náčrtoch riečnej siete označte rády jednotlivých tokov. Použite číslovanie rádu tokov podľa Strahlera a potom podľa Hortona.



Príklad

Na vodnom toku sú 2 miesta označené A a B. Bod A má nadmorskú výšku 724 m n.m. a bod B 638 m n.m. Vzdialenosť týchto bodov po vodnom toku na mape mierky 1:10 000 je 16,6 cm. Aký je priemerný sklon úseku toku medzi bodmi A a B?

Riešenie

Rozdiel nadmorskej výšky H_2 a $H_1 = 724 - 638 = 86$ metrov

Ak má mapa mierku 1:10 000, 1 cm na mape je 100 metrov v skutočnosti, t.j. 16,6 cm = 1660 m, t.j. 1,66 km.

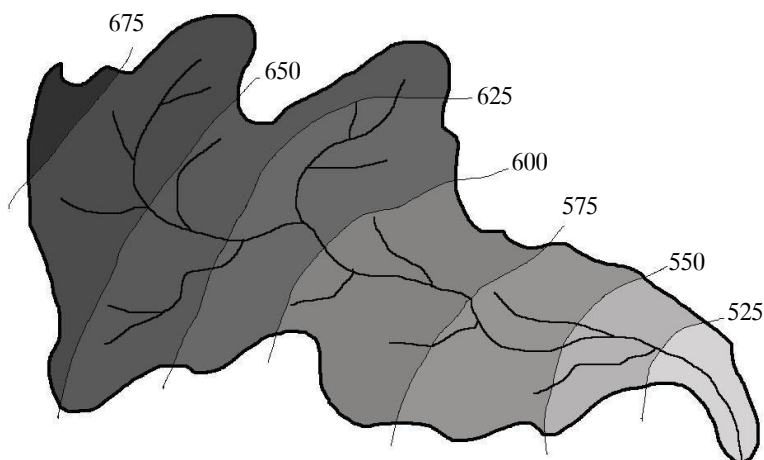
Sklon úseku toku vypočítame podľa vzorca 7.4 nasledovne:

$$i_T = \frac{86 \text{ m}}{1660 \text{ m}} \cdot 100\% = 5,2 \%$$

Priemerný sklon úseku toku medzi bodmi A a B je 5,2 %.

Príklad

Vypočítajte hodnotu priemerného ročného úhrnu zrážok pre povodie na priloženej mape. Mierka mapy je 1:10 000. Hodnoty izohyet sú uvedené v mm.



Riešenie

Zostrojeniu mapy izohyet predchádzala interpolácia hodnôt medzi bodovými hodnotami – miestami, v ktorých sa nachádzajú zrážkomerné stanice. Výsledkom je uvedená mapa izohyet. Na vyriešenie tohto príkladu použijeme vážený aritmetický priemer, konkrétne vzorec:

$$\text{PRÚZ} = \frac{\sum \bar{H}_i \cdot F_i}{\sum F_i}, \text{ kde}$$

\bar{H}_i jednoduchý aritmetický priemer 2 po sebe idúcich hodnôt izohyet (napr. $\frac{525+550}{2} = 537,5$) a F_i je plocha ohraničená týmito izohyetami. Matematický zápis celého výpočtu by vyzeral nasledovne:

$$\text{PRÚZ} = \frac{\frac{H_1+H_2}{2} \cdot F_1 + \frac{H_2+H_3}{2} \cdot F_2 + \dots + \frac{H_{n-1}+H_n}{2} \cdot F_n}{F_1 + F_2 + \dots + F_n}$$

Príklad

Aký bude okamžitý odtok (pri nulovej dobe koncentrácie) pre povodie s plochou 40 km², ktoré bude zasiahnuté zrážkou s dobou trvania 1 hodina a intenzitou 60 mm.hod?

Riešenie

Pre výpočet použijeme vzťah 8.2, pričom použijeme $q_z = 16,67i$, ďalej si prevedieme 60 mm za hodinu na intenzitu, t.j. intenzita je 1 mm za min. Výpočet bude vyzerat nasledovne:

$$16,67 \times 1 \text{ mm} \cdot \text{min} = 16,67 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2} \times 40 \text{ km}^2 = 666,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \text{ (km}^2 \text{ sa vykrátia)}$$

Príklad

Aká je potenciálna zásoba vody pre vodnú nádrž Liptovská Mara na konci apríla?

Priemerná výška snehovej pokrývky je v Tatrách a Západných Tatrách 36 cm, vodná hodnota zodpovedá firnu, t.j. 0,8 a plocha pokrytá snehom je 418 km². V Nízkych Tatrách je priemerne 29 cm snehu, jeho vodná hodnota je 0,7 a plocha pokrytá snehom je 148 km². Meteorológovia hlásia výrazné oteplenie. S akým objemom vody by mohli počítať vodohospodári?

Riešenie

$$\text{Tatry} + \text{Západné Tatry} = 360 \text{ mm} \times 0,8 \times 418 \text{ km}^2 = 120\,384\,000 \text{ m}^3 \text{ vody}$$

$$\text{Nízke Tatry} = 290 \text{ mm} \times 0,7 \times 148 \text{ km}^2 = 30\,044\,000 \text{ m}^3 \text{ vody}$$

$$\text{Spolu} = 150\,428\,000 \text{ m}^3 \text{ vody.}$$

Liptovská Mara má celkový objem 360 000 000 m³ vody, t.j. na zachytenie vypočítaného objemu by musela byť vyprázdnená na cca 60%.

Cvičenie

1. Zistite si nadmorskú výšku miesta Vášho bydliska a pomocou vzorcov 8.5 až 8.10, resp. 8.11 vypočítajte, aký by mal byť priemerný ročný úhrn zrážok. Ak je to možné, porovnajte si výpočet s nameranou hodnotou.
2. Dážď trval od 7.30 do 9.05 hod a za celú dobu trvania napršalo 42 mm zrážok. Do ktorej kategórie podľa intenzity (tab. 8.2) by ste tento dážď zaradili?

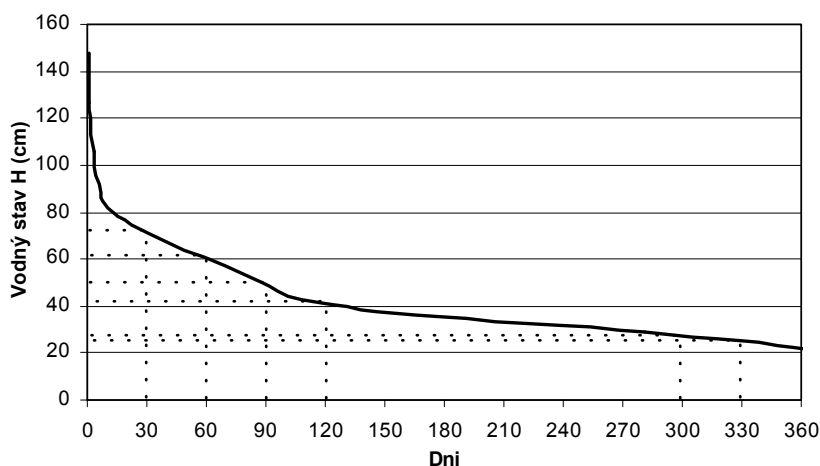
Príklad

S využitím údajov v tab. 10.1 zostrojte čiaru prekročenia denných vodných stavov a určte hodnoty M-denných vodných stavov.

Riešenie

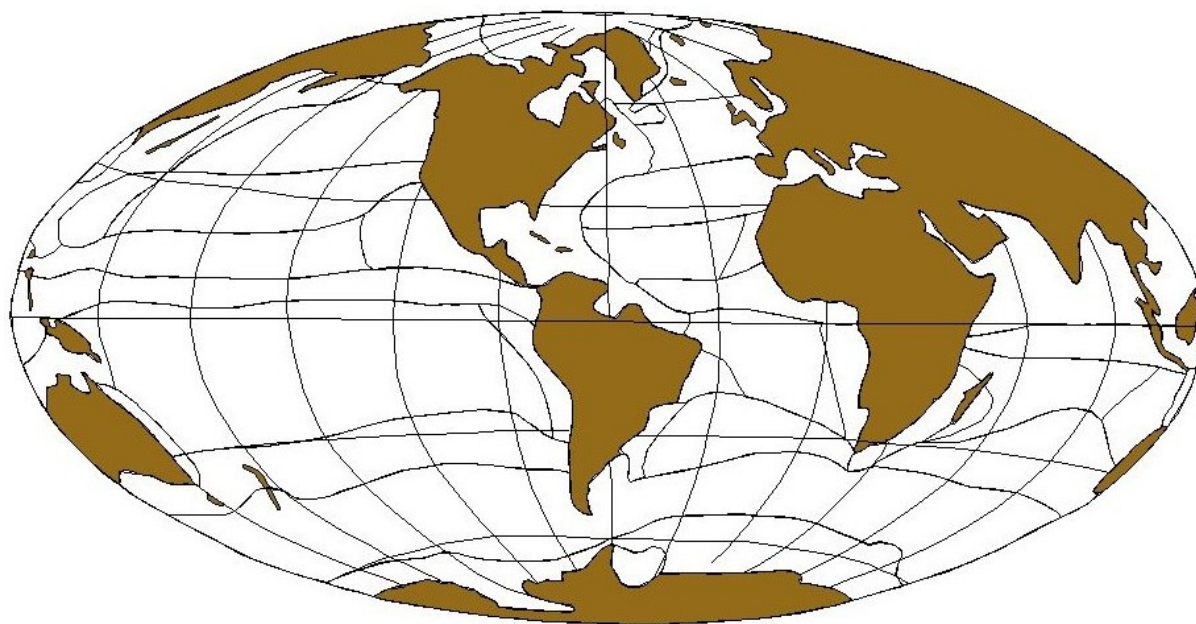
Pre riešenie príkladu použijeme 2 stĺce tab. 10.1 a to dolné hranice intervalov a kumulatívnu početnosť. Po prevedení údajov do počítačového programu MS Excel si pripravíme podklady na konštrukciu grafu, t.j. čiary (empirickej) prekročenia.

Po skonštruovaní grafu vyznačíme hodnoty M-denných vodných stavov, pričom M je počet dní, napr. 30, 60, 90, ..., 270 a pod.



Cvičenia

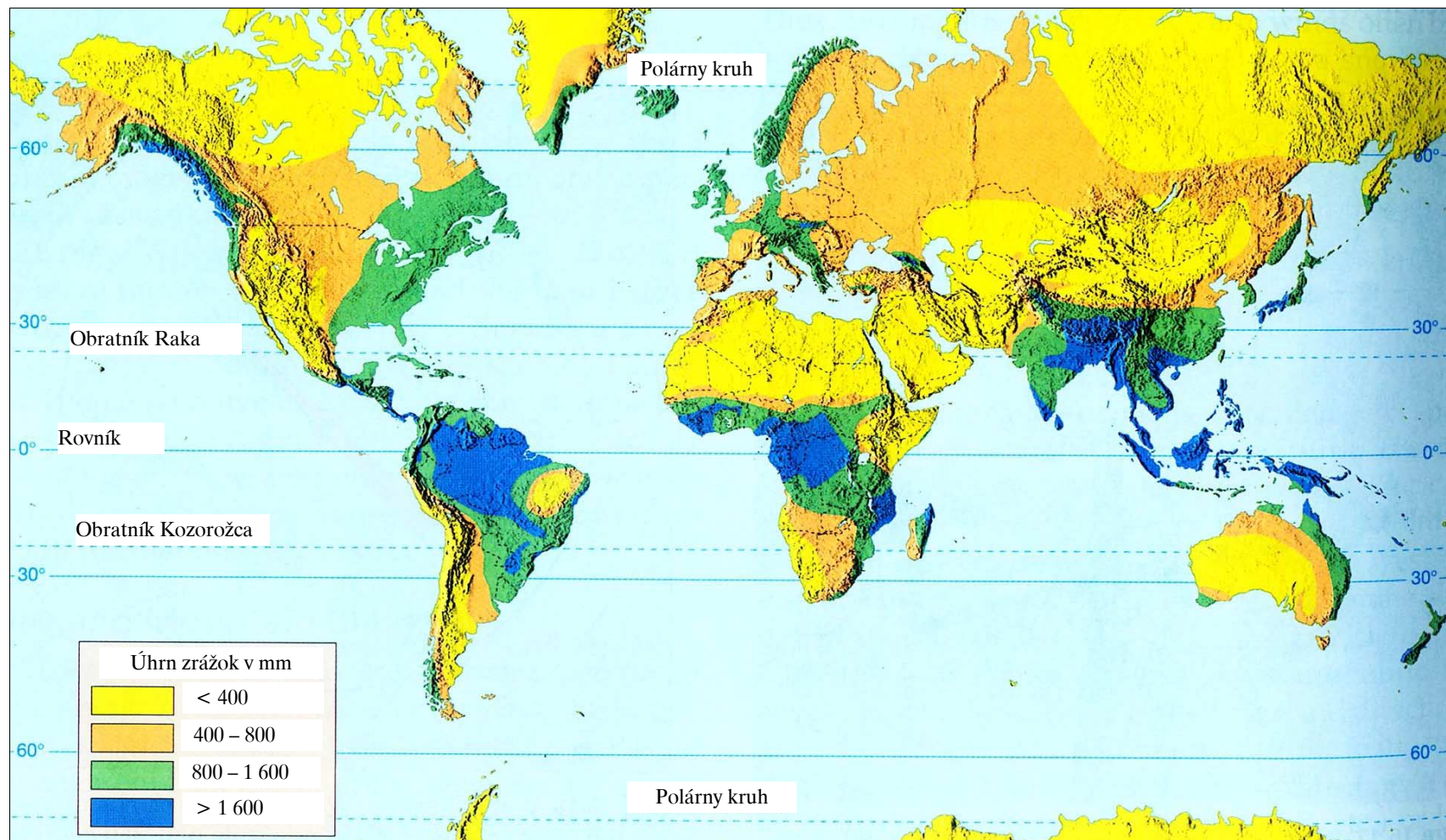
1. Zistite mieru nevyrovnanosti ročného rozloženie odtoku:
 - metódou sezónneho podielu na celoročnom odtoku
 - použitím koeficientu nevyrovnanosti K_r (vzorec 11.1)
2. Zostrojte čiaru prekročenia denných teplôt vody vybraného toku a zistite počet dní s vhodnými podmienkami na rekreačné využitie toku (kritérium $t_t > 20^\circ\text{C}$)
3. Aký je v Bratislave prietok splavenín (G) pri priemernej hodnote prietoku vody 2050 m³.s⁻¹. Použite vzorec 11.8.
4. Vyberte si 10 vodných tokov z územia Slovenska, vypočítajte ich hodnotu K-ročnej vodnosti a na základe tohto kritéria toky klasifikujte.
5. Na priloženej mape farebne vyznačte teplé (červenou farbou) a studené (modrou farbou) morské prúdy.
6. Na priloženej mape vyfarbite všetky rajóny svetového oceánu.



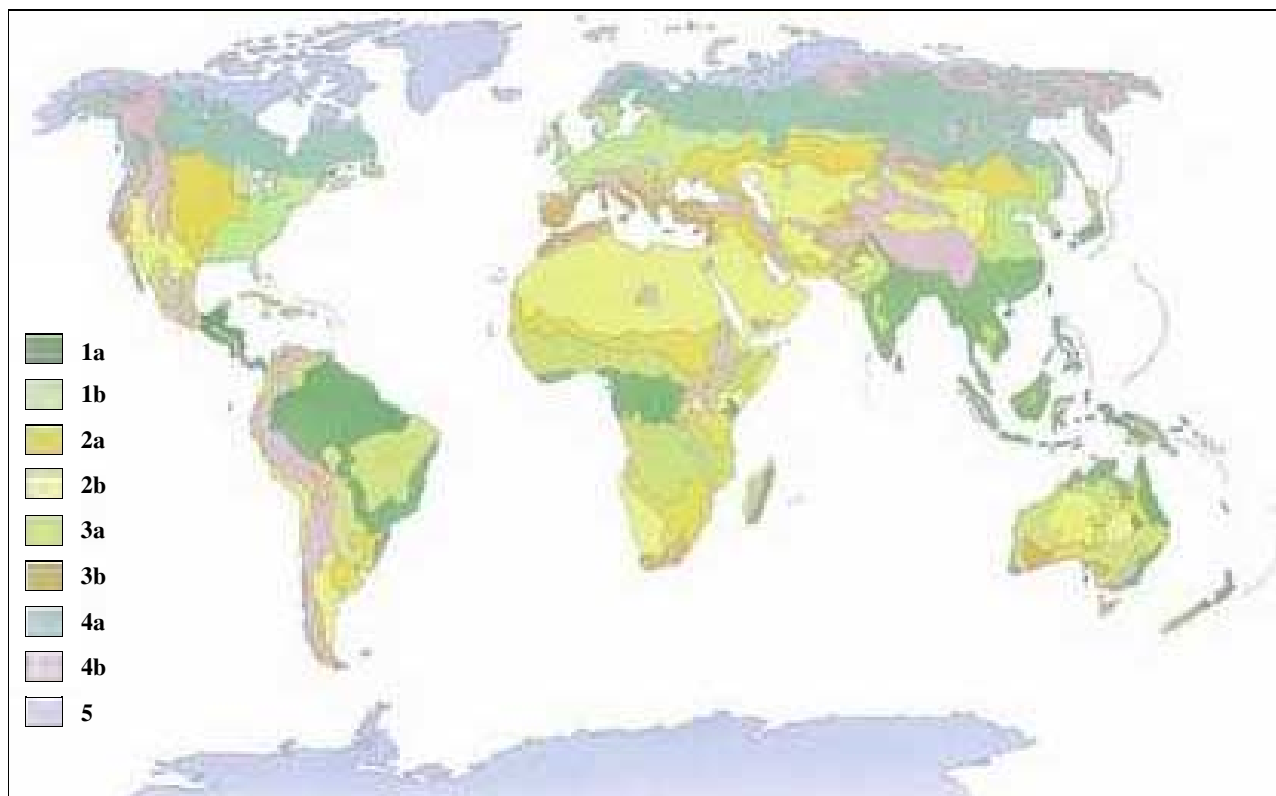
Farba	Rajón
	Rajóny pasátových prúdov
	Východné podrajóny pasátových prúdov
	Centrálne podrajóny pasátových prúdov
	Západné podrajóny pasátových prúdov
	Rajóny rovníkových protiprúdov
	Rajóny monzúnových prúdov
	Tropický podrajón monzúnových prúdov
	Mimotropický podrajón monzúnových prúdov
	Rajóny povrchových prúdov subtropických oblastí
	Rajóny voľných prúdov
	Rajóny prúdov západných vetrov
	Polárne rajóny
	Vnútorne polárne subrajóny
	Vonkajšie polárne subrajóny
	Rajóny šelfových morí

POUŽITÁ LITERATÚRA

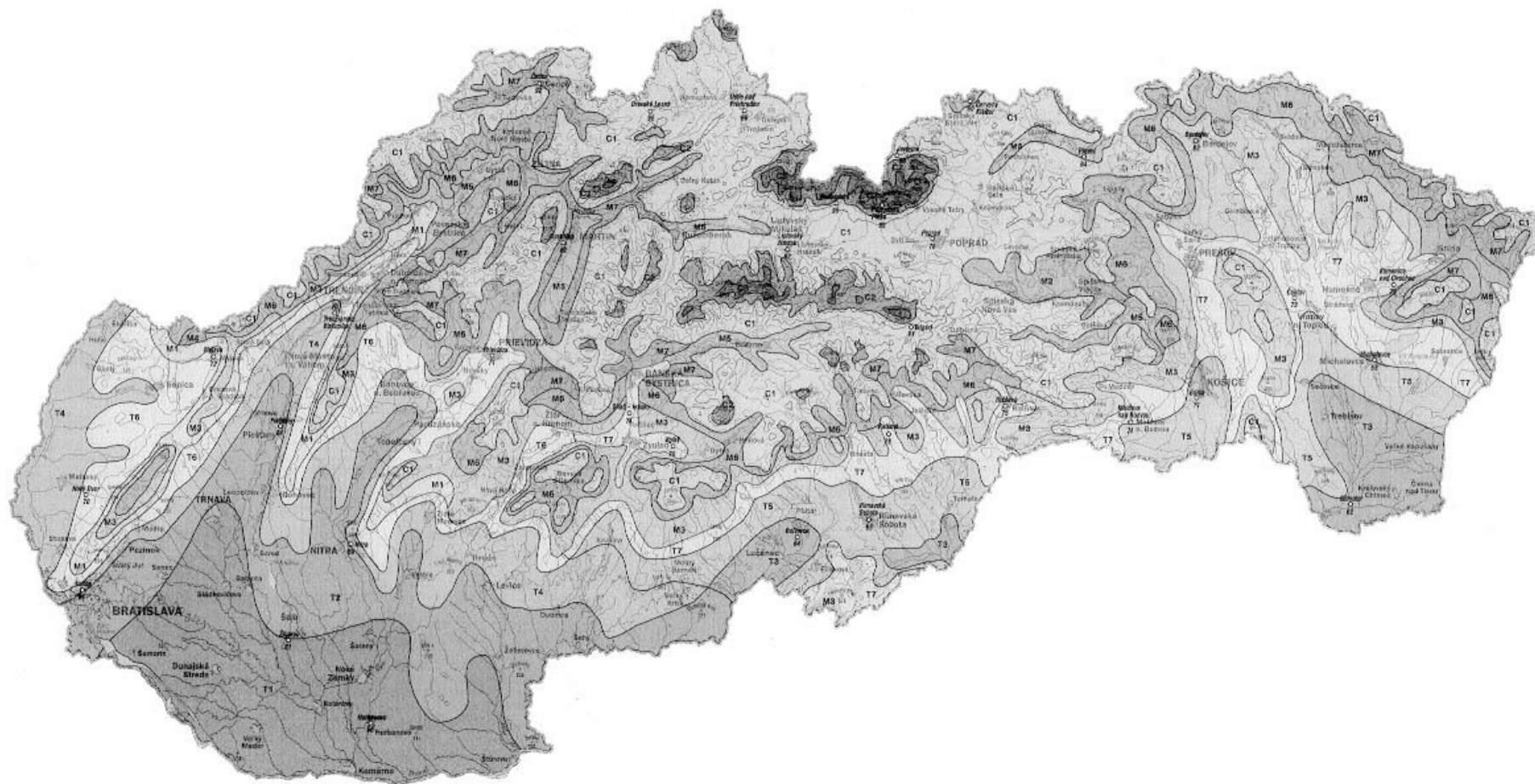
- Atlas Slovenskej socialistickej republiky*. 1980. Bratislava, SAV 1980.
- Atlas krajiny Slovenskej republiky*. 2002. Bratislava : Ministerstvo ŽP SR; Banská Bystrica : Slovenská agentúra živ. prost., 2002.
- AVERKIJEV, M.S. 1954. *Meteorologie*. Praha, Naše vojsko, 1954, 476 s.
- BAVER, L., D. 1983. *Soil physic*. III. ed. New York, J.Willey and Sons 1983.
- BEDRNA, Z. a kol. 1989. *Pôdne režimy*. Bratislava, Veda 1989.
- BENETIN, J. 1970. *Dynamika pôdnej vlahy*. Bratislava, SAV 1970.
- BLÜTHGEN, J. : *Allgemeine Klimageographie*, Bd. II. W. de Gruyter and Co., Berlín, 751 s.
- BRAMER, H. 1982. *Geographische Zonen der Erde*. Gotha, VEB Hermann Hack, 1982, 128 s.
- ČINČURA, J. a kol. 1983. *Encyklopédia Zeme*. Bratislava, Obzor, 1983, 717 s.
- DUB, O. 1947. *Vodnosť slovenských riek a ich hydrologická klasifikácia podľa matematickej štatistiky*. Bratislava, VÚV 1947.
- DUB, O. 1950. Odtok slovenských riek a jeho rozdelenie v roku. *Hidrológiai Közlöny* XXX, č.3-4, 1950.
- DUB, O. 1951. *Vodný režim Slovenska*. Bratislava, Zemepisný sborník SAVU 1951.
- DUB, O. 1954. *Všeobecná hydrológia Slovenska*. Bratislava, Vydavateľstvo SAV 1954.
- DUB, O. 1957. *Hydrológia, hydrografia, hydrometria*. Bratislava, SVTL 1957.
- FENDEKOVÁ, M. 1988. *Hydrológia pre geológov*. Vysokoškolské skriptá PriF UK, Bratislava, 1988.
- FRANKO, O., GAZDA, S., MICHALÍČEK, M. 1975. *Tvorba a klasifikácia minerálnych vôd Západných Karpát*, GÚDŠ Bratislava, 1975.
- HAVLÍČEK, V. a kol. 1986. *Agrometeorologie*. Praha, SPN, 1986, 264 s.
- HERBER, V. 1990. *Statistické metódy v hydrológii I*. Vysokoškolské skripta, Masarykova univerzita, Brno, 1990.
- CHROMOV, S. P. 1968. *Meteorológia a klimatológia*. Bratislava, SAV, 1968, 456 s.
- KOHNKE, H. 1968. *Soil physics*. New York, Mc.Graw-Hill Book Company 1968.
- KŘÍŽ, H. 1983. *Hydrologie podzemných vod*. Praha, Academia 1983.
- KŘÍŽ, V. a kol. 1988. *Hydrometrie*. Praha, SPN 1988.
- LVOVIČ, M.I. 1964. *Typy vodnoho režimu rek (zemno šara)*. Fiziko-geografičeskij atlas mira, Moskva, 1964.
- MATULA, M., MELIORIS, L. 1982. *Úvod do inžinierskej geológie a hydrogeológie*. Vysokoškolské skriptá PriF UK, Bratislava, 1982.
- MELIORIS, L., MUCHA, I., POSPÍŠIL, P. 1986. *Podzemná voda – metódy jej výskumu a prieskumu*. Bratislava, Alfa 1986.
- MUCHA, I. a kol. 1974. *Metódy hydrogeologického výskumu*. Vysokoškolské skriptá PriF UK, Bratislava, 1974.
- MUNZAR, J. a kol. 1989. *Malý príručce meteorológii*. Praha, Mladá fronta, 1989, 248 s.
- NETOPIL, R. a kol. 1984. *Fyzická geografie I*. Praha, SPN, 1984, 273 s.
- PAULÍKOVÁ, E. 1983. *Hydraulika podzemných vôd – cvičenia*. Vysokoškolské skriptá PriF UK, Bratislava, 1983.
- PETROVIČ, Š. a kol. 1969. *Podnebí Československé socialistické republiky*, Souborná studie. Praha, HMÚ, 1969, 355 s.
- PODZIMEK, J. 1959. *Fyzika oblaků a srážek*. Praha, ČAV, 1959, 447 s.
- PRISTACHOVÁ, G. 1985. *Kvantitatívne geomorfologické charakteristiky povodí a riečnych sietí s prihliadnutím na možnosti ich využitia v hydrológii*. Písomná práca k aspirantskému minimu. Bratislava, VÚVH 1985.
- PROŠEK, P., REIN, F. 1982. *Mikroklimatologie a mezní vrstva atmosféry*. Praha, SPN, 1982. 237 s.
- SEIFERT, V. 1987. *Rozumíme počasí?* Praha, Artia, 1987, 191 s.
- SCHMIDT, M. 1980. *Meteorológia pre každého*. Bratislava, Alfa, 1980, 256 s.
- TURBEK, J., ŠKODA, P. 1989. *Rozdelenie odtoku v roku na území Slovenska*. Zborník prác SHMÚ, č. 29/II, 1989.
- ZATKO, M. 1994. Svetový oceán, jeho význam a rozdelenie. In: *Geografia*, roč. 2, 1994, č. 2, s. 38-40.
- ZATKO, M. 1996. Umelé vodné nádrže. In: *Geografia*, roč. 4, 1996, č. 1, s. 19-21.



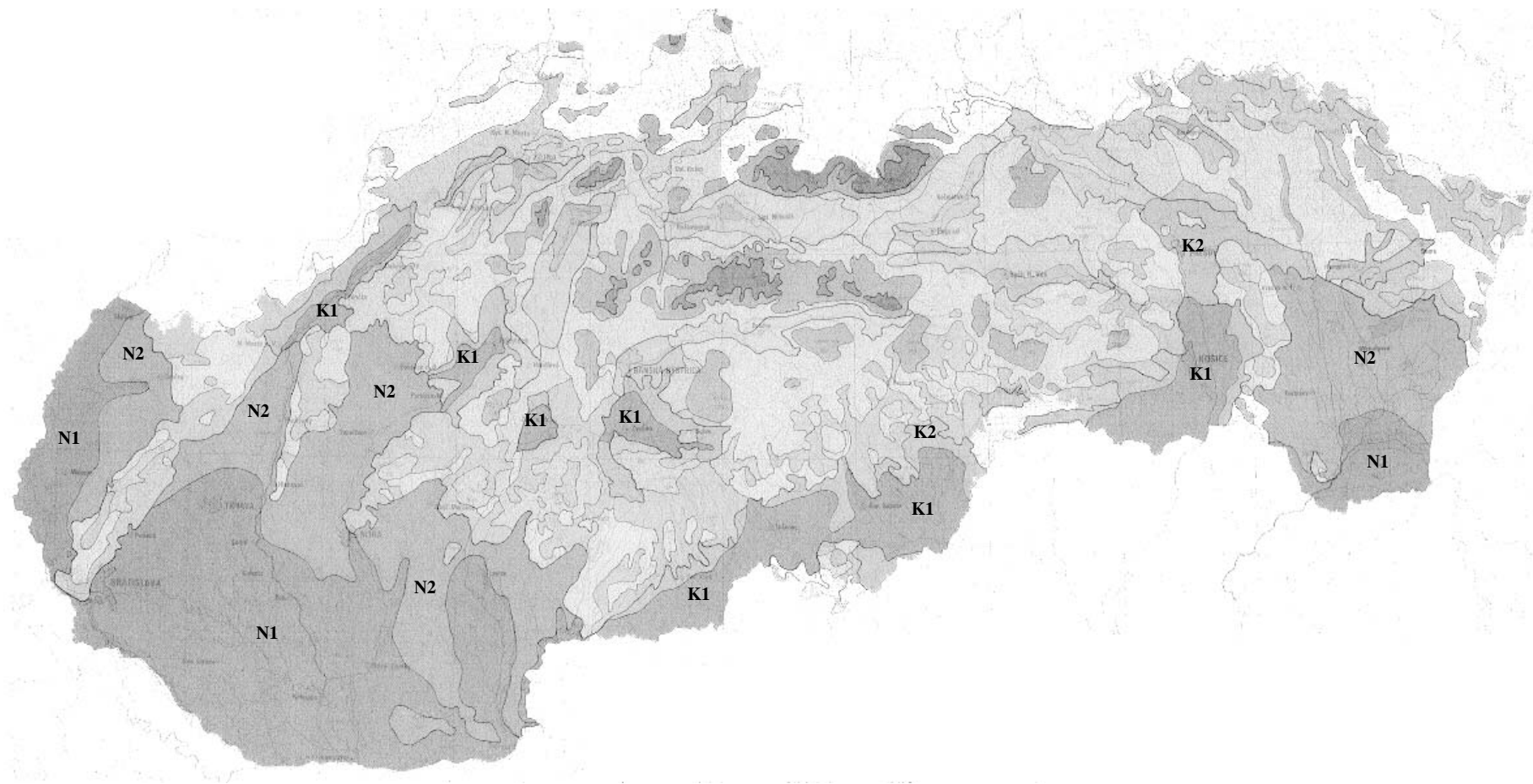
Obrázok 3.12 Priemerný ročný úhrn zrážok v jednotlivých klimatických oblastiach sveta



Obrázok 4.6 Klimatické zóny Zeme – pásmo vlhkej tropickej klímy (**1a**), klíma saván (**1b**), pásmo suchej klímy – klíma stepí (**2a**), pásmo suchej klímy – klíma púští (**2b**), pásmo mierne teplej klímy (**3a**), pásmo mierne teplej klímy so suchým letom (**3b**), pásmo mierne studenej (boreálnej) klímy (**4a**), klíma vysokohorských oblastí miernych a nízkych zemepisných šírok (**4b**), pásmo polárnej (studenej) klímy (**5**)



Obrázok 4.8 Klimatické oblasti Slovenska (Lapin a kol., 2002). Legenda: **Teplá oblasť (T)** – okrsky T1, T2, T3, T4, T5, T6, T7; **Mierne teplá oblasť (M)** – okrsky M1, M2, M3, M4, M5, M6, M7; **Chladná oblasť (C)** – okrsky C1, C2, C3. Popis jednotlivých okrskov je uvedený v tab. 4.1.



Obrázok 4.9 Klimageografické typy Slovenska (Tarábek, 1980). Legenda: **Nížinná klíma** – teplá (N1), prevažne teplá (N2); **Kotlinová klíma** – teplá (K1), mierne teplá (K2), mierne chladná (K3), chladná (K4); **Horská klíma** – teplá (H1), mierne teplá (H2), mierne chladná (H3), chladná (H4), studená (H5), veľmi studená (H7). Popis jednotlivých subtypov je uvedený v tab. 4.2.

Tabuľka 11.2 Odchýlky poradníc krivky prekročenia od priemeru pri $C_v = 1$ podľa S. Fostera a J. Rybkina

Cs	Pravdepodobnosť prekročenia p (v %)																				
	0,01	0,05	0,1	1	3	5	10	20	25	30	40	50	60	70	75	80	90	95	97	99	99,9
0,00	3,72	3,29	3,09	2,33	1,88	1,64	1,28	0,84	0,67	0,52	0,25	0,00	-0,52	-0,52	-0,67	-0,84	-1,28	-1,64	-1,88	-2,33	-3,09
0,05	3,83	3,38	3,16	2,36	1,90	1,65	1,28	0,84	0,66	0,52	0,24	-0,01	-0,26	-0,52	-0,68	-0,84	-1,28	-1,67	-1,86	-2,29	-3,02
0,10	3,94	3,46	3,23	2,40	1,92	1,67	1,29	0,84	0,66	0,51	0,24	-0,02	-0,27	-0,53	-0,68	-0,85	-1,27	-1,61	-1,84	-2,25	-2,95
0,15	4,05	3,54	3,31	2,44	1,94	1,68	1,30	0,84	0,66	0,50	0,23	-0,02	-0,28	-0,54	-0,68	-0,85	-1,26	-1,60	-1,82	-2,22	-2,88
0,20	4,16	3,62	3,38	2,47	1,96	1,70	1,30	0,83	0,65	0,50	0,22	-0,03	-0,28	-0,55	-0,69	-0,85	-1,26	-1,58	-1,79	-2,18	-2,81
0,25	4,27	3,70	3,45	2,50	1,98	1,71	1,30	0,82	0,64	0,49	0,21	-0,04	-0,29	-0,56	-0,70	-0,85	-1,25	-1,56	-1,77	-2,14	-2,74
0,30	4,38	3,79	3,52	2,54	2,00	1,72	1,31	0,82	0,64	0,48	0,20	-0,05	-0,30	-0,56	-0,70	-0,85	-1,24	-1,55	-1,75	-2,10	-2,61
0,35	4,50	3,88	3,59	2,58	2,02	1,73	1,32	0,82	0,64	0,48	0,20	-0,06	-0,30	-0,56	-0,70	-0,85	-1,24	-1,53	-1,72	-2,06	-2,60
0,40	4,61	3,96	3,66	2,61	2,04	1,75	1,32	0,82	0,63	0,47	0,19	-0,07	-0,31	-0,57	-0,71	-0,85	-1,23	-1,52	-1,70	-2,03	-2,54
0,45	4,72	4,04	3,74	2,64	2,06	1,76	1,32	0,82	0,62	0,46	0,18	-0,08	-0,32	-0,58	-0,71	-0,85	-1,22	-1,51	-1,68	-2,00	-2,47
0,50	4,83	4,12	3,81	2,68	2,08	1,77	1,32	0,81	0,62	0,46	0,18	-0,08	-0,33	-0,58	-0,71	-0,85	-1,22	-1,49	-1,66	-1,96	-2,40
0,55	4,94	4,20	3,88	2,72	2,10	1,78	1,32	0,80	0,62	0,45	0,16	-0,09	-0,34	-0,58	-0,72	-0,85	-1,21	-1,47	-1,64	-1,92	-2,32
0,60	5,05	4,29	3,96	2,75	2,12	1,80	1,33	0,80	0,61	0,44	0,16	-0,10	-0,34	-0,59	-0,72	-0,85	-1,20	-1,45	-1,61	-1,88	-2,20
0,65	5,16	4,38	4,03	2,78	2,14	1,81	1,33	0,80	0,60	0,44	0,15	-0,11	-0,35	-0,60	-0,72	-0,85	-1,19	-1,44	-1,59	-1,84	-2,20
0,70	5,28	4,46	4,10	2,82	2,15	1,82	1,33	0,78	0,59	0,43	0,14	-0,12	-0,36	-0,60	-0,72	-0,85	-1,18	-1,42	-1,57	-1,81	-2,14
0,75	5,39	4,54	4,17	2,86	2,16	1,83	1,34	0,78	0,58	0,42	0,13	-0,12	-0,36	-0,60	-0,72	-0,86	-1,18	-1,40	-1,54	-1,78	-2,08
0,80	5,50	4,63	4,24	2,89	2,18	1,84	1,34	0,78	0,58	0,41	0,12	-0,13	-0,37	-0,60	-0,73	-0,86	-1,17	-1,38	-1,52	-1,74	-2,02
0,85	5,62	4,72	4,31	2,92	2,20	1,85	1,34	0,78	0,58	0,40	0,12	-0,14	-0,38	-0,60	-0,73	-0,86	-1,16	-1,36	-1,49	-1,70	-1,96
0,90	5,73	4,80	4,38	2,96	2,22	1,86	1,34	0,77	0,57	0,40	0,11	-0,15	-0,38	-0,61	-0,73	-0,85	-1,15	-1,35	-1,47	-1,66	-1,90
0,95	5,84	4,88	4,46	2,99	2,24	1,87	1,34	0,76	0,56	0,39	0,10	-0,16	-0,38	-0,62	-0,73	-0,85	-1,14	-1,34	-1,44	-1,62	-1,84
1,00	5,96	4,97	4,53	3,02	2,25	1,88	1,34	0,76	0,55	0,38	0,09	-0,16	-0,39	-0,62	-0,73	-0,85	-1,13	-1,32	-1,42	-1,59	-1,79
1,10	6,18	5,13	4,67	3,09	2,28	1,89	1,34	0,74	0,54	0,36	0,07	-0,18	-0,41	-0,62	-0,74	-0,85	-1,10	-1,28	-1,38	-1,52	-1,68
1,20	6,41	5,30	4,81	3,15	2,31	1,91	1,34	0,73	0,52	0,35	0,05	-0,19	-0,42	-0,63	-0,74	-0,84	-1,08	-1,24	-1,33	-1,45	-1,58
1,30	6,54	5,46	4,95	3,21	2,34	1,92	1,34	0,72	0,51	0,33	0,04	-0,21	-0,43	-0,63	-0,74	-0,84	-1,06	-1,20	-1,28	-1,38	-1,48
1,40	6,87	5,63	5,09	3,27	2,37	1,94	1,34	0,71	0,49	0,31	0,02	-0,22	-0,44	-0,64	-0,73	-0,83	-1,04	-1,17	-1,23	-1,32	-1,39
1,50	7,09	5,80	5,23	3,33	2,39	1,95	1,33	0,70	0,47	0,30	0,00	-0,24	-0,45	-0,64	-0,73	-0,82	-1,02	-1,13	-1,19	-1,26	-1,31
1,60	7,31	5,96	5,37	3,39	2,42	1,96	1,33	0,68	0,46	0,28	-0,02	-0,25	-0,46	-0,64	-0,73	-0,81	-0,99	-1,10	-1,14	-1,20	-1,24
1,70	7,54	6,12	5,50	3,44	2,44	1,97	1,32	0,66	0,44	0,26	-0,03	-0,27	-0,47	-0,64	-0,72	-0,81	-0,97	-1,06	-1,10	-1,14	-1,17
1,80	7,76	6,28	5,64	3,50	2,46	1,98	1,32	0,64	0,42	0,24	-0,05	-0,28	-0,48	-0,64	-0,72	-0,80	-0,94	-1,02	-1,06	-1,09	-1,11
1,90	7,98	6,44	5,77	3,55	2,49	1,99	1,31	0,63	0,40	0,22	-0,07	-0,29	-0,48	-0,64	-0,72	-0,79	-0,92	-0,98	-1,01	-1,04	-1,05
2,00	8,21	6,60	5,91	3,60	2,51	2,00	1,30	0,61	0,39	0,20	-0,08	-0,31	-0,49	-0,64	-0,71	-0,78	-0,90	-0,95	-0,97	-0,99	-1,00
2,10			6,06	3,65	2,53	2,00	1,29	0,60	0,38	0,19	-0,10	-0,32	-0,49	-0,64	-0,70	-0,76	-0,88	-0,93	-0,93	-0,94	-0,95
2,20			6,20	3,70	2,55	2,01	1,28	0,58	0,37	0,17	-0,11	-0,33	-0,49	-0,63	-0,69	-0,75	-0,85	-0,90	-0,90	-0,90	-0,91
2,30			6,34	3,75	2,56	2,01	1,27	0,56	0,35	0,15	-0,12	-0,34	-0,49	-0,62	-0,68	-0,73	-0,82	-0,86	-0,86	-0,87	-0,87
2,40			6,47	3,79	2,57	2,01	1,25	0,54	0,33	0,13	-0,14	-0,35	-0,50	-0,62	-0,66	-0,71	-0,79	-0,82	-0,82	-0,83	-0,83
2,50			6,60	3,83	2,58	2,01	1,24	0,53	0,32	0,12	-0,15	-0,36	-0,50	-0,61	-0,65	-0,70	-0,77	-0,79	-0,79	-0,80	-0,80
2,60			6,73	3,87	2,59	2,01	1,23	0,51	0,30	0,10	-0,17	-0,37	-0,50	-0,60	-0,64	-0,68	-0,74	-0,76	-0,76	-0,77	-0,77
2,70			6,86	3,91	2,60	2,01	1,21	0,49	0,28	0,08	-0,18	-0,38	-0,50	-0,60	-0,63	-0,67	-0,72	-0,73	-0,73	-0,74	-0,74
2,80			6,99	3,95	2,61	2,02	1,20	0,47	0,27	0,06	-0,20	-0,38	-0,50	-0,59	-0,62	-0,65	-0,70	-0,71	-0,71	-0,71	-0,71
2,90			7,12	3,99	2,62	2,02	1,19	0,45	0,26	0,04	-0,21	-0,39	-0,50	-0,58	-0,61	-0,64	-0,67	-0,68	-0,68	-0,69	-0,69
3,00			7,29	4,02	2,63	2,02	1,18	0,42	0,25	0,03	-0,23	-0,40	-0,50	-0,57	-0,61	-0,62	-0,65	-0,66	-0,66	-0,67	-0,67