

# HYDROLOGIA

dla studentów geologii, specjalizacja: Hydrogeologia i ochrona środowiska wodnego (HOW)

## Szkic wykładu

UWAGA: zastosowano wielopoziomowy system struktury wykładu. Główne tematy mają numerację arabską, kolejność ich części wyrażają małe litery, dalej: numeracja rzymska (duże cyfry), duże litery, numeracja rzymska (małe cyfry), numeracja arabska poprzedzona 0 (zerem). Druk KAPITALIKAMI oznacza pojęcia lub określenia, które będą definiowane lub opisywane na zajęciach w formie słownej lub rysunkowej. Rysunki pokazywane na zajęciach są dostępne w pliku: Ilustracje. Druk kursywą oznacza przykłady, cytaty, tytuły dzieł. Drukiem **pogrubionym** wydrukowano kryteria podziału obiektów lub kategorii.

### 1. Historia

- a. Chińczycy 1400 r. p.n.e. – prowadzą regularne obserwacje pogodowe w cyklach dziesięcioletnich. Od 1216 r. p.n.e. – opady są zapisywane w księgach z podziałem na deszcz, śnieg, śnieg z deszczem, mierzone są wiatry i ich kierunki.
- b. Chińczycy 1000 r. p.n.e. – zorganizowali sieć obserwacyjną notując systematycznie zjawiska pogodowe.
- c. woda jako jeden z czterech żywiołów: Tales z Miletu VI w. p.n.e. uważał wodę za początek Wszechświata, za tzw. „arche”: *wszystko jest z wody, z wody powstało i z wody się składa, zbiorniki wód podziemnych nie są niewyczerpywalne, prawdopodobnie uzupełniane z mórz*, jego szkoła stworzyła: *hipotezę filtracji*, która tłumaczyła zanik zasolenia wód podziemnych;
- d. Sokrates p.n.e. dowiódł, że deszcz powstaje z chmur: *„Strepsjades: Więc któż, powiedz, deszczem kropi? Oto gdzie sęk, w czym problem? Sokrates: Chmury! A przytoczyć na to dowód mogę ci nie lada: czyż już widział, by na niebie chmur nie było, a deszcz padał?”* cytat z: Arystofanes: „Chmury”;
- e. Platon (428–348 r p.n.e.) – *“Kritios”*: *I zbierała w sobie przez cały rok wodę od Zeusa – woda nie spływała tak marnie jak dziś, z gołej skały do morza; ziemia przechowywała ją w sobie i miała jej dużo w zbiornikach z nieprzepuszczalnej gliny i tę pochłoniętą wodę z wysokości spuszczała w doliny i tworzyła wszędzie niezliczone strumienie źródeł i rzek...*
- f. Arytoteles IV w. p.n.e – *“Meteorologica”*: *zasilanie strumieni łączy się z parowaniem, to zaś z nastłonecznieniem, rozpoznanie zjawiska kondensacji;*
- g. Kautilja (IV–III w p.n.e.) Indie – *„Arthaśatra”*: *Przed budynkiem ustawi się misę o otworze szerokim na aratni<sup>1</sup>, mającą służyć za deszczomierz.*” Omawia również różnicowanie wielkości opadów w różnych regionach Indii. Założył sieć pomiarową deszczomierzy wykorzystywanych do celów naliczania podatków od gruntów rolnych.
- h. Witruwiusz I p.n.e.: *góry otrzymują deszcz i śnieg, z których woda przenika przez podłoże do podnóża góry i tam wypływa dając początek strumieniom*, prekursor teorii infiltracji;
- i. Lukrecjusz p.n.e./n.e.: *parowanie – kondensacja co prowadzi do powstania opadów, podziemna koncepcja źródeł rzeki;*
- j. Palestyna p.n.e./n.e.: według dokumentów opad był rejestrowany przez cały rok, a jego wysokość podawano w tefachach<sup>2</sup>
- k. w Starożytności sformułowano niemal wszystkie koncepcje opisujące właściwy cykl hydrologiczny, z wyjątkiem genezy źródeł;
- l. Chiny: od 1247 r n.e. istnieją udokumentowane pomiary opadu, przeprowadza się dysputy na temat kształtu deszczomierzy i śniegomierzy,
- m. Korea 1441 n.e.: przeprowadza się regularne pomiary opadów deszczomierzami: *„Była to waza głęboka na 1 shaku<sup>3</sup>5 sun i szeroka na 7 sun osadzona na podporze. (...)Podobne przyrządy rozprawdzano w prowincjach i kantonach, a wyniki obserwa-*

<sup>1</sup> aratni – jednostka miary odpowiadająca ok. 45 cm

<sup>2</sup> tefach – jednostka miary odpowiadająca ok. 9 cm

<sup>3</sup> shaku, sun – koreańskie jednostki miary

*cji przekazywano na dwór.*” Opisany deszczomierz *Chungugi* można oglądać w muzeum koreańskim. Jego wymiary (po przeliczeniu: średnica wlotu ok. 150 mm, wysokość 300 mm, powierzchnia wlotu ok. 176 cm<sup>2</sup>) są zaskakująco zbliżone do współczesnych (pow. wlotu 200 cm<sup>2</sup>).

- n. Leonardo da Vinci (XV w. n.e.): przyjął teorię Witruwiusza, zapisał w notatniku pierwszy, zasadniczo bezdyskusyjny obraz cyklu hydrologicznego;
- o. Bernard Palissy XVI w. n.e.; opracował i udoskonalił poglądy Leonardo da Vinci;
- p. Benedetto Costelli 1639 r., uczeń Galileusza: opisuje doświadczenie z pomiarem ilości deszczu oraz przyrząd, którym tego dokonał. Opis ten stał się dla Hellmanna bodźcem do skonstruowania współczesnego deszczomierza.
- q. Christopher Wren (1632–1723): skonstruował tzw. meteorograf, którego częścią był deszczomierz udoskoniony później przez Hooke’a.
- r. Bernard Varenius 1650 r.: *Geografia ogólna*: po raz pierwszy użył nazwy HYDROGRAFIA w literaturze naukowej,
- s. II poł. XVII w.: pojawia się po raz pierwszy termin: HYDROLOGIA, użyty przez angielskich i niemieckich przyrodników i lekarzy,
- t. Perrault XVII w.; skonstruował DESZCZOMIERZ składający się z lejka umieszczonego na dachu budynku, z którego woda przelewała się rurką do wnętrza, gdzie była zbierana i ważona,
- u. Edme Mariotte (1620–1684) fizyk francuski, niezależnie od Boyle’a sformułował prawo Boyle’a-Mariotta: *objętość danej masy gazu przy określonej stałej wartości temperatury jest odwrotnie proporcjonalna do wartości ciśnienia bezwzględnego*, wykrył, że rośliny pobierają pokarm także przez liście, zapoczątkował regularne pomiary meteorologiczne;
- v. Edmund Halley (1656–1742) astronom i matematyk angielski, odkrywca słynnej komety, współpracował z Heweliuszem i Newtonem, w 1686: opublikował pracę o nagrzewaniu słonecznym jako przyczynie wiatrów, w tym monsunów oraz mapę rozkładu wiatrów nad oceanami, w 1693 opracował wzorzec obliczania składek emerytalnych na przykładzie miasta Wrocław i zastosował rtęć jako ciecz w termometrach;
- w. Odrodzenie rozwinęło myśli Starożytności, pokazało obraz cyklu hydrologicznego, choć w całości został on przyjęty z końcem XIX w. n.e.;
- x. Kindmann i Kanold 1717-1727: skonstruowali DESZCZOMIERZ stożkowy i przez 10 lat dokonywali nim we Wrocławiu regularnych pomiarów deszczu,
- y. Henri Pitot (1695–1771) matematyk, astronom i fizyk francuski, zajmował się zagadnieniami przepływu wody w rzekach i kanałach, projektował kanały, mosty, zaprojektował (1753) akwedukt doprowadzający wodę do centrum Montpellier, 1731: *Théorie de la manœuvre des vaisseaux* – książkę poświęconą nawigacji morskiej, 1732: rurka Pitota;
- z. Wasilij Nikitycz Tatiszczew 1746 r.: *O geografii ogólnie i o rosyjskiej*: zdefiniował hydrografię: „*Hydrografia jest opisaniem wód, tj. rzecz o wodach, zalewach, jeziorach i rzekach, ich szerokości, głębokości i położeniu wszelakich wód, co jest niezbędne dla marynarzy; mimo, że powierzchnia kuli ziemskiej w przeważającej części jest pokryta wodami, to przy opisywaniu wód nie można pominąć opisu brzegów.*”
- aa. Sir John Frederick William Herschel (1792–1871) astronom, matematyk, fizyk, chemik, przyrodnik, pionier fotografii (*pozytyw, negatyw*). Między innymi autor: *Wstęp do badań przyrodniczych*: przedstawił tu stan ówczesnego rozpoznania przyrodniczego, docenił znaczenie doświadczenia w zdobywaniu wiedzy;
- bb. Antoni Magier (1762–1837): profesor fizyki i mechaniki w Liceum Warszawskim, wykonywał jako pierwszy w Polsce systematyczne, długotrwałe (1803–1828) pomiary opadu, 1802 r.: „*O używaniu barometrów, termometrów i innych narzędzi meteorolo-*

gicznych”. Była to pierwsza polska instrukcja wykonywania pomiarów meteorologicznych

- cc. James Bicheno Francis (1815–1892) konstruktor, inżynier i wynalazca, budował kanały portowe w Anglii, później w USA skonstruował lokomotywę parową nowej generacji, turbinę parową (*turbina Francisa*), podnośnik hydrauliczny, budowle piętrzące, urządzenia ppoż., prowadził prace teoretyczne nad wytrzymałością dźwigarów i przepływem wody przez zapory wodne i kanały;
- dd. Thomas James Mulvaney (1822–1892): irlandzki inżynier, skonstruował prototyp dzisiejszego pluwiografu.
- ee. Wincenty Pol (poł. XIX w.): prowadzi wykłady z hydrografii na Uniwersytecie Jagiellońskim,
- ff. Nathaniel Beardmore 1862: pierwszy podręcznik z hydrologii,
- gg. 1854 r. (Francja) – 1893 r. (Austria): powstają służby państwowe zajmujące się pomiarami hydrometrycznymi i meteorologicznymi.
- hh. William Aston Francis (1877–1945) fizyk chemik brytyjski, konstruktor spektrometru masowego, odkrywca promieni kanalikowych i większości trwałych izotopów, laureat nagrody Nobla, skonstruował pompę nowego typu do opróżniania zbiorników, prowadził badania hydrologiczne i hydrauliczne,
- ii. Woltman ...; skonstruował młynek hydrometryczny.
- jj. 1919 r. powstaje w Polsce – Biuro Hydrograficzne,
- kk. 1965 r.: UNESCO – Międzynarodowa Dekada Hydrologiczna: określenie zasobów wodnych Ziemi, metody pomiarowe, technika pomiarowa, wymiana danych hydrometeorologicznych,

2. Hydrologia w systemie nauk o wodzie; przedmiot zainteresowania i podział:

Dziedzina:

*Nauki o Ziemi*

Dyscyplina naukowa:

*Geografia*

*Geologia*

Dział:

*Geografia fizyczna*

*Geologia stosowana*

PODDZIAŁ:

*Hydrologia*

*Hydrogeologia*

Gałęzie:

*hydrometeorologia*  
*oceanologia*  
*potamologia*  
*limnologia*  
*paludologia*  
*kriologia (glacjologia)*  
*krenologia*  
*pedohydrologia*  
*hydrogeologia*  
*geohydrologia*

a. podział ze względu na stopień rozwoju i metodykę badań:

- I. HYDROSKOPIA:
- II. HYDROMETRIA:
- III. HYDROGRAFIA:

- IV. HYDRONOMIA (hydrologia pragmatyczna):
  - b. podział ze względu na tematykę:
    - I. HYDROCHEMIA:
    - II. HYDROFIZYKA:
    - III. HYDROBIOLOGIA:
    - IV. HYDROLOGIA WŁAŚCIWA:
  - c. podział ze względu na zakres zastosowań:
    - I. HYDROLOGIA OGÓLNA:
    - II. HYDROLOGIA DYNAMICZNA:
    - III. HYDROLOGIA REGIONALNA:
    - IV. HYDROLOGIA STOSOWANA:
- 3. Hydrosfera i jej właściwości:
  - a. części hydrosfery:
    - I. HYDROSFERA:
    - II. OCEANOSFERA:
    - III. KRIOSFERA:
  - b. zasoby wodne hydrosfery: folia, zasoby wód słodkich hydrosfery: folia,
  - c. fizyka hydrosfery: zmiany stanu skupienia i zmiany położenia w przestrzeni wywołują ruch wody w hydrosferze. Przyczyny:
    - I. energia Słońca,
    - II. przyciąganie Ziemi, Słońca i Księżyca,
    - III. ciśnienie atmosferyczne,
    - IV. siły międzycząsteczkowe,
    - V. reakcje chemiczne i nuklearne,
    - VI. procesy biologiczne,
    - VII. działalność człowieka.
- 4. Cykle krążenia, elementy cyklu, czasy wymiany:
  - a. mały: atmosfera↔kontynent, atmosfera↔ocean, ok. 2,5 roku;
  - b. duży:  $\left[ \begin{array}{c} \text{atmosfera} \rightarrow \text{kontynent} \rightarrow \text{ocean} \\ \downarrow \hspace{10em} \downarrow \\ \text{-----} \end{array} \right]$ , ok. 2500 lat,
- 5. SYSTEM HYDROGRAFICZNY:
  - SYSTEM:
  - OBIEKT:
  - ATRYBUT:
  - STAN SYSTEMU:
  - SYSTEM STATYCZNY:
  - SYSTEM DYNAMICZNY:
  - SYSTEM ZAMKNIĘTY:
  - SYSTEM OTWARTY:
  - SIEĆ WODNA:
  - a. ZLEWNIA:
  - b. DORZECZE:
  - c. ZLEWISKO:
  - d. OBSZARY
    - EGZOREICZNE:
    - ENDOREICZNE:
    - AREICZNE:
- 6. OBIEKTY HYDROGRAFICZNE.
  - a. wody podziemne: **podział pod względem:**
    - I. **genezy:** infiltracyjne, kondensacyjne, juwenilne, reliktowe, metamorficzne.

- II. **typu oddziaływań fizycznych: związane:** higroskopijne, błonkowate, kapilarne; wsiąkowe; **wolne:** zawieszane, przypowierzchniowe, gruntowe, wgłębne, głębinowe.
  - III. **rodzaju wodonośca:** porowe, porowo-szczelinowe, szczelinowe, szczelinowo-krasowe, krasowe.
- b. wody powierzchniowe:
- I. obiekty punktowe:
    - A. ŹRÓDŁA: **podział pod względem:**
      - i. **siły powodującej wypływ wody:** spływowe (descenzyjne, grawitacyjne, zstępujące); podpływowe (ascenzyjne, wstępujące, artezyjskie); lewarowe;
      - ii. **warunków geologicznych:** warstwowe erozyjne; warstwowe kontaktowe; warstwowe zaporowe; szczelinowe; uskokowe (dyslokacyjne), krasowe;
      - iii. **położenia i stosunku do morfologii terenu:** grzbietowe; stokowe; zboczowe; podzboczowe (klifowe); terasowe; przykorytowe; korytowe;
      - iv. **charakteru litologicznego utworów, z których wypływają:** skalne; rumoszowe; zwietrzelinowe; morenowe; sandrowe; osuwiskowe; deluwialne; stożkowe; aluwialne;
      - v. **układu tektonicznego warstw:** antyklinalne; synklinalne; monoklinalne; upadowe; przeciwupadowe;
      - vi. **cech fizyko – chemicznych wody:**
        - 01. **temperatury:** zimne; zwykłe; termalne (cieplice); gorące (gejzery);
        - 02. **składników specyficznych:** siarkowe; żelaziste; radoczynne; siarczanowe; szczawy (tu też: pieniawy, soffioni), solanki;
        - 03. **mineralizacji:** ultrasłódkie; słódkie; mineralne;
      - vii. **stałości wypływu:** stałe; okresowe.
    - B. WYWIERZYSKA:
    - C. WYCIEKI:
    - D. WYKAPY:
    - E. WYSIĘKI:
    - F. MŁAKI:
  - II. obiekty liniowe (CIEKI):
    - A. naturalne: **podział pod względem:**
      - i. **spadku doliny cieku w [%]:**
        - 01. górskie > 5 ‰
        - 02. nizinne 0,05 – 5 ‰
      - ii. **rodzaju zasilania i okresowości płynięcia:**
        - 01. stałe (perennialne) zasilane wodami podziemnymi i spływem powierzchniowym, płyną cały rok;
        - 02. sporadycznie wysychające (rzadziej niż raz na rok) zasilane wodami podziemnymi i spływem powierzchniowym, czasem z przerwami, płyną przez cały rok, przepływ zanika w najbardziej suchych latach;
        - 03. okresowe (periodyczne) zasilane co roku w porze wilgotnej spływem powierzchniowym i podpowierzchniowym, czasem odpływem gruntowym, płyną okresowo w porze wilgotnej i jakiś czas po niej;
        - 04. epizodyczne zasilanie wodami opadowymi (ulewy, deszcze nawalne, wody roztopowe), płyną od kilku godzin do kilku dni, wy-

stępują w klimatach suchym i półsuchym, także na wyżynach lessowych i w obszarach górskich.

iii. **spadek doliny & wielkość przepływu & długość & spadek koryta:**

01. strugi: nizinny & mały & pon. 100 km & mały;
02. strumienie (strumyki): nizinny & mały & pon. 100 km & duży;
03. potoki: **górski:** górski & mały & pon. 100 km & duży & dno kamieniste lub żwirowe;  
**nizinny:** górski & mały & pon. 100 km & duży & dno piaszczyste lub muliste;

**elementy doliny potoku:**

**OBSZAR ZBIORCZY (KOCIOŁ)**

**CZEŚĆ ŚRODKOWA (SZYJA)**

**STOŻEK NAPŁYWOWY**

04. rzeki: różny & duży & pow. 100 km & różny

**elementy doliny rzecznej:**

**KORYTO:**

**TARAS ZALEWOWY:**

**ŁOŻYSKO:**

**DNO DOLINY:**

**zbocze doliny:** element morfologiczny o zdecydowanie bardziej nachylonych stokach, będący formą przejściową do otaczającej wysoczyzny.

**podział rzeki wzdłuż biegu:**

**BIEG GÓRNY:**

**BIEG ŚRODKOWY:**

**BIEG DOLNY:**

**UJŚCIE:** DELTA schowana w zatokę: *Nil, Huang-ho, Wisła, Odra.*

DELTA wysunięta w morze: *Ren, Missisipi, Lena.*

**ESTUARIUM:** *Rzeka Św. Wawrzyńca, Sekwana, Loara, Tamiza.*

**LIMAN:** *Dniepr, Dniestr, Bejsug (Morze Azowskie),*

**LAGUNA:** *Pad, Jacui, Łeba, Łupa-wa, Niemen.*

**podział rzek ze względu na kształt biegu koryt:**

rzeki o biegu prostym

rzeki o biegu krętym

rzeki meandrujące

rzeki roztokowe

rzeki anastomozujące.

**podział rzek ze względu na długość & wielkość dorzecza:**

rzeki małe: 100–200 km & 1000–10000 km<sup>2</sup>,

rzeki średnie: 200–500 km & 10000–100000 km<sup>2</sup>,

rzeki duże: 500–2500 km & 0,1–1 mln km<sup>2</sup>,

rzeki wielkie: >2500 km & >1 mln km<sup>2</sup>.

**podział rzek ze względu na kierunek płynięcia wody w stosunku do powierzchni inicjalnej:**

**KONSEKWENTNE:**

SUBSEKWENTNE:  
RESEKWENTNE:  
OBSEKWENTNE:  
INSEKWENTNE:

B. sztuczne:

- i. rowy: mała szerokość, często okresowo napełniony wodą, skarpy niekoniecznie umocnione,
- ii. kanały: duża szerokość, stale napełniony wodą, skarpy trwale umocnione, wyposażony w różne budowle hydrotechniczne: *śluzy, pochylnie, ostrogi, nabrzeża, znaki nawigacyjne, bindugi* i t.p.
  01. melioracyjne: odwadniające, nawadniające, od nich odchodzą rowy. *Kanał Turkmeński, Kanał Fergański, Kanał Obry, Kanał Wieprz–Krzna.*
  02. żeglugowe: mają szerokość i głębokość dostosowane do potrzeb żeglugi, urządzenia hydrotechniczne, porty. Często łączą dwa DORZECZA przecinając DZIAŁ WODNY i tworzą w nim BRAMĘ. *Kanał Wołga–Don, Kanał Bydgoski, Kanał Gliwicki, Kanał Augustowski.*
  03. żeglugowe lateralne: jw. ale skracają odcinki rzek nie nadające się do żeglugi np. meandrujące, zasypywane materiałem wleczonym, skracające drogę. *Kanał Górnonotecki, Kanał Łączany – Skawina.*
  04. przemysłowe i energetyczne: doprowadzają wodę do celów przemysłowych (np. chłodzenia turbin), do napędu urządzeń energetycznych lub usługowych np. kuźnie, młyny (młynówki). *Kanał Żerański.*
  05. precypowodziowe (kanały ulgi): kieruje się nimi nadmiar wody na tereny zalewowe poza miastem. *Kanał Ulgi w Raciborzu.*

III. obiekty obszarowe:

A. wody stojące:

- i. STAWY:
- ii. SADZAWKI:
- iii. BASENY:
- iv. wyrobisko: zbiornik powstały przez wypełnienie wodą gruntową miejsc po eksploatacji (np. torfu, piasku, gliny) czyli wyrobisk,
- v. zapadlisko: zbiornik powstały przez wypełnienie wodą gruntową miejsc gdzie ziemia się zapadła (w sposób naturalny np. na obszarach krasowych lub przy udziale człowieka np. wskutek robót górniczych).
- vi. JEZIORA:

**podział ze względu na procesy rzeźbotwórcze misy jeziornej:**

01. TEKTONICZNE: **na równinach:** *Górne, Wiktorii, Ładoga*; **na przedgórzu:** *Bałchasz, Loch Ness*; **w rowach tektonicznych:** *Bajkał, Tanganika, Kiwu.*
02. WULKANICZNE: **ze względu na miejsce utworzenia:** **kraterowe:** *Kraterowe (Oregon USA), Albano (Włochy)*; **kalderowe:** *Mývatn (Islandia), Taal (Filipiny), Toba (Indonezja)*; **zaporowe (lawowe):** *Sewan (Armenia), Aydat (Francja)*; **maary:** *jeziora Laacher w górach Eifel (Niemcy).*
03. POŁODOWCOWE: **ze względu na genezę:** **rynnowe:** *Hańcza, Wigry, Szczuczyszczarz*; **morenowe:** moreny dennej: *Śniardwy, moreny*

**czołowej:** *Mamry, Niegocin*; **kotły i kociołki eworsyjne:** *Kociotek, Głębokie, Skrzynka*; **oczka polodowcowe:** *Sasek Mały, Ostrowieckie*; **sandrowe:** *Wdzydze, Radolne, Gołuń, Stupinko*; **przyozowe i drumlinowe:** *Poj. Dobrzyńskie*; **cyrkowe** (karowe): *Wielki i Mały Staw w Karkonoszach, Czarny Staw w Tatrach*; **morenowe górskie:** *Zurichskie (Szwajcaria), Smreczyński Staw w Tatrach*.

04. RZECZNE: odcięte starorzecza: w *dolinie Narwi, Warty*; boczne: w *dolnym biegu Jangcy, Dunaju*; deltowe: *Druzno, Dąbie*;
05. PRZYBRZEŻNE: *Łebsko, Gardno, Jamno*.
06. KRASOWE: *Białe Sosnowieckie (Polesie Lubelskie), Czerwone (Chorwacja)*;
07. BAGIENNE: *Czarne, Żółte Błota (Polesie Lubelskie)*;
08. EOLICZNE: *Teke (Kazachstan), w Puszczy Kampinoskiej*,
09. RELIKTOWE: *Kaspijskie, Aralskie*;
10. METEORYTOWE: *Clearwater East i Clearwater West (Kanada)*;
11. ZAPOROWE: osuwiskowe: *Duszatyńskie (Bieszczady), Sareskie (Tadżykistan)*; roślinne: *Silver Lake (Nowa Szkocja)*; zwierzęce: *Łdyty Wlk., Kudypy na Pastęce*.

**podział ze względu na charakter wymiany wody:**

01. ODPLYWOWE:
02. BEZODPLYWOWE:
03. PRZEPLYWOWE:

**podział ze względu na okres wypełnienia wodą:**

01. stałe,
02. okresowe,
03. epizodyczne.

- vii. ZBIORNIKI WODNE (SZTUCZNE): cele: przeciwpowodziowe, żeglugowe, energetyczne, wyrównawcze, komunalne, przemysłowe, rolnicze, suche (okresowe), przeciwrumowiskowe.

B. obszary zabagnione:

**podział ze względu na stan uwilgotnienia:**

i. BAGNA:

**podział ze względu na sposób zasilania:**

01. OMBROGENICZNE:
02. TOPOGENICZNE:
03. SOLIGENICZNE:
04. FLUWIOGENICZNE:

**podział ze względu na uwodnienie i uwęglenie:**

01. TORF:
02. MUŁ:
03. utwory torfowiskowe.

ii. MOKRADŁA STAŁE:

**podział ze względu na sposób zasilania i typ roślinności:**

01. TORFOWISKA WYSOKIE (MSZARY): mchy, żurawina, modrzewnica zwyczajna, rosiczka okrągłolistna, bagno zwyczajne, borówka bagienna, wełnianka pochwowata, wrzosiec bagienny. → *bór bagienny z sosną, Torfowisko w rej. jez. Łebsko, torfowisko na Równi pod Śnieżką, torfowiska w Górach Iżerskich*.
02. TORFOWISKA PRZEJŚCIOWE: turzyce, bagnica, bobrek trójlistkowy, przygiętka biała, wełnianka wąskolistna, mchy torfowce, mchy brunat-



ne.→zarośla wierzbowe z brzozą, później las brzozowo-sosnowy. *Pojezierza półn. Polski.*

03. TORFOWISKA NISKIE: roślinność w zależności od miejsca wytworzenia się torfowiska: mechowiskowe: mchy, trawy (tzw. mszyste łąki); zalewowe: trzcina pospolita, sitowie, pałka szerokolistna, skrzyp bagienny, manna mielec, szczaw lancetowaty, marek szerokolistny, jeżogłówka rozgałęziona, później zaczynają dominować turzyce z towarzyszeniem: przytulii błotnej, szaleju jadowitego, wiechlina błotnej, tojeści bukietowej, gorysza błotnego; olesowe: roślinność leśna z domieszką olszy czarnej, brzozy omszonej, wierzby szarej, kruszyny pospolitej, porzeczki czarnej i czerwonej, maliny właściwej, chmielu zwyczajnego, paproci; źródliskowe: mchy brunatne, turzyca prosowata, gwiazdnica bagienna, wierzbownica drobnolistna, trądownik skrzydlaty. *Bagna Biebrzańskie, w dolinie Noteci, Tyśmienicy, Krzny.*

04. TRZĘSAWISKA: roślinność typowa dla brzegów jezior.

iii. MOKRADŁA OKRESOWE: trawy, jaskry, turzyce, niezapominajki, szczaw.

iv. BAGNA SŁONE (MANGROWE):

C. lodowce.

**podział ze względu na miejsce i sposób powstawania:**

i. KONTYNENTALNE:

01. ŁĄDOLODY: *Antarktyda, Grenlandia.*

02. ŁĄDOLODY SZCZĄTKOWE: *Austfonna na Szpicbergenie, Vatnajökull (Islandia), Ziemia Baffina, Patagonia.*

03. FIELDSY: *Jostedalbreen (Norwegia).*

ii. GÓRSKIE:

01. typu alpejskiego: *Gross Aletsch, Mer de Glace.*

02. typu himalajskiego: *Lodowiec Fedczenki (Pamir), Seward-Malaspina (Alaska).*

03. typu pirenejskiego: *Batura (Karakorum), Lorchbreen (Szpicbergen).*

04. wiszące: *Lhotse.*

05. przerywany.

06. kalderowy: *Citlaltépetl, Iztaccihuatl (Meksyk).*

iii. PRZEDGÓRSKIE (PIEDMONTOWY): *Malaspina (Alaska).*

iv. nawodne: szelfowy – lodowiec spływający z lądu do morza: *Rossa, Larsena (Antarktyda), Ward Hunt (Wyspa Ellesmere'a).*

v. góry lodowe – oderwane kawałki lodowców pływające po morzach: *Antarktyda, Arktyka.*

**podział ze względu na termikę**

i. ciepłe: temperatura masy lodowej blisko 0°C,

ii. zimne: temperatura masy lodowej przez cały rok poniżej 0°C.

7. Morfometria – jest częścią metrologii zajmującą się opisem i pomiarami obiektów. W HYDROLOGII dotyczy opisów i pomiaru OBIEKTÓW HYDROLOGICZNYCH oraz ustalaniem stosownych PARAMETRÓW FIZYCZNYCH obiektów:

- a. rzek,
- b. jezior,
- c. zlewni.

PARAMETRY FIZYCZNO-GEOGRAFICZNE ZLEWNI są danymi wejściowymi do modelu. Zostały one zgrupowane w kategorie:

- położenia przestrzennego,
- geometrii zlewni,

- morfometrii i rzeźby powierzchni,
- sieci hydrograficznej,
- pokrycia i użytkowania powierzchni zlewni,
- litologii podłoża,
- struktury hydrogeologicznej.

Parametry rzek i jezior (pkt. a, b) zawierają się w grupie parametrów sieci hydrograficznej. Szczegółowo parametry pięciu pierwszych grup zostały omówione w instrukcji do ćwiczenia 3. Pozostałe dwie grupy zostały omówione w ramach przedmiotu HYDROGEOLOGIA.

## 8. Podstawy matematycznego modelowania systemów hydrogeologicznych.

- a. model a system: SYSTEM REALNY (prototyp, oryginał). Prototypem może być np. *cykl hydrologiczny ze wszystkimi towarzyszącymi mu zjawiskami*.

SYSTEM ZASTĘPCZY (model):

MODEL NOMINALNY:

MODEL REALNY:

- I. rodzaje modeli: FIZYCZNY: *wykonany w laboratorium model koryta rzecznego*,  
 ANALOGOWY: *RUA: oporniki=retencja; przewodniki=przepływ; odbiorniki=straty*.

MATEMATYCZNE (abstrakcyjne):

najprostszy model: jednoblokowy: WEJŚCIE → OPERATOR → WYJŚCIE:

$X(t) \rightarrow h(t) \rightarrow Y(t)$

inne proste modele: kilka bloków zasila się wzajemnie: *intercepcja* → *retencja powierzchniowa* → *retencja strefy* pojedynczy element z jednym WEJŚCIEM i kilkoma WYJŚCIAMI: *retencja gruntowa: WEJŚCIE: perkolacja; WYJŚCIE: PAROWANIE, odpływ gruntowy, filtracja* kilka elementów, każdy zasilany niezależnie (WEJŚCIE) lub zasilany WYJŚCIEM z innego podsystemu, każdy element ma kilka niezależnych WYJŚĆ.

- II. tworzenie systemu: Podstawową jednostką badawczą w hydrologii jest zlewnia rzeczna. Pozwala ona na zbilansowanie zasobów w dowolnej jednostce czasu. Jest ona ZŁOŻONYM SYSTEMEM DYNAMICZNYM, którego poszczególne obiekty pozostają w ściśle określonej zależności. *plansza* Elementy WEJŚCIA: *sześciokąty*; WEJŚCIA/WYJŚCIA: *koła*; WYJŚCIA: *prostokąty krzywoboczne*; RETENCJA: wyrazić jako zmienne matematyczne (PARAMETRY) np. *wysokość opadu, objętość odpływu* itp. Działanie systemu czyli przebieg procesów można wyrazić za pomocą funkcji matematycznych (*ewaporacja, transpiracja, infiltracja, perkolacja*). Funkcje te muszą mieć uzasadnienie fizyczne (w każdym systemie czy podsystemie musi być przestrzegane prawo zachowania masy i energii), mogą też wyrażać proste zależności empiryczne ( $Q = QP + QPP + QG - RKR$ ). Tworzenie takiego systemu polega na:

- uwzględnianiu tylko tych elementów, które są istotne z punktu widzenia celu badań,
- uwzględnianiu tylko tych elementów, które da się wystarczająco dokładnie przedstawić za pomocą zmiennych matematycznych (pomierzonych bezpośrednio lub wyznaczonych obliczeniami).

- III. obsługa modelu:

A. SPECYFIKACJA:

B. IDENTYFIKACJA (KALIBRACJA):

C. SYMULACJA: PREDYKCJA: PROGNOZA:

D. DETEKCCJA:

Przykłady: ad. A. *zależność kwadratowa retencji (ćwicz. 8)*,

- ad. B. *procedura określania parametrów a i c,*
- ad. C. *prognoza pogody, przewidywanie czasu przejścia i wielkości fali powodziowej.*
- ad. D. *rekonstrukcja stanów wody lub przepływów w GÓRNYM BIEGU na podstawie znanych wartości w DOLNYM BIEGU.*

IV. podział modeli hydrologicznych:

**ze względu na ogólną strukturę i przedmiot modelowania:**

- A. modele pojedynczych procesów: *PAROWANIE, infiltracja, spływ.*
- B. modele komponentów zlewni: *model strefy aeracji, model strefy saturacji, model pokrywy śnieżnej.*
- C. MODELE INTEGRALNE:
- D. MODELE GLOBALNE:

**ze względu na rolę czynnika czasu:**

A. MODELE STATYCZNE:

- i. *izolinie elementów hydrologicznych lub meteorologicznych,*
- ii. *średni opad lub przepływ,*
- iii. *trendy powierzchniowe czyli zależności zmiennej y (np. temperatura powietrza, wielkość opadu, wartość ciśnienia) od współrzędnych geograficznych wyrażona wielomianem 1., 2. i 3. stopnia,*
- iv. *regresje przyczynowo – skutkowe:*

01. *I rodzaju:*

- *jednowymiarowe:  $y = f(x) = E(y/x),$*
- *wielowymiarowe:  $y = f(x_1, x_2, \dots, x_n) = E(y/x_1, x_2, \dots, x_n),$*
- *wielorakie (wielokrotne)  $\vec{y} = f(\vec{x}) = E(\vec{y}/\vec{x})$  gdzie  $\vec{y} = (y_1, y_2, \dots, y_n),$*   
 $\vec{x} = (x_1, x_2, \dots, x_n).$

02. *II rodzaju:*

- *zależność liniowa  $y = a + bx + \varepsilon,$*
- *zależność krzywoliniowa  $y = ax^b$  lub  $y = a + bx + cx^2.$*

Przykładem MODELU STATYCZNEGO może być także: *równanie bilansu wodnego zlewni  $P = H + E \pm \Delta R,$  w którym składowe tego równania są w skali roku. Dopiero zmniejszając jednostkę czasu do doby, godziny, minuty sprowadza się model do postaci DYNAMICZNEJ:  $P(t) = H(t) + E(t) + \Sigma \Delta R(t).$*

B. MODELE DYNAMICZNE:

- i. *równanie Hortona opisujące infiltrację w profilu glebowym  $f(t) = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt};$  gdzie:  $f_0$  – początkowa wartość infiltracji równa natężeniu opadu [mm/h],  $f_c$  – końcowe natężenie infiltracji [mm/h],  $k$  – stała recesji,  $t$  – czas.*

**ze względu na jednoznaczność opisu rzeczywistości i uzyskiwanych wyników:**

- A. MODEL DETERMINISTYCZNY:
- B. MODEL PROBABILISTYCZNY:
- C. MODEL DETERMINISTYCZNO – PROBABILISTYCZNY:

W rzeczywistości modele systemów hydrologicznych są zawsze modelami probabilistycznymi gdyż:

- *brak pełnej informacji o strukturze i właściwościach systemu,*
- *wprowadza się uproszczenia wynikające z potrzeby uzyskania rozwiązania na tyle prostego, aby łatwo było zastosować je w praktyce,*

- wprowadza się uproszczenia wynikające z niepełnych informacji wejściowych (charakterystyk) do systemu wynikających z braku pomiarów, niemierzalności danego zjawiska.

**ze względu na metody rozwiązania:**

- A. MODEL „BIAŁEJ SKRZYNKI”:
- B. MODEL „CZARNEJ SKRZYNKI”:
- C. MODEL „SZAREJ SKRZYNKI”:

**ze względu na właściwości funkcji operatora:**

MODELE LINIOWE	spełniają zasadę SUPERPOZYCJI
MODELE NIELINIOWE	nie spełniają zasady SUPERPOZYCJI
MODELE STACJONARNE	OPERATORY nie ulegają zmianom w czasie
MODELE NIESTACJONARNE	OPERATORY ulegają zmianom w czasie
MODELE SKUPIONE	nie uwzględniają przestrzennej zmienności charakterystyk systemu. Sygnał WEJŚCIA i WYJŚCIA najczęściej wyrażony jest średnią arytmetyczną lub średnią ważoną
MODELE ROZPROSZONE	uwzględniają przestrzenną zmienność charakterystyk systemu. Sygnał WEJŚCIA i WYJŚCIA wyrażony jest jako funkcja przestrzenna

b. tworzenie modelu:

- I. SPECYFIKACJA: opisywanie struktury modelu czyli sposobu wyrażania jak poszczególne części są powiązane ze sobą. Najczęściej przedstawia się:
  - A. schemat blokowy +
  - B. algorytm obliczeń.
- II. IDENTYFIKACJA (KALIBRACJA) MODELU: określenie wartości liczbowej PARAMETRÓW występujących w funkcjach transformujących na podstawie badań empirycznych:
  - A. bezpośredniego pomiaru w terenie (odpowiada MODELOWI „BIAŁEJ SKRZYNKI”),
  - B. metod optymalizacyjnych (odpowiada MODELOWI „SZAREJ” lub „CZARNEJ” SKRZYNKI).
- III. WERYFIKACJA: Dokonuje się jej poprzez:
  - A. wykonanie testów zgodności wartości oznaczonych z pomierzonymi<sup>4</sup>. W zależności od przeznaczenia modelu przyjmuje się poziom dopuszczalnego błędu. Jeżeli błąd przekracza poziom dopuszczalny należy powrócić do korekty funkcji OPERATORÓW lub struktury modelu, aż do momentu kiedy błąd będzie mieścił się w zakresie dopuszczalnym.
  - B. wykonanie testów zgodności na danych nie wykorzystywanych do optymalizacji.
 Najczęściej stosowanymi kryteriami oceny jakości modeli matematycznych są:
  - ☐ współczynnik korelacji:  $R = \frac{\sigma_{xy}}{\sigma_x \sigma_y}$ , gdzie  $\sigma_{xy}$  – kowariancja zmiennych  $x$  i  $y$ ,  
 $\sigma_x$  – odchylenie standardowe zmiennej  $x$ ,  $\sigma_y$  – odchylenie standardowe zmiennej  $y$ .
  - ☐ współczynnik determinacji  $R^2$  – wskazuje jaka część zmiennej obserwowanej jest wyjaśniana przez model.

<sup>4</sup> - obliczenia wykonuje się na tych samych danych, które posłużyły do skonstruowania modelu.

■ specjalny współczynnik korelacji:  $RS = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^T 2y(t)x(t) - [x(t)]^2}{\sum_{t=1}^T [y(t)]^2}}$ .

■ całkowity błąd kwadratowy:  $CBK = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^T [y(t) - x(t)]^2}{\sum_{t=1}^T [y(t)]^2}}$ , gdzie  $y(t)$  - wartości

ści uzyskane z modelu,  $x(t)$  – wartości pomierzone.

folia Socz.IV.12.

- i. Przedmiotem badań jest wycinek rzeczywistości (1), np. *obieg wody w zlewniach*.
  - ii. EMPIRIA: szukamy zbioru obiektów (2), np. *zlewni* wśród których staramy się wybrać próbkę (3).
  - iii. zakładamy, że próbka ta jest reprezentatywna (4). Jeżeli założenie to zostanie udokumentowane lub okaże się trafne to próbkę uważa się za reprezentatywną, np. *zlewnia reprezentatywna* (5).
  - iv. na próbce dokonuje się pomiarów (6). Wynik pomiaru (7) zawiera szukane informacje (8) np. *charakterystyki zlewni*.
  - v. TEORIA: szukamy takiego modelu (9) aby zawierał informacje istotne dla całego zbioru obiektów (2). Jest to tzw. *dopasowywanie modelu*. Jeżeli wybór był trafny to model uważa się za adekwatny (10) np. *model dynamiczny typu „szara skrzynka”*.
  - vi. na modelu wykonuje się obliczenia (11). Wynik (12) obliczeń zawiera szukane informacje (13), np. *WYJŚCIE*.
  - vii. WERYFIKACJA (14) czyli poszukiwanie zgodności (pkt. 9.b.III). Wynik WERYFIKACJI informuje jedynie o zgodności modelu (9) z próbką (3), np. *integralny, dynamiczny, probabilistyczny model typu „szarej skrzynki” liniowy, stacjonarny i skupiony jest dobrze dopasowany ( $0,90 < R^2 < 0,95$ ) do zlewni reprezentatywnej rzeki Z czyli wyjaśnia 90-95% zmienności parametrów danej zlewni*.
  - viii. MODEL już na etapie WEJŚCIA i IDENTYFIKACJI (15) jest związany z wynikami pomiarów (6), a więc jego jakość zależy od jakości badań empirycznych.
- c. zastosowanie modeli matematycznych do rozwiązywania problemów praktycznych.
- I. prognozy operacyjne – rozwiązywanie aktualnych problemów hydrologicznych, np. *prognozowanie warunków hydrologicznych i meteorologicznych z krótkim okresem wyprzedzenia (kilka godzin, kilka dni)*. Prognozy te umożliwiają podjęcie działań (o ile pozwala na to infrastruktura w zlewni) w zakresie:
    - retencjonowania i odprowadzania wody z powierzchniowych zbiorników wodnych,
    - przerzutów wody wewnątrz lub pomiędzy zlewniami,
    - poboru wody i ewentualnie jego racjonowania,
    - oczyszczania ścieków, ich odprowadzania i dozowania do wód płynących,
    - ochrony środowiska,
    - osłony przeciwpowodziowej.
  - II. planowanie i projektowanie (z reguły długoterminowe), np. *plany gospodarowania wodami dorzecza, gospodarka wodna (w powiązaniu np. z energetyką, za-*

*bezpieczeństwem przeciwpowodziowym, turystyką), strategie gospodarcze (rozwój rolnictwa, budownictwa, transportu, energetyki, urbanizacji).*

III. zadania badawcze – obejmują zastosowania modeli do celów poznawczych, a w szczególności do:

- badania i opisu procesów zachodzących w systemach naturalnych,
- badania i oceny zmian jakościowych i ilościowych pod wpływem różnorodnej działalności człowieka.

Przykłady: *modelowanie hydrodynamiczne wód podziemnych, modelowanie hydrochemiczne wód podziemnych, integralne modele zlewni np. SHE, Stanford IV, SSARR, systemy geoinformacyjne.*

9. Organizacja pomiarów hydrometeorologicznych w Polsce.

- a. 1919 r – powstanie polskiej Państwowej Służby Hydrologicznej; utworzenie Państwowego Instytutu Meteorologicznego;
- b. 1921 r. - powołanie Służby Morskiej;
- c. 1934 r – nadanie nazwy Instytut Hydrograficzny;
- d. 1945 r. – utworzenie Państwowego Instytutu Hydrologiczno-Meteorologicznego z oddziałami w: Białymstoku, Gdyni, Katowicach, Krakowie, Poznaniu, Słupsku, Warszawie i Wrocławiu.
- e. 1960 r. – powołanie Instytutu Gospodarki Wodnej.
- f. 1964 r. – uruchomienie pierwszego radaru meteorologicznego, wcześniej sieci pomiarów aktynometrycznych i radioaktywności atmosfery.
- g. 1967 r. – początek regularnego odbioru danych satelitarnych
- h. 1973 r. – z połączenia PIH-M i IGW powstaje Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej.

I. podstawowe zadania:

A. utrzymywanie służb państwowych w dziedzinach:

- i. meteorologii,
- ii. hydrologii,
- iii. oceanologii,
- iv. gospodarki i inżynierii wodnej,
- v. jakości zasobów wodnych,
- vi. gospodarki ściekowej,
- vii. utylizacji osadów ściekowych.

B. prowadzenie prac naukowo-badawczych w powyższym zakresie.

II. realizacja zadań odbywa się poprzez:

- A. utrzymywanie sieci obserwacyjno-pomiarowej,
- B. prowadzenie obserwacji i pomiarów,
- C. wymiana danych hydrometeorologicznych ze światem,
- D. opracowanie prognoz, ekspertyz, ostrzeżeń itp.
- E. realizację prac badawczych, rozwojowych, wdrożeniowych.

III. produktami pracy IMGW są:

A. prognozy pogody i bieżące dane pogodowe:

- krótko-, średnio- i długoterminowe,
- komunikaty meteorologiczne,
- ostrzeżenia,
- biuletyny,
- wydruki systemu detekcji i lokalizacji wyładowań atmosferycznych.

B. dane klimatyczne (dobowe i terminowe):

- ze stacji meteorologicznych (od 1961 r. – 10 stacji, od 1966 – 49 stacji, pozostałe – krótsze ciągi),

- z posterunków meteorologicznych (od 1951 r. – 39 posterunków, od 1956 – 21 posterunków, od 1961 r. – 69 posterunków, pozostałe od lat 80 – tych),
  - z posterunków opadowych (od 1951 r. – 333 posterunki, od lat 60-tych 81 posterunków, pozostałe – krótsze).
- C. prognozy i dane hydro:
- trzydniowe prognozy stanu wody dla wybranych przekrojów wodowskazowych (rutynowe),
  - trzydniowe prognozy stanu wody dla zamówionych przekrojów wodowskazowych,
  - prognoza kulminacji fali wezbrania i czasu jej wystąpienia w określonym przekroju wodowskazowym,
  - biuletyny:
    - codzienny stanów wody,
    - tygodniowy hydrologiczny,
    - miesięczny biuletyn PSH-M w formie papierowej.
- D. agrometeorologiczna osłona rolnictwa zawiera informacje na temat:
- bieżącego stanu roślin uprawnych,
  - oceny warunków glebowych,
  - oceny stanu zimowania i przezimowania roślin,
  - występowanie chorób i szkodników,
  - aktualnej sytuacji w rolnictwie.
- Informacje na ten temat zawierają: miesięczny biuletyn PSH-M, komunikaty, ostrzeżenia, ekspertyzy i raporty.
- E. ekspertyzy dotyczące:
- stanu pogody,
  - charakterystyk wiatru,
  - danych klimatologicznych: wartości terminowych, średnich, ekstremalnych, częstości występowania itp.
  - opracowania i operaty hydrologiczne, analizy fizjograficzne, przepływy charakterystyczne, przepływy o zadanym prawdopodobieństwie lub np. czasie trwania,
  - ekspertyzy dla towarzystw ubezpieczeniowych i ich klientów w sprawach np. o zalanie obiektów budowlanych, ich uszkodzeń od np. piorunów, odtworzenia warunków meteorologicznych w czasie wypadków np. samochodowych, ekspertyzy dla sądów, prokuratur itp. w ww. sprawach,
- F. zestawienia zawierające parametry hydrogeologiczne rzek i zlewni dla potrzeb modelowania, monografie rzek i zlewni w formie:
- zdjęć lotniczych rzek i zb. wodnych,
  - lokalizacji źródeł zanieczyszczenia wód powierzchniowych,
  - oceny bezpieczeństwa wałów przeciwpowodziowych,
  - oceny zatorów lodowych.
- G. analizy wód powierzchniowych, wód do picia i ścieków,
- H. prognozy pogody i dane meteorologiczne dla lotnictwa,
- I. publikacje, atlasy i słowniki:
- dane zawarte w *Rocznikach Statystycznych*,
  - dane zawarte w roczniku *Ochrona Środowiska* (ukazuje się od 1981 r.),
  - *Rocznik hydrologiczny wód powierzchniowych w układzie zlewniowym: Wisła* (i rzeki Przymorza na wschód od ujścia Martwej Wisły, polska

część dorzecza Niemna, Dniestru i Dunaju) i *Odra* ( plus rzeki Przymorza na zachód od ujścia Martwej Wisły, polska część dorzecza Łaby i Ücker) wydawane w latach 1945 – 1983,

- *Rocznik hydrologiczny wód podziemnych* obejmujący cały kraj, wydawany w latach 1945 – 1983,
  - *Opady atmosferyczne* rocznik zawierający dane dotyczące opadów i osadów z ok. 2500 stacji i posterunków, ukazuje się od 1945 – końca lat 70-tych,
  - *Rocznik meteorologiczny* wydawany od 1921 - 1965, później część danych drukowano w zeszytach miesięcznych do końca lat 70-tych,
  - *Promieniowanie słoneczne* i *Tablice słoneczne*, wydawane od połowy lat 60-tych,
  - *Rocznik fenologiczny* wydawany 1946 – 1960
  - *Rocznik temperatury gruntu* (1946 – 1960)
  - *Wyniki pomiarów na leśnych stacjach meteorologicznych* (1949 – 1960)
  - *Wyniki obserwacji aerologicznych* (1948 –1960), wyniki tych ostatnich czterech włączono później do *Rocznika meteorologicznego*,
  - *Wodowskazy na rzekach polskich* wydane w latach 1969 (*Odra*) i 1972 (*Wisła*),
  - *Stacje i posterunki sieci meteorologicznej* wydane w 1974 obejmują wykaz tych stacji wraz z mapkami ich rozmieszczenia,
  - *Posterunki sieci hydrologicznej* (1976) obejmuje dane o sieci pomiarowej wód, zlewnie reprezentatywne i tp. Od 1996 dostępne na płytach CD-ROM,
  - *Przepływy charakterystyczne głównych rzek polskich w latach 1951 – 1995* i inne opracowania o podobnym zakresie (2000),
  - *Atlas klimatyczny Polski 1973* wydany w formie atlasu i czterech zeszytów zawierających zestawienia tabelaryczne,
  - *Podział hydrograficzny Polski* w formie atlasu (1980) i zestawień tabelarycznych (1983) pokazujący całą sieć rzeczną Polski, podział zlewniowy, długości, powierzchnie itp.,
  - *Atlas hydrologiczny Polski 1987* składa się z pięciu części obejmujących: strukturę i rzeźbę terenu, wybrane elementy klimatu, wody powierzchniowe i podziemne, reżim hydrologiczny oraz wybrane obiekty gospodarki wodnej.
  - *Mapa podziału hydrograficznego Polski 2005*,
  - *Atlas podziału hydrograficznego Polski 2005 r.*
  - *Średnie miesięczne wartości temperatury powietrza i opady* dostępny na stronie IMGW,
- J. upowszechnianie wiedzy poprzez różne zestawienia, opracowania np. podręcznik *Meteorologia radarowa*, *Encyklopedia hydrologii*, *Klasyfikacja termiczna miesięcy i roku*, *Klasyfikacja opadowa*, *Mrozy, styczeń 2006*, a także linki do ciekawych opracowań zagranicznych np. do polskiej wersji strony internetowej amerykańskiej US Geological Survey, gdzie można znaleźć np. opis elementó w cyklu hydrologicznego: <http://ga.water.usgs.gov/edu/watercyclepolish.html>.
- j. poza IMGW obserwacje meteorologiczne prowadzą we własnych stacjach i posterunkach:
- I. uczelnie i instytucje naukowe,



- II. niektóre zakłady np. kopalnie odkrywkowe, instytucje wspomagające rolnictwo, energetykę i tp.
- III. instytucje usługowe np. aerokluby, instytucje zarządzania kryzysowego.
- k. przydatne strony internetowe:
  - <http://www.ilec.or.jp/database/database.html> - dane o jeziorach,
  - <http://unesco.org/water/itp> - dane dotyczące zasobów wodnych, poboru i strat,
  - <http://www.vituki.hu/hydroinfo/vituki/info/eindex.htm>
  - <http://www.elwis.bafg.de/servlet> - obie zawierają dane o stanach wód w dorzeczu Dunaju i Renu,
  - <http://water.usgs.gov/realtime.html> - dane USGS dotyczące wód,
  - <http://www.nws.noaa.gov/oh/hic/current> - informacje hydrologiczne, prognozy pogody,
  - <http://www.bafg.de/html/internet/grdc/projectsprojects.html> - przepływy rzeczne, głównie z terenu Niemiec,
  - <http://www.rivdis.sr.unh.edu/maps/> - przepływy rzeczne z terenów Wielkiej Brytanii z nawet stuletnimi ciągami obserwacji,
  - <http://www.worldwater.org.htm>
  - <http://www.grida.no/enrin/htmls/link.htm#top>
  - <http://www.hwr.arizona.edu/hydrolink.html>.

#### 10. Woda w atmosferze.

Stanowi ok. 3% masy atmosfery, 0,001% sumy wód na Ziemi, ok. 13000 km<sup>2</sup>, w atmosferze występuje (w zależności od ciśnienia i temperatury) we wszystkich stanach skupienia.

##### a. charakterystyki wody atmosferycznej:

- I. CIŚNIENIE (prężność) PARY WODNEJ **e**:
- II. CIŚNIENIE NASYCAJĄCE PARY WODNEJ **E**:
- III. WILGOTNOŚĆ WŁAŚCIWA **q**:
- IV. STOSUNEK ZMIESZANIA **r**:
- V. WILGOTNOŚĆ WZGLĘDNA **f**:
- VI. TEMPERATURA PUNKTU ROSY **T<sub>q</sub>**:

A. przemiany fazowe wody w atmosferze – powodują, że wewnątrz obszarów o danym **e** i **t** poszczególne fazy są trwałe. Szybkość przechodzenia jednej fazy w drugą zależy od różnicy pomiędzy ciśnieniem równowagi a ciśnieniem aktualnie występującym na granicy faz. Intensywność PAROWANIA jest więc zależna od NIEDOSYTU WILGOTNOŚCI POWIETRZA lub od TEMPERATURY PUNKTU ROSY, który przy danej prężności **e** określa nasycenie.

UTAJONE CIEPŁO PAROWANIA  $\lambda = 2,501 - 0,002361T_s$  [MJkg<sup>-1</sup>], gdzie **T<sub>s</sub>** – temperatura powierzchni parującej. Oznacza to, że aby wyparowała masa 1 kg wody potrzebne jest ok. 2,5 MJ energii.

UTAJONE CIEPŁO TOPNIENIA **L** = 0,3337 [MJkg<sup>-1</sup>].

UTAJONE CIEPŁO SUBLIMACJI = 2,83 [MJkg<sup>-1</sup>].

*Zauważmy: do przejścia lodu w wodę potrzeba ok. 1/7 energii potrzebnej do przejścia wody w parę. Natomiast do przejścia lodu w parę wodną potrzeba tylko o ok. 1/12 więcej energii niż do przejścia wody w parę.*

Tworzenie lodu w atmosferze przy temperaturach wyższych niż -40°C wymaga istnienia JĄDER KONDENSACJI, którymi mogą być: sole cząsteczki gruntu, zanieczyszczenia pyłowe. Przy niższych wartościach temperatury lód tworzy się nawet przy braku jakichkolwiek obcych ciał w atmosferze.

B. transport pary wodnej.

średnia prędkość liniowa transportu poziomego pary wodnej – 220 km/d. Przykład: *jak szybko zaobserwowane intensywne parowanie wód w jakiejś części Atlantyku (np. rejon Azorów) może przynieść opady w Polsce? Odległość Azory – Polska wynosi 4500 km,  $4500 \text{ km} : 220 \text{ km/d} \approx 20 \text{ dni}$ .*

Transport w kierunku równoleżnikowym jest szybszy niż w kierunku południkowym. Przykład: *Obserwując mapy pogody obserwuje się szybsze przesuwanie wyżów i niżów w kierunku E – W niż N – S. W obszarach okołobiegunowych prędkość transportu jest znikoma, w naszych szerokościach jest najwyższa i wynosi 300 – 400 km/d.  $4500 \text{ km} : 350 \text{ km/d} = 13 \text{ dni}$ .*

Podstawowym źródłem wilgoci w powietrzu nad kontynentem jest PAROWANIE z oceanów, jednakże jest to zbyt mało aby spowodować większe opady w głębi lądu. Wilgoć ta jest uzupełniana PAROWANIEM z powierzchni lądów. Ten fakt tłumaczy dwa zjawiska:

- *Polska otrzymuje stosunkowo małą ilość opadów niż np. Czechy bo brakuje wilgoci oceanicznej i mniej jej jest uzupełniane parowaniem z nad lądu;*
- *Bardzo niskie sumy opadów na zwrotnikowych wybrzeżach kontynentów, bo wilgoć z nad oceanu szybko się kończy, a nie ma uzupełniania.*

b. chmury.

Powstawanie chmur wiąże się z:

- zmianami fazowymi wody,
- procesami adiabatycznego rozprężania,
- adwekcji ciepłej i wilgotnej masy powietrza,
- mieszaniem się mas powietrza o różnej temperaturze i wilgotności,
- nocnym wypromieniowaniem ciepła z podłoża.

I. Mechanizm powstawania OPADÓW i OSADÓW ATMOSFERYCZNYCH.

A. CHMURY CIEPŁE

Kondensacja pary wodnej w chmury następuje w momencie gdy jej temperatura obniży się do poziomu, w którym para staje się nasycona i może przejść w stan ciekły. Krople powstające z kondensacji są zbyt małe (rzędu dziesiątek mikronów), to znaczy mają zbyt małą masę aby mogły opaść grawitacyjnie. Przeciwdziałają temu PRĄDY WZNOSZĄCE (ok. 1 m/s). Wzrost masy kropeł odbywa się w wyniku dyfuzji i koagulacji. Dopiero krople o średnicy ok. 200 μm mają masę zdolną pokonać prądy wznoszące i opaść grawitacyjnie na ziemię.

B. CHMURY ZIMNE

Działa tu podobny mechanizm, jednakże występują w chmurach dodatkowo drobiny lodu, przechłodzona woda i para wodna. Większa jest intensywność procesów dyfuzji i koagulacji, dochodzą też inne: kruszenie się kryształków lodu, powodujące tworzenie się nowych JĄDER KONDENSACJI, zderzanie i łączenie się (najpierw mechaniczne, później także i krystaliczne) cząstek lodu w śnieżynki, powstawanie gradzin.

II. Klasyfikacja chmur L. Howarda i WMO.

10 rodzajów wydzielonych na podstawie **cech morfologicznych, wysokości podstawy, struktury wewnętrznej.**

14 gatunków wydzielonych na podstawie **kształtu.**

Rodzina chmur	Rodzaj chmury			Opis chmury	Typowa wysokość podstawy [km]	Rozciągłość pionowa [km]	Rozciągłość pozioma [km]	Opad towarzyszący
	Nazwa polska	Nazwa łacińska	Symbol WMO					

wysokie	pierzaste	CIRRUS	Ci	cienka, delikatna, barwy białej, bez cieni, często o jedwabistym połysku, o strukturze włóknistej lub nitkowatej, ma postać kłaczków, nitek, włókien, piórek	7-10	0,1-3	10 <sup>-10<sup>3</sup></sup>	jeśli występuje nie osiąga powierzchni Ziemi
	kłębiastopierzaste	CIRROCUMULUS	Cc	cienka warstwa lub ławica chmur, barwy białej, bez cieni, składająca się z elementów w kształcie płatów, kulek itp. ułożonych w grupy lub szeregi, często przypomina drobne fale lub rybią łuskę	6-8	0,1-1	10 <sup>-10<sup>2</sup></sup>	nie występuje
	warstwowopierzaste	CIRROSTRATUS	Cs	cienka, delikatna, mająca postać białawej zasłony o strukturze gładkiej lub włóknistej, pokrywająca niebo częściowo lub całkowicie, często przezroczysta i nadająca mu barwę mleczną, nie zaciera zarysów Słońca i Księżycy	8-10	0,1-3	10 <sup>2-10<sup>3</sup></sup>	jeśli występuje nie osiąga powierzchni Ziemi
średnie	średnie kłębiaste	ALTOCUMULUS	Ac	warstwa lub ławica chmur, barwy białej, wykazująca cienie, składająca się z płatków w kształcie zaokrąglonych brył na ogół regularnie ułożonych	2-6	0,1-1	10 <sup>2</sup>	nie występuje
	średnie warstwowe	ALTOSTRATUS	As	ma postać zasłony o barwie szarej lub niebieskawej, o strukturze jednolitej, włóknistej lub prążkowej, często pokrywa całe niebo, Słońce i Księżyc przeświecają przez nią jak przez matowe szkło	3-5	1-2	10 <sup>2-10<sup>3</sup></sup>	drobny deszcz, śnieg lub ziarnka lodowe
niskie	kłębiastowarstwowe	STRATOCUMULUS	Sc	warstwa lub ławica chmur barwy szarej z miejscami ciemniejszymi, składająca się z płatków w kształcie zaokrąglonych brył lub grup, pasm ciasno, dość regularnie ułożonych, niebo wygląda jak sfalowane	0,5-2	0,1-1	10 <sup>-10<sup>3</sup></sup>	występuje bardzo rzadko jako drobny deszcz, śnieg lub krupa
	niskie warstwowe	STRATUS	St	równomierna warstwa chmur <sup>5</sup>	0,1-2	0,1-1	10 <sup>2-10<sup>3</sup></sup>	mżawka, niekiedy igły lodowe lub śnieg ziarnisty

<sup>5</sup> - jeżeli znajduje się bardzo nisko i ma postać pojedynczych, nieregularnych strzępów nosi nazwę fractocumulus.

	warstwowe deszczowe	NIMBOSTRATUS	Ns	pozbawiona struktury, jednolita, barwy ciemnoszarej, od wewnątrz jakby słabo oświetlona, całkowicie zasłaniająca Słońce lub Księżyc, podstawa często rozmyta, ze zwisającymi smugami	0,1-3	4-6	10 <sup>2</sup> -10 <sup>3</sup>	deszcz, śnieg o charakterze ciągłych opadów
pionowe	kłębiaste	CUMULUS	Cu	pojedyncza, gęsta, mająca kształt kopuły o podstawie prawie poziomej, części chmury oświetlone przez Słońce są na ogół lśniące białe z ciemną podstawą <sup>6</sup>	0,5-2	1-4	1	najczęściej nie występuje, czasem przelotny deszcz
	kłębiasto-deszczowe	CUMULONIMBUS	Cb	pojedyncza, potężna, gęsta, ciemna, przybierająca postać gór lub wież, górna część wykazuje strukturę włóknistą i często przybiera charakterystyczny kształt kowadła	0,5-1	3-12	10	opady przelotne w postaci ulewnego deszczu, gradu, śniegu lub krupy

### c. OPADY i OSADY ATMOSFERYCZNE

I. rodzaje OPADÓW i OSADÓW ATMOSFERYCZNYCH: folia

II. parametryzacja OPADÓW i OSADÓW ATMOSFERYCZNYCH:

A. WIELKOŚĆ OPADU:

B. WYSOKOŚĆ OPADU:

C. OPAD MIESIĘCZNY:

D. OPAD ROCZNY:

E. OPAD NORMALNY:

F. WSKAŹNIK NIERÓWNOMIERNOŚCI OPADÓW:

G. NATĘŻENIE OPADU:

H. WSPÓŁCZYNNIK NIEREGULARNOŚCI OPADÓW:

I. LICZBY PROCENTOWE:

J. WSPÓŁCZYNNIKI MIESIĘCZNE:

K. RÓWNOWAŻNIK WODNY ŚNIEGU:

L. ZAPAS WODY W POKRYWIE ŚNIEŻNEJ:

M. WILGOTNOŚĆ ŚNIEGU:

N. SUCHOŚĆ ŚNIEGU:

O. WSPÓŁCZYNNIK ZAŚNIEŻENIA:

III. Przyrządy pomiarowe opadów:

A. deszczomierz Hellmanna, (BN-64/0117-02), do 500 m n.p.m. – pow. wlotu: 200 cm<sup>2</sup>, pow. 500 m n.p.m. – 500 cm<sup>2</sup>, kąt nachylenia pierścienia wlotowego: 60°.

B. deszczomierz sumujący (totalizator): pow. wlotu 500 cm<sup>2</sup>, zbiornik wody o znacznej objętości pozwalający na gromadzenie od 3 do 12 miesięcznego opadu. Przed PAROWANIEM zabezpiecza warstwa oleju na powierzchni.

C. pluwiograf: zbiornik o poj. 10 mm wysokości opadu napełniany od góry za pośrednictwem rurki połączonej z naczyniem wlotowym; zbiornik zaopatrzony jest w rurkę lewarową umożliwiającą samoczynne opróżnianie zbiornika, w zbiorniku umieszczony – pływak połączony z piórkiem pisaka; reje-

<sup>6</sup> - chmury podobne lecz postrzępione nazywają się fractocumulus.

strator w postaci walca poruszanego mechanizmem zegarowym, z nawiniętym paskiem rejestrującym,

- D. łąta śnieżna,
- E. waga (do wyznaczania ciężaru właściwego śniegu),
- F. gradomierz ,
- G. rosograf,
- H. przyrządy do pomiaru grubości warstwy szronu lub sadzi.

#### IV. Metody określania miar opadów:

Punktowe miary opadów na obszarze zlewni stwarzają problemy natury matematycznej na WEJŚCIU do systemu. Dlatego problem ten upraszcza się obliczając miary przypisane do fragmentu powierzchni zlewni (zakładając, że na tym fragmencie WYSOKOŚĆ OPADU jest jednakowa) lub pomierzone bezpośrednio na stacji pomiarowej. Wartość pomierzoną na stacji (wynik pomiaru) ekstrapoluje się na cały fragment traktując, że zmiany WYSOKOŚCI OPADU pomiędzy dwiema stacjami są liniowo zmienne. Metody te opierają się na precyzyjnym wyznaczeniu granic obszarów, którym przypisujemy jedną, konkretną miarę WYSOKOŚCI OPADU pomierzoną bądź wyinterpretowaną. Wysokość warstwy opadu oblicza się jako średnią ważoną opadu zmierzonego, gdzie wagą jest powierzchnia fragmentu zlewni, której przypisujemy ten opad:

$$P_s = \frac{\sum_{i=1}^{i=n} P_i A_i}{A},$$

gdzie  $P_s$  – średnia wysokość opadu,  $P_i$  – średnia wysokość opadu w  $i$ -tej części zlewni,  $A_i$  – powierzchnia  $i$ -tej,  $A$  – powierzchnia całej zlewni.

##### A. metoda izohiet – polega na:

- wykreśleniu IZOHJET w odpowiednim cięciu (10, 20 lub 25 mm),
- splanimetrowaniu powierzchni między sąsiednimi izohietami,
- przyjęciu średniej arytmetycznej wartości tych izohiet jako  $P_i$ ,
- obliczeniu  $P_s$  z powyższego wzoru.

##### B. metoda de Thiessena (wielokątów równego zadeszczenia) polega na:

- naniesieniu wszystkich posterunków opadowych na terenie zlewni i jej bliskiego sąsiedztwa,
- połączeniu punktów ze sobą odcinkami tworząc sieć trójkątów,
- wystawieniu symetralnych boków każdego trójkąta,
- połączeniu symetralnych tak, aby wokół każdego posterunku powstał wielokąt ograniczony symetralnymi lub granicami zlewni,
- przyjęciu, że wewnątrz wielokąta wysokość opadu jest jednakowa i równa wysokości pomierzonej na posterunku.
- splanimetrowaniu powierzchni wielokątów,
- obliczeniu  $P_s$  z powyższego wzoru.

##### C. metoda hipsometryczna – polega na:

- wykreśleniu prostokątnego układu współrzędnych,
- wykreśleniu w II ćwiartce – krzywej gradientowej opadów,
- wykreśleniu w ćwiartce IV – krzywej hipsometrycznej,
- wykreśleniu na tej podstawie w ćwiartce I – krzywej wyrażającej związek pomiędzy wysokością opadu i powierzchnią części zlewni leżącej powyżej określonej warstwy,
- pole pod tą krzywą wyraża WIELKOŚĆ OPADU  $V$  w zlewni,
- podzieleniu tej wartości przez powierzchnię zlewni  $A$  celem otrzymania średniej WYSOKOŚCI OPADU  $\Delta P$ ,

- wyznaczeniu z krzywej gradientowej opadu wartości opadu początkowego  $P_0$ ,
- obliczeniu  $P_s = P_0 + \Delta P$ .

D. metoda siatki geograficznej – polega na:

- znalezieniu na arkuszu mapy 1:100 000 wszystkich posterunków pomiarowych opadu,
- obliczeniu średniej arytmetycznej wysokości opadu z tych wszystkich posterunków i przyjęciu jej jako  $P_i$ ,
- znalezieniu powierzchni arkusza w tablicach geodezyjnych lub splanimentowaniu tej części powierzchni zlewni, która mieści się na danym arkuszu,
- obliczeniu  $P_s$  ze wzoru.

E. regionów opadowych – polega na:

- zlokalizowaniu zlewni na mapie 256 regionów opadowych opracowanej przez IMGW,
- jeżeli zlewnia mieści się w obrębie jednego regionu – na obliczeniu opadu średniego jako średniej arytmetycznej WYSOKOŚCI OPADU ze wszystkich posterunków na terenie zlewni,
- jeżeli zlewnia obejmuje więcej niż jeden region – na splanimentowaniu poszczególnych części zlewni położonych w różnych regionach,
- obliczeniu  $P_s$  ze wzoru.

11. Parowanie – podstawy fizyczne, rodzaje parowania, charakterystyki i metody ich wyznaczania.

a. fizyka procesu

PAROWANIE:

Do wywołania procesu parowania potrzebne jest:

- odpowiednia własna temperatura cieczy,
- odpowiednia temperatura ośrodka lotnego znajdującego się nad powierzchnią cieczy.

CIEPŁO PAROWANIA:

DYFUZJA:

$$N(\mathbf{v}) = 4\pi N \left( \frac{\mathbf{m}}{2\pi kT} \right)^{\frac{3}{2}} \mathbf{v}^2 e^{-\frac{m\mathbf{v}^2}{2kT}}, \text{ gdzie: } N(\mathbf{v}) - \text{liczba cząsteczek w próbce gazu mających}$$

prędkości zawarte w przedziale pomiędzy  $\mathbf{v}$  a  $\mathbf{v}+d\mathbf{v}$ ,  $T$  - temperatura bezwzględna,  $k$  – stała Boltzmanna,  $m$  – masa cząsteczki.

Trzy znaczenia terminu parowanie:

- proces fizyczny,
- zjawisko polegające na transporcie pary wodnej z powierzchni,
- masa transportowanej pary wodnej.

**czynniki rządzące PAROWANIEM:**

I. dopływ energii cieplnej z promieniowania Słońca (klim.):

Wszystkie czynniki klimatyczne (klim.) i większość środowiskowych (śr.) zależą pośrednio lub bezpośrednio od promieniowania słonecznego. Ilość wody, która może parować zależy od ilości ciepła otrzymywanego ze Słońca. Jest ono różne w różnych miejscach Ziemi. **W tych miejscach, które otrzymują większą ilość ciepła słonecznego będzie też większe parowanie.** Ponieważ na Ziemi są obszary różniące się tą cechą → gradienty temperatury i PAROWANIA:

A. gradient południkowy:

równik: ☀ → PAROWANIE,

biegun:  $\star \rightarrow$  PAROWANIE.

Można go wyrazić ogólnym równaniem:  $E_m = a + bt + ct^3$ , gdzie  $E_m$  - największe możliwe roczne PAROWANIE [mm],  $t$  - średnia roczna temperatura powietrza [°C]. Funkcjonują w praktyce wzory:

i. de Martonne'a:  $E_m = 30(10 + t) = 300 + 30t$ ,

ii. Coutagne'a:  $E_m = 200 + 40t$ ,

iii. Langbeina:  $E_m = 35(t + 7) = 245 + 35t$ ,

iv. Turc'a:  $E_m = 320 + 25t + 0,05t^2$ .

Różnice między nimi w przeliczeniu na 1°C temperatury średniej rocznej wynoszą: i. = 30 mm, ii. = 40 mm, iii. = 35 mm, iv. = 25 - 59 mm, stąd:  $\overline{\Delta E_m} = 33 + 40$  mm/1°C.

B. gradient hipsometryczny - przec. 0,65 °C/100 m wzniesienia n.p.m. Według:

i. Tuissanta (dla zach. Europy):  $t = 15 - 0,0065Z$ ,

ii. Lugeona:  $t = 13,2 - 0,0065Z$ , gdzie  $Z$  - rzędna terenu [m].

II. temperatura powietrza (klim.)+

III. niedosyt wilgotności powietrza (klim.)

A. różnice prężności pary wodnej nasyconej w temp. wody i pary wodnej są funkcją temperatury wody i powietrza,

B. istnieje współzależność temperatury, PAROWANIA i NIEDOSYTU WILGOTNOŚCI,

C. tym samym normalnym miesięcznym temperaturom odpowiada wyższe PAROWANIE w porze wiosny i lata, a niższe w porze jesieni i zimy,

D. w cieplej porze roku obszary lądowe nagrzewają się silniej niż wodne i wtedy:  $\text{lad} \xrightarrow{\text{ciepło}} \text{woda}$ , w porze chłodnej obszary lądowe oziębiają się silniej i wtedy:  $\text{lad} \xleftarrow{\text{ciepło}} \text{woda}$ ,

E. przepływ ciepła może odbywać się przez:

i. bezpośrednio przewodnictwo,

ii. konwekcję i turbulencję w powietrzu ogrzanym,

iii. parowanie i kondensację w postaci opadów.

Znaczenie tej wymiany dla bilansu cieplnego wód otwartych jest tym większe im większy jest stosunek obwodu tych obszarów do ich powierzchni:

i. małe zbiorniki wodne ( i zb. pom. EWAPORYMETRÓW) ochładzają się razem z otaczającymi lądami,

ii. duże zbiorniki wodne - wymiana ciepła z otoczeniem ma minimalne znaczenie, największą ilość energii otrzymują ze Słońca, duża jej część idzie w I pol. roku na ogrzanie wody ochłodzonej na dużych głębokościach w poprzedniej zimnej porze roku, to odbywa się kosztem parowania, bo zużywa część energii, która mogła by zwiększyć parowanie.

F. zimniejsze cząsteczki wody są cięższe więc ↓, cieplejsze cząsteczki wody są lżejsze więc ↑, stąd ciepło akumulowane w głębi zbiorników wraca na powierzchnię, stąd intensywność parowania z pow. dużych zb. wody jest znacznie większa w drugiej części lata i jesienią niż w takich samych temperaturach w pierwszej części lata i wiosną,

G. proces parowania może się odbywać wtedy, kiedy istnieje pewna choćby najmniejsza nadwyżka prężności (ciśnienia) pary wodnej nasyconej przy temp. wody nad prężnością pary wodnej zawartej w powietrzu czyli NIEDOSYT WILGOTNOŚCI:

H. ilość cieczy parującej zależy od różnicy  $e_w$  - prężności pary wodnej przy temperaturze wody i  $e_0$  - prężności pary wodnej w powietrzu nad powierzch-

nią wody. Natężenie parowania zależy wprost proporcjonalnie od nadwyżki  $e_w$  nad  $e_0$ :

- $e_w > e_0$  PAROWANIE trwa
- $e_s > e_w$  parowanie trwa dotąd dopóki  $e_0 \neq e_w$ ,
- $e_s > e_w$  i  $e_0 = e_w$  PAROWANIE ustaje,
- $e_s < e_w$  i  $e_0 = e_w$  para staje się przesycona czyli  $e_0 > e_s \rightarrow$  KONDENSACJA, zwykle w postaci mgły,

- I. jeżeli zimne powietrze zostanie ogrzane od dołu przez ciepłą wodę zostanie zachwiana równowaga termiczna powietrza  $\rightarrow$  PAROWANIE bardziej intensywne kiedy woda jest cieplejsza od powietrza  $\rightarrow$  ubytki wody na skutek PAROWANIA w chłodnej porze roku.
- IV. wiatr (klim.) – PAROWANIE z powierzchni wody może się odbywać przy każdej zwykłej temperaturze i każdym zwykłym ciśnieniu, jeśli tylko wilgotność względna powietrza w warstwie stykającej się z wodą jest mniejsza od stanu nasycenia w tej temperaturze  $\rightarrow$  konieczne jest usuwanie pary wodnej z nadparującej powierzchni. Usuwaniu temu sprzyja wiatr i DYFUZJA.
  - A. zmienia powietrze nad powierzchnią wody na powietrze o innej temperaturze i mniejszej zawartości wilgoci,
  - B. może wywoływać ruchy laminarne lub turbulencyjne powietrza,
  - C. szorstkość powierzchni Ziemi powoduje mniejszą prędkość wiatru przy samej Ziemi, a większą na pewnej wysokości nad nią  $\rightarrow$  PAROWANIE zależy od szorstkości, a ta od pokrycia terenu.
  - D. prędkość wiatru w warstwie przyziemnej powietrza wzrasta wraz z wysokością do pewnej wysokości  $\sim$  stałej (*prędkość wiatru w klatkach meteorologicznych jest mierzona na różnych wysokościach*),
  - E. wpływa na parowanie tylko w warstwach powietrza stykających się z wodą, stąd efektywna prędkość wiatru jest tuż przy powierzchni,
  - F. jest naturalna, górna granica prędkości efektywnej, powyżej której dalsze zwiększanie prędkości wiatru nie powoduje zwiększania PAROWANIA.
- V. ciśnienie atmosferyczne = prężność pary wodnej (klim.): w warunkach naturalnych zmianom ciśnienia towarzyszą zmiany innych czynników PAROWANIA, stąd **trudno ocenić wpływ li tylko zmian ciśnienia atmosferycznego na PAROWANIE**, uczeni: Stefan, Russet: *jest wpływ*, Bigelow, Meyer: *nie ma wpływu*.
- VI. inne:
  - A. wilgotność względna (klim.): przy 100% wilgotności powietrza, jeżeli:
    - $t_w < t_p$  - PAROWANIE ustaje,
    - $t_w > t_p$  - PAROWANIE nie ustaje.
  - B. mineralizacja wody: natężenie PAROWANIA zmniejsza się liniowo (o 1% na każdy 1% mineralizacji) do 30% nasycenia wody.
    - i. przy 30% i więcej nasycenia na powierzchni wody tworzy się warstwa soli, która utrudnia PAROWANIE,
    - ii. woda morska paruje o 2 – 3% wolniej niż woda słodka w tych samych miejscach,
    - iii. falowanie niszczy tę skorupę  $\rightarrow$  ułatwia PAROWANIE.
- VII. temperatura wody (śr.),
- VIII. temperatura otoczenia (śr.),
- IX. wielkość zbiornika (śr.),
- X. kształt zbiornika (śr.),
- XI. jakość wody (śr.),



- XII. opady (klim.)
  - A. roczna suma opadów,
  - B. podział opadów na pory roku,
  - C. częstotliwość i natężenie opadów.
- XIII. temperatura powierzchni warstwy parującej (śr.),
- XIV. wzniesienie nad poziom morza (śr.),
- XV. ukształtowanie terenu (śr.),
- XVI. rodzaj roślinności (śr.),
- XVII. rodzaj i stan gruntu (śr.),
- XVIII. udział kondensacji ukrytej w dostarczaniu wilgoci,
- XIX. udział wód podziemnych w ogólnym dopływie i odpływie wody (śr.),
- XX. odpływ wody z topniejących lodowców (śr.).

b. PAROWANIE TERENOWE:

I. **składniki parowania terenowego:**

- A. PAROWANIE z powierzchni wód otwartych,
- B. PAROWANIE wody opadowej z INT (intercepcja),
- C. PAROWANIE wilgoci glebowej (EWAPORACJA),
- D. sublimacja lodu i śniegu,
- E. transpiracja,
- F. ewapotranspiracja = B.+C.+E.,
- G. PAROWANIE wód z RPP, RPN, RKR (retencja powierzchniowa),
- H. ubytki wody w procesach chemicznych:  $H_2O \rightarrow 2H + O$ ,
- I. konsumpcyjne zużycie wody:
  - i. woda zużyta na wytworzenie masy organicznej,
  - ii. woda potrzebna do utrzymania życia roślin, zwierząt i ludzi,
  - iii. ubytki wody w procesach technologicznych

PAROWANIE TERENOWE POTENCJALNE:

PAROWANIE TERENOWE AKTUALNE:

II. DEFICYT ODPLYWU:

$Z + P = H + S + R$ ,  $R - Z = \Delta R$ ,  $S + \Delta R = D$ ,  $P - H = D$ , gdzie **D** – deficyt odpływu, **H** – wskaźnik ODPLYWU NETTO w okresie bilansowania, **P** – wskaźnik opadów, **R** – wskaźnik ilości wody zretencjonowanej na końcu okresu bilansowania, **S** – wielkość strat, **Z** – wskaźnik wody zretencjonowanej na początku okresu bilansowania.

ODPLYW NETTO:

Jeżeli okres bilansowania wydłuży się (np.  $n > 10$  lat) to wszystkie składniki bilansu powiększą się, a  $\Delta R$  będzie oscylował wokół wartości średniej. Przy  $n$

okresach rocznych można zapisać:  $\sum_1^n P_r = \sum_1^n H_r + \sum_1^n S_r + \Delta R$ , gdzie  $P_r$ ,  $S_r$ ,  $H_r$  oznaczają wartości roczne odpowiednich składników bilansu; równanie to po

podzieleniu przez  $n$  będzie miało postać:  $\frac{\sum_1^n P_r}{n} = P_0$ ,  $\frac{\sum_1^n H_r}{n} = H_0$ ,  $\frac{\sum_1^n S_r}{n} = S_0$ ,

gdzie  $P_0$ ,  $S_0$ ,  $H_0$  oznaczają wartości normalne odpowiednich składników bilansu  $P_0 - H_0 = S_0 + \Delta R/n = D_0$ , co przy  $n > 10$  daje  $P_0 - H_0 = D_0 \approx S_0$  czyli normalna wielkość strat jest zbliżona do DEFICYTU ODPLYWU.

A. składniki DEFICYTU ODPLYWU:

- i. ubytki spowodowane PAROWANIEM wody w procesach fizycznych,
- ii. ubytki spowodowane PAROWANIEM wody w procesach fizjologicznych,

iii. ubytki wody spowodowane ulotnieniem się wody wskutek jej rozłożenia na tlen i wodór i wejściem ich w skład innych niż woda związków gazowych,

iv. ubytki spowodowane przez inne przemiany chemiczne,

v. różnice podziemnych odpływów i dopływów.

Dominują dwa pierwsze i dla nich ukuto termin PAROWANIE TERENOWE ( $V$ )

$S = V + \Delta$ , gdzie  $\Delta$  - błąd utożsamienia strat z PAROWANIEM TERENOWYM, zwykle nieznaczny dla  $S \neq V$ , stąd do całości strat stosuje się pojęcia:

B. EWAPOTRANSPIRACJA:

EWAPOTRANSPIRACJA MOŻLIWA  $ET_m$ :

EWAPOTRANSPIRACJA POTENCJALNA  $ET_p$ :

EWAPOTRANSPIRACJA RZECZYWISTA  $ET_r$ :

EWAPOTRANSPIRACJA AKTUALNA  $ET_a$ :

$ET_p - ET_r =$  DEFICYT PAROWANIA:

Wyliczając PAROWANIE TERENOWE z różnicy  $P$  i  $H$  wlicza się do niego także:

- zmiany zasobów wód akumulowanych,
- zasilanie podziemne,
- odpływ podziemny.

Stąd rozróżnienie DEFICYTU ODPLYWU i PAROWANIA TERENOWEGO. Jednak dla dłuższych okresów czasu, dużych obszarów te dwa pojęcia można obliczać tak samo.

C. TRANSPIRACJA: por. 12.,

D. EWAPORACJA: warunkiem jej zaistnienia jest istnienie w gruncie nadmiaru wilgoci ponad tzw. WILGOĆ HIGROSKOPIJNĄ, która paruje dopiero w temperaturze wyższej od  $100^\circ\text{C}$ . Natężenie PAROWANIA zmniejsza się wraz z obniżaniem poziomu zwierciadła wody gruntowej i maleje do 0, kiedy zasięg podsiąkania kapilarnego nie wystarcza na podniesienie wody gruntowej na wysokość zasięgu PAROWANIA:

- w piaskach:  $30 \div 60$  cm,
- w glinie piaszczystej ok. 120 cm,
- w glinie pow. 300 cm.

E. PAROWANIE z powierzchni wód otwartych i retencji powierzchniowej – omówione w 11.a.,

F. konsumpcyjne zużycie wody obejmuje wody zużywane do:

- picia i przygotowywania jedzenia,
- utrzymania czystości,
- produkcji rolniczej,
- produkcji przemysłowej

Woda ta może być zużyta w całości (bezzwrotnie), częściowo zwracana lub stanowić tzw. zrzuty gospodarcze czyli wprowadzona z powrotem do obiegu wraz z zanieczyszczeniami, w różnych jego miejscach. Z punktu widzenia gospodarczego wyróżnia się tu:

- połowe zużycie wody  $\approx$  PAROWANIU TERENOWEMU,
- zużycie wody w gospodarstwach domowych,
- zużycie wody w przemyśle.

c. metody określania PAROWANIA TERENOWEGO.

I. PAROWANIE z powierzchni wód otwartych:

A. pomiary prowadzone za pomocą EWAPORYMETRÓW określających PAROWANIE bezpośrednio z badanej powierzchni parującej – metody dokładne, trudne, rzadziej stosowane;

- B. pomiary prowadzone za pomocą EWAPORYMETRÓW ustawionych w pobliżu badanej powierzchni parującej, których wskazania przenosi się na tę powierzchnię za pomocą odpowiednich współczynników redukcyjnych – metody nieco mniej dokładne, łatwiejsze, często stosowane;
- C. prowadzenie obserwacji i pomiarów tych czynników, od których zależy PAROWANIE, a następnie obliczenie natężenia i ilości PAROWANIA za pomocą wzorów empirycznych – metody o różnym stopniu dokładności, niekiedy bardziej pracochłonne, najczęściej stosowane. Wzory wiążą wielkość PAROWANIA z wielkością czynników atmosferycznych: temperaturą, wilgotnością powietrza, prężnością pary wodnej, prędkością wiatru:
- i. wzór Daltona:  $E = c(e_w - e_0)(1 + aw)$  lub  $(c + bw)$  gdzie  $E$  - PAROWANIE [cal/d],  $e_w$  - średnia prężność pary wodnej w temperaturze powierzchni wody [cal Hg],  $e_0$  - średnia prężność pary wodnej w powietrzu [cal Hg],  $a$  - współczynnik proporcjonalności dla wiatru,  $b, c$  - współczynniki liczbowe,  $w$  - średnia prędkość wiatru na powierzchni wody lub gruntu. Wyrażenia w nawiasach i pisane kursywą dodane są przez innych autorów. Wielkości stałych  $a, b, c$  określił później Fitzgerald.
  - ii. wzór Fitzgeralda:  $E = (e_w - e_0)(0,40 + 0,124w)$ , oznaczenia jw. lecz w jednostkach metrycznych, odpowiednio: [mm/d], [mm Hg], [km/h].
  - iii. wzór Russela:  $E = \frac{e_w - e_0}{p_0}(1,96e_w + 1115)$ , gdzie  $e_w$  - prężność pary wodnej w średniej dobowej temperaturze powietrza [mm Hg],  $p_0$  - średnie dobowe ciśnienie atm. w temp. 0°C [mm Hg], pozostałe jw. Za pomocą tego wzoru opracowano mapę IZOTYM USA. Nie daje dobrych wyników w przypadku PAROWANIA z dużych powierzchni wodnych.
  - iv. wzór Hortona:  $E = 0,40[\Psi e_w - e_0]$  przy czym  $\Psi = 2,0 - e^{-0,2w}$ , a dla dużych powierzchni wodnych  $E = 0,40[\Psi e_w - e_0]F$  przy czym  $F = (1 - P) + P(\Psi - 1)/(\Psi - h)$ , gdzie  $e$  - podstawa logarytmów naturalnych,  $F$  - współczynnik powierzchni,  $h$  - wilgotność względna [uł. dzies.],  $P$  - ułamek dziesiąty czasu, w którym ruch powietrza był turbulencyjny,  $\Psi$  - wartość funkcji do odczytania z wykresu lub tabel. Dla przeciętnych warunków atmosferycznych  $F = 0,9$ , stąd wzór przybiera postać:  $E = 0,36[\Psi e_w - e_0]$ .
  - v. wzór Rohwera:  $E = 0,771(1,465 - 0,000732p_0)(0,44 + 0,0735w)(e_w - e_0)$ . Oznaczenia jw. Dokładność w skali miesięcznej ~ 15%.
  - vi. wzór Meyera:  $E = C(e_w - e_0)(1 + 0,062w)$ , gdzie  $C$  - współczynnik powierzchni terenu, dla małych, płytkich zbiorników i PAROWANIA wilgoci z trawy = 15, dla dużych zbiorników = 11, reszta oznaczeń jw.
  - vii. wzory Dawidowa: dla małych zbiorników  $E_m = d^{0,8}(1 + 0,125w)$ , dla dużych zbiorników  $E_d = 0,48d_w(1 + 0,125w)$ , gdzie  $d$  - średni miesięczny deficyt wilgotności [mm Hg],  $d_w$  - różnica największych prężności pary wodnej w temperaturze wody i rzeczywistej w powietrzu na wysokości 2 m,  $E_d$  - PAROWANIE dobowe [mm],  $E_m$  - PAROWANIE miesięczne [mm],  $w$  - średnia miesięczna prędkość wiatru [m/sek]. Badania Demiańczuka nad zastosowaniem tych wzorów do warunków polskich doprowadziły do stwierdzenia, że stosunek wielkości PAROWANIA zmierzonego EWAPORYMETRAMI lądowymi do wielkości obliczonych wzorami jest w granicach  $1,55 \div 2,32$ , a zmie-

zonego EWAPORYMETRAMI pływającymi do wielkości obliczonych wzorami jest rzędu  $1,07 \div 2,01$ .

- viii. wzór Zajkova:  $E_0 = 0,2n(e_w - e_{200})(1 + 0,85w_{100})$ , gdzie  $E_0$  – miesięczna grubość warstwy wodonośnej parującej z powierzchni wody [mm],  $e_{200}$  – aktualna prężność pary wodnej zawartej w powietrzu na wysokości 2 m (klatka meteorologiczna),  $n$  – liczba dni w miesiącu,  $w_{100}$  – średnia miesięczna prędkość wiatru na wysokości 1 m nad ziemią [m/sek], pozostałe jw. Zajkow zamiast  $(e_w - e_{200})$  przyjął  $Cd_{200}^{0,78}$ , gdzie  $d_{200}$  – średni miesięczny deficyt wilgotności powietrza na wysokości 2 m nad ziemią [mm Hg],  $C \in (1,3 + 2,3)$  – parametr empiryczny zależny od stosunków temperatury wody i powietrza, stąd  $E_0 = 0,2nCd_{200}^{0,78}(1 + 0,85w_{100})$ . W okolicach zalesionych dochodzi jeszcze współczynnik  $m = (1 + 0,85w_{100}k_{100})/1 + 0,85w_{100}$ , gdzie  $k_{100}$  – stosunek prędkości wiatru w okolicy zalesionej do prędkości wiatru na przestrzeni otwartej, na wysokości 1 m, stąd  $E_0 = 0,2nCd_{200}^{0,78}(1 + 0,85w_{100})m$ .
- ix. wzór Kryckiego, Mienkiela i Rossińskiego:  
 $E_m = 9(e_w - e_{200})\sqrt{1 + 0,15w_{900}}$ , gdzie  $w_{900}$  – średnia miesięczna prędkość wiatru na wysokości 9 m nad ziemią [m/sek], reszta jw.
- x. wzór Majera – Tichomirowa:  $E_m = Rd(15+3w)$ , gdzie  $R$  – współczynnik redukcji (z tabel),  $w$  – średnia miesięczna prędkość wiatru na wysokości 10 m, reszta jw.
- xi. wzór Mokliaka:  $E_m = 30d^{0,70}$ , daje wartości orientacyjne dla Ukrainy.
- xii. wzór Schmucka:  $E_m = 30d$ , gdzie  $d$  – suma średnich NIEDOSYTÓW WILGOTNOŚCI z okresu obliczania  $E$ . Na podstawie tego wzoru Schmuck wyznaczył IZOTYMY dla całej Polski.
- xiii. wzór Stenza:  $E_m = 0,965n \frac{760}{p - e_s} (1 + 0,2w)(e_s - e_0)^{0,7}$ , gdzie  $w$  – prędkość wiatru [m/sek],  $(e_s - e_0)$  – NIEDOSYT WILGOTNOŚCI,  $p$  – ciśnienie atmosferyczne, pozostałe jw. Został opracowany dla warunków Afganistanu, przez polskiego autora.
- xiv. wzór Iwanowa:  $E_m = 0,0018(25 + t)^2(100 - f)$ , gdzie  $f$  – średnia miesięczna wilgotność powietrza [%],  $t$  – średnia miesięczna temperatura powietrza [°C], reszta jw.
- xv. wzór Bindemanna
01. dla EWAPORYMETRU pływającego:  $E_d = 1,6 \cdot 1,0278^t [d/(1 + 0,342d)]$ ,
  02. dla EWAPORYMETRU lądowego:  $E_d = 1,4 \cdot 1,0278^t [d/(1 + 0,172d)]$ , gdzie  $d$  – średni dobowy niedosyt wilgotności, reszta jw.
- xvi. wzór Tomczaka:  $E_x = 0,30xy(e_s - e_0)(1 + 7,23w^{0,73}x^{-0,13}) \cdot 10^{-4}$ , gdzie  $E_x$  – PAROWANIE [g/min],  $e_s$  – prężność nasyconej pary wodnej [mm Hg],  $x$  – długość akwenu w kierunku wiania wiatru [m],  $y$  – szerokość akwenu w kierunku prostopadłym do kierunku wiania wiatru [m], reszta jw.
- xvii. wzór Cochrane'a:  $E_e = 4,27 \frac{(T + 17,8)^{1,2}}{Hr^{1,13}} \sqrt[3]{U + 4,83}$ , gdzie  $E_e$  – ilość wody parującej z pow. wód otwartych [mm/rok],  $Hr$  – średnia roczna wilgotność względna powietrza [uł. dzies.],  $T$  – średnia roczna tem-

peratura powietrza [ $^{\circ}\text{C}$ ],  $U$  – średnia roczna prędkość wiatru mierzona na 10 m nad zwierciadłem [km/h].

xviii. wzory na NIEDOSYT WILGOTNOŚCI  $d$ : Dla obliczenia NIEDOSYTU WILGOTNOŚCI potrzebna jest znajomość prężności pary wodnej  $e_0$  oraz temperatury powietrza  $t$  według której wyznaczono prężność pary wodnej nasyconej  $e_s$ . Jeżeli dysponujemy codziennymi pomiarami można znaleźć dla każdego dnia NIEDOSYT WILGOTNOŚCI z wzoru Daltona (01.), a następnie obliczać średnie dla rozpatrywanego okresu np. miesiąca. Jeżeli jednak nie dysponujemy pomiarami codziennymi obliczenia można przeprowadzić na podstawie średnich miesięcznych temperatur powietrza i rzeczywistej prężności pary wodnej. Tak obliczone wielkości NIEDOSYTÓW są zwykle zaniżone w stosunku do rzeczywistości, bo zależność prężności pary wodnej i temperatury nie jest liniowa lecz wykładnicza. Dlatego w takim przypadku stosuje się poprawkę Oldekopa.

01. z wzoru Daltona:  $d = e_s - e_0$ ,

02. wzór Magnusa:  $e_s = E = 4,53 \cdot 10^{\frac{7,447(T-273)}{T-38,33}}$ , gdzie  $T$  – temperatura bezwzględna.

03. wzór psychrometryczny:  $e_0 = e_w' - A p_0(t - t')$ , gdzie  $e_w'$  – ciśnienie pary wodnej nasyconej w temperaturze  $t'$  nad wodą lub lodem,  $A = C_p p / \varepsilon C_u$  – stała psychrometryczna: 0,000647 dla temperatur  $t'$  wyższych od zera; 0,000571 dla temperatur  $t'$  niższych od zera,  $C_p = 0,2403$  [kal./g $^{\circ}\text{C}$ ] – ciepło właściwe powietrza suchego pod stałym ciśnieniem,  $p$  – ciśnienie powietrza [mb],  $\varepsilon = 0,622$  – stosunek gęstości pary wodnej do gęstości powietrza suchego w tej samej temperaturze i pod tym samym ciśnieniem,  $C_u$  – ciepło utajone PAROWANIA wody w temperaturze  $t'$  albo ciepło utajone sublimacji, w zależności od tego czy w zbiorniczku termometru wilgotnego w psychrometrze Augusta znajduje się woda czy lód,  $p_0$  – aktualne ciśnienie powietrza [mb],  $t$  – temperatura termometru suchego w psychrometrze Augusta,  $t'$  – temperatura termometru wilgotnego w psychrometrze Augusta,  $(t - t')$  – różnica psychrometryczna. NIEDOSYT WILGOTNOŚCI występuje zwykle jako wielkość średnia z jednej doby, jednego miesiąca lub jednego roku. Oblicza się go na podstawie kilkuletnich obserwacji w poszczególnych godzinach, dobach, miesiącach i latach lub na podstawie wartości średnich. Dokładne wielkości średnich NIEDOSYTÓW WILGOTNOŚCI można policzyć na podstawie obserwacji terminowych (z 3. terminów codziennych). Jest to jednak pracochłonne. Dlatego często wartości te zastępuje się wartościami przybliżonymi wykorzystując średnie temperatury i wilgotności z rozważanego okresu.

04. diagram psychrometryczny Świokły jest oparty na podstawie odczytów termometru suchego i wilgotnego w psychrometrze Augusta (w klatce meteorologicznej) lub w psychrometrze aspiracyjnym. Prężność pary wodnej wyznaczana jest wzorem Magnusa i wzorem psychrometrycznym. Sam diagram i sposób posługiwania się nim można znaleźć w dostępnej literaturze (Dębski 1959).

05. obliczenie średniej wielkości NIEDOSYTU WILGOTNOŚCI na podstawie odczytu z psychrometru Augusta w klatce meteorologicznej:  $d_{rm} \approx \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n d_i^x$ , gdzie  $d_{rm}$  – rzeczywisty średni miesięczny niedosyt wilgotności,  $d_i^x = (d_7 + d_{13} + d_{21})/3$  – średni dobowy niedosyt wilgotności z obserwacji terminowych (3 terminy),  $d_7$ ,  $d_{13}$ ,  $d_{21}$  – niedosyt wilgotności na podstawie odczytów termometru suchego i zwilżonego w godzinach 7<sup>00</sup>, 13<sup>00</sup> i 21<sup>00</sup>.
06. poprawka Oldekopa  $\Delta d: \Delta d = 0,09A^2 \frac{d^2 e_s}{dt^2}$ , gdzie  $A$  – różnica między  $t_{max}$  - najwyższą temperaturą obserwowaną w danym miesiącu i  $t$  - średnią temperaturą tego miesiąca,  $\frac{d^2 e_s}{dt^2}$  - druga pochodna funkcji prężności pary wodnej nasyconej względem temperatury powietrza, może być wyznaczona ze wzoru Magnusa:  $\frac{d^2 e_s}{dt^2} = e_s \left[ \frac{4025}{(t + 235)^2} \right]^2 \left( 1 - \frac{t + 235}{2012} \right)$ , wartości tej drugiej pochodnej, w zakresie temperatur od -16°C do 35°C podaje Dębski (1959);  $d_{rm} = d_{sm} + 0,09A^2 \frac{d^2 e}{dt^2}$ , gdzie  $d_{sm} = e_{sm} - e_{0m}$  – niedosyt wilgotności obliczony ze średnich miesięcznych wartości temperatury i rzeczywistej prężności pary wodnej; podstawiając za  $c = 0,09 \frac{d^2 e_s}{dt^2}$  i  $A = t_{max} - t$  otrzymujemy  $d_{rm} = d_{sm} + c(t_{max} - t)^2$ . Przykład: dane ze stacji meteo (klatka): średnia miesięczna temperatura (dla lipca)  $t = 22^\circ C$ , najwyższa temperatura (dla lipca)  $t_{max} = 33^\circ C$ , wilgotność względna powietrza – 60% (0,60); z tablicy lub nomogramu: dla  $t = 22^\circ C \rightarrow e_s = 19,832 \text{ mm Hg}$  i  $c = 0,0058$ . Obliczenia:  $e_{0m} = 0,6 \cdot 19,832 = 11,899 \text{ mm Hg}$ ;  $d_{sm} = e_{sm} - e_{0m} = 19,832 - 11,899 = 7,933 \text{ mm Hg}$ ;  $(t_{max} - t)^2 = (33 - 22)^2 = 11^2 = 121$ ;  $\Delta d = cA^2 = 0,0058 \cdot 121 = 0,7018$ ;  $d_{rm} = d_{sm} + \Delta d = 7,933 + 0,7018 = 8,635 \text{ mm Hg}$ .
07. obliczenia Hohendorfa:
- 161 stacji klimatologicznych w Polsce i w bliskiej zagranicy,
  - dane z lat 1913 – 1938,
  - obliczenia przybliżowe ze średnich temperatur miesięcznych i wilgotności powietrza z poprawką Oldekopa,
  - opracowanie mapy IZOANHYGRAZII dla lat 1921 – 1938,
  - obliczenia z ww. 18-lecia sprowadzone do 50- lecia 1881 – 1930 za pomocą równania redukcyjnego:  $d_{50} = d_x + \alpha(t_{50} - t_x)$ , gdzie  $d_{50}$  – średnia roczna suma dobowych NIEDOSYTÓW WILGOTNOŚCI powietrza z pięćdziesięciolecia 1881 – 1930,  $d_x$  – średnia roczna suma dobowych NIEDOSYTÓW WILGOTNOŚCI z lat obserwacji 1921 – 1938,  $t_{50}$  – średnia roczna temperatura powietrza z pięćdziesięciolecia 1881 – 1938,  $t_x$  - średnia roczna temperatura powietrza z lat obserwacji 1921 – 1938,  $\alpha = \Delta d / \Delta t$

= 260 [mmHg/1°C] – termiczny współczynnik redukcyjny, empiryczny, obliczony jako iloraz obserwowanych przyrostów NIEDOSYTU WILGOTNOŚCI i przyrostów średniej temperatury powietrza,

- wykorzystując ten współczynnik i izotermy lat 1881 – 1930 obliczył średnie roczne sumy NIEDOSYTÓW WILGOTNOŚCI dla 157 miejscowości,
- na tej podstawie opracował mapę IZOANHYGRAZII dla całego obszaru Polski.

D. pomiary poszczególnych składników bilansu zbiorników wodnych i rozwiązywanie równań bilansowych z niewiadomą – PAROWANIE. Wzory oparte są na rozważaniach teoretycznych, w których PAROWANIE traktuje się jak proces fizyczny (por. 11.a.), zaś natężenie PAROWANIA określa się wykorzystując pomierzone parametry fizyczne wody i atmosfery. Wynikają one z założenia turbulencji powietrza atmosferycznego i istnienia na styku: **powietrze/woda** cienkiej warstwy, w której powietrze porusza się ruchem laminarnym. Tam następuje DYFUZJA wody, powyżej – turbulencyjne mieszanie.

i. wzór Thornthwaite’a i Holzmana:

01. postać szczegółowa: 
$$E = \frac{833k^2(e_1 - e_2)(w_2 - w_1)}{(T + 459,4) \left[ \ln \left( \frac{Z_2}{Z_1} \right)^2 \right]}$$
, gdzie  $e_1$  – pręż-

ność pary na pierwszym poziomie, np. 0,5 m,  $e_2$  - prężność pary na drugim poziomie, np. 2,0 m,  $E$  – PAROWANIE [calach/godzinę],  $k = 0,4$  stała Kármána,  $w_1$  – prędkość wiatru na poziomie odpowiadającym  $e_1$ ,  $w_2$  - prędkość wiatru na poziomie odpowiadającym  $e_2$ ,  $Z_1$  – wysokość dolnego poziomu,  $Z_2$  – wysokość górnego poziomu, wszystkie zmienne w miarach angielskich.

02. postać uproszczona:

$$E = \frac{17,1(e_1 - e_2)(w_2 - w_1)}{1,609 \left[ \frac{9}{5}t + 32 + 459,4 \right]} = \frac{5,9(e_1 - e_2)(w_2 - w_1)}{t + 273}, \quad \text{gdzie}$$

zmienne oznaczają jw. lecz w miarach metrycznych: [mm Hg], [mm/h], [°C], [km/h].

ii. wzory Demiańczuka opracowane dla warunków polskich:

01. założenia:

- turbulencyjne przenoszenie materii lotnej w powietrzu,
- poszczególne cząsteczki są w ruchu,
- oprócz cząsteczek lotnych powietrza są tam obecne cząsteczki obcego pochodzenia,
- są one przenoszone turbulencyjnie tym intensywniej im bardziej nieregularnie są rozmieszczone,
- substancja obca jest bierna,

02. Ilość substancji przenoszonej czyli pary wodnej:  $E(q) = -A \frac{\partial q}{\partial z}$ ,

gdzie  $E$  – ilość wody parującej,  $q$  – wilgotność właściwa,  $z$  – droga PAROWANIA, na poziomej powierzchni parującej  $z = 0$ ,

ponad nią na wysokości  $z$  jest wilgotność  $q$ . Ostatecznie:

$$E_m = A_m \frac{6,22}{p_m z} \tau_d n (e_{wm} - e_{0m}), \quad \text{gdzie } E_m - \text{PAROWANIE mie-}$$

siężne  $[g/cm^2]$ ,  $A_m$  – miesięczny współczynnik wymiany  $[g/cm\cdot sek]$ ,  $p_m$  – średnie miesięczne ciśnienie atmosferyczne,  $z$  – wysokość pomiaru (w przypadku PSYCHROMETRU Augusta w klatce meteo  $z = 2$  m),  $\tau_d = 86400$  liczba sekund w dobie,  $n$  – liczba dni w miesiącu,  $e_{wm}$  – maksymalna prężność pary wodnej przy średniej miesięcznej temperaturze wody na powierzchni zbiornika,  $e_{0m}$  – średnia miesięczna wartość rzeczywistej prężności pary wodnej w powietrzu na wysokości 2,0 m nad ziemią.

03. Problemem jest precyzyjne wyznaczenie  $A_m$ . Opierając się na wynikach pięcioletnich badań Bindemanna obliczył minimalne, maksymalne i średnie wartości  $A_m$  dla kwietnia, maja itd. aż do października dla okresu tych 5-ciu lat, natomiast dla miesięcy zimowych przyjął wartości z października. Na tej podstawie obliczył  $\overline{A_{m0}} = 0,201$ , opracował tabele wartości szczegółowych oraz postać wzoru:  $E_m = C_1(e_{wm} - e_{0m})$ , gdzie  $C_1 = A_{m0}3,56n$ , przy czym  $A_{m0} = (E_m p_m z) / [6,22(e_{wm} - e_{0m}) \tau_d n]$ .

04. Drugim problemem jest  $e_{wm}$ , którą można określić tylko wtedy, gdy znana jest temperatura wody parującej (często nie jest znana). Celem eliminacji przekształcił wzór na postać:  $E_m = A_{m1} [6,22 / (p_m z)] \alpha_m \tau_d n d_{rm}$ , gdzie  $A_{m1} = (E_m p_m z) / 6,22 \alpha_m \tau_d n d_{rm}$  co określił empirycznie na podstawie wyników Bindemanna,

$$d_{rm} = \frac{1}{n} \sum_1^n (e_s - e_0)_i - \text{średni rzeczywisty NIEDOSYT WILGOTNO-}$$

ŚCI, gdzie  $e_s$  – prężność pary wodnej nasyconej w temperaturze powietrza,  $e_0$  – aktualna prężność pary wodnej zawartej w powietrzu, reszta oznaczeń jw., stąd:  $E_m = C_2 \alpha_m d_{rm}$ , gdzie  $C_2 = A_{m1} 3,56n$ .

05. Trzecim problemem był czas wpływu Słońca na PAROWANIE. Na podstawie wykresu dziennego NIEDOSYTU WILGOTNOŚCI bez poprawki Oldekopa określił czas rozpoczęcia i zakończenia wpływu promieniowania na NIEDOSYT WILGOTNOŚCI. Wykorzystując wyniki uzyskane przez Bindemanna wyliczył kolejny współczynnik zamiany  $A_{m2}$ :  $A_{m2} = (E_m p_m z) / 6,22 \alpha_m \tau n d_{rm}$  gdzie  $\tau$  – czas trwania wpływu Słońca na PAROWANIE, który określił dla każdego miesiąca. Na tej podstawie podał wartości miesięczne  $A_{m2}$ , następnie stwierdził, że  $A_{m2}$  jest prawie równy współczynnikowi dyfuzji molekularnej  $\overline{D}$ :  $A_{m2} \approx \overline{D} \rho$ , gdzie  $\rho$  – gęstość wody i otrzymał trzecie równanie:  $E_m \approx \alpha_m B d_{rm}$ , gdzie  $B = \eta n \tau$ , który stabelaryzował dla wszystkich miesięcy w przedziale  $p_m$  od 720 do 770 [mm Hg].

- E. pomiary poszczególnych składników bilansu cieplnego zbiorników wodnych i obliczenie PAROWANIA na podstawie zużycia energii cieplnej. Wzory zbudowane są na zasadzie prawa zachowania energii, w których PAROWANIE jest składnikiem bilansu cieplnego. Ilość wody, która może wyparować w ciągu roku, zależy od ilości ciepła, które w danym miejscu może być użyte do zamiany wody w parę wodną. Ciepło to zależy od:



- położenia geograficznego,
- ilości godzin nasłonecznienia,
- zachmurzenia,
- ALBEDA.

W różnych miejscach Ziemia przyjmuje od 100 do 700 kalorii na dobę na 1 cm<sup>2</sup> powierzchni prostopadłej do kierunku promieni.

- bilans energii cieplnej:  $\mathbf{J} = \mathbf{E} \cdot \mathbf{L} \cdot (\mathbf{1} + \mathbf{R}) + \mathbf{B} + \mathbf{S} + \mathbf{C}$ , gdzie  $\mathbf{B}$  – promieniowanie odbite (0 ÷ 10 kal/cm<sup>2</sup>/h),  $\mathbf{C}$  – poprawka na ciepło odprowadzane na zewnątrz przez ściany lub brzegi albo też zyskiwane z zewnątrz lub utracone na zewnątrz wskutek przepływu wody obcej (do pominięcia w przypadku jezior, w zbiorniczkach ewaporymetrów do 10 kal/cm<sup>2</sup>/h),  $\mathbf{E}$  – PAROWANIE [cm],  $\mathbf{J}$  – promieniowanie słoneczne na 1 cm<sup>2</sup> powierzchni poziomej,  $\mathbf{L} \approx 585$  kalorii/cm<sup>2</sup>,  $\mathbf{R} = [0,46(t_1 - t_2)p] / [(e_1 - e_2)760]$  przyjmuje wartości od -1 do +1, dobowo  $0,2 < \mathbf{R} < 0,3$ ,  $e_1$  – prężność pary wodnej nasyconej w temperaturze  $t_1$  [mm Hg],  $e_2$  – prężność pary wodnej obecnej w powietrzu [mm Hg],  $p$  – ciśnienie atmosferyczne [mm Hg],  $t_1$  – temperatura powierzchni wody [°C],  $t_2$  – temperatura powietrza [°C],  $\mathbf{S}$  – akumulacja ciepła w wodzie na jednostkę powierzchni (w długich okresach wartość  $\mathbf{S}$  jest mała, w krótkich od -10 do +10 kal/cm<sup>2</sup>/h). Stąd  $\mathbf{E} = (\mathbf{J} - \mathbf{B} - \mathbf{S} - \mathbf{C}) / \mathbf{L}(\mathbf{1} + \mathbf{R})$ .
- metoda bilansu ciepłno – radiacyjnego:  $\mathbf{R} = \mathbf{E} \cdot \mathbf{L} + \mathbf{A} + \mathbf{G}$  równanie bilansu cieplnego ogólnego powierzchni czynnej,  $\mathbf{R} = (\mathbf{S} + \mathbf{D} - \mathbf{K}\uparrow) + (\mathbf{L}_z\downarrow - \mathbf{L}_w\uparrow)$  - RADIACJA NETTO,  $\mathbf{G} = \lambda \Delta \mathbf{T} / \Delta \mathbf{Z} = \lambda (\mathbf{T}_2 - \mathbf{T}_1) / (\mathbf{Z}_2 - \mathbf{Z}_1)$ ,  $\mathbf{A} = \mathbf{E} \cdot \mathbf{L} \cdot \mathbf{B}$ ,  $\mathbf{B} = \mathbf{C}_B \cdot (\Delta \mathbf{T} / \Delta e)(p / 1000)$  – moduł Bowena, stąd  $\mathbf{R} = \mathbf{E} \cdot \mathbf{L}(\mathbf{1} + \mathbf{B}) + \mathbf{G}$  co daje  $\mathbf{E}_t = [t(\mathbf{R} - \mathbf{G})] / [2,512 \cdot 10^6(\mathbf{1} + \mathbf{B})]$ . W bilansie tym:  $\mathbf{A}$  – jawna wymiana ciepła z atmosferą [W/m<sup>2</sup>],  $\mathbf{B}$  – moduł Bowena,  $\mathbf{C}_B$  – stała Bowena z przedziału od 0,58 do 0,66,  $\mathbf{D}$  – promieniowanie słoneczne rozproszone (promieniowanie nieba),  $\mathbf{E}$  – natężenie PAROWANIA [mm/sek],  $\mathbf{E}_t$  - PAROWANIE w czasie  $t$ ,  $\mathbf{G}$  – wymiana ciepła z otoczeniem [W/m<sup>2</sup>],  $\mathbf{K}\uparrow$  - promieniowanie odbite od powierzchni czynnej [W/m<sup>2</sup>],  $\mathbf{L} = 2,512 \cdot 10^6$  [J/m<sup>2</sup>·mm],  $\mathbf{L}_w\uparrow$  - promieniowanie cieplne Ziemi własne i odbite długofoalowe [W/m<sup>2</sup>],  $\mathbf{L}_z\downarrow$  - promieniowanie zwrotne atmosfery [W/m<sup>2</sup>],  $p$  – ciśnienie atmosferyczne [hPa],  $\mathbf{R}$  – RADIACJA NETTO,  $\mathbf{S}$  – promieniowanie słoneczne bezpośrednie [W/m<sup>2</sup>],  $\mathbf{T}_1$  – temperatura gruntu na głębokości  $\mathbf{Z}_1$  [°C],  $\mathbf{T}_2$  – temperatura gruntu na głębokości  $\mathbf{Z}_2$  [°C],  $\lambda$  – współczynnik przewodnictwa cieplnego [W/m<sup>2</sup>·K]. Wzór ten nadaje się do obliczania PAROWANIA w krótkich okresach czasu  $t \leq 1$  h.
- metoda dyfuzji turbulencyjnej – wiąże intensywność wymiany turbulencyjnej z prędkością wiatru, temperaturą oraz wilgotnością powietrza. Siłą napędową procesu jest pionowy gradient ciśnienia cząstkowego pary wodnej w powietrzu  $\mathbf{E} = -\mathbf{k}_w \rho (\partial \mathbf{g} / \partial \mathbf{z})$  [mm/sek], gdzie  $\mathbf{k}_w$  – wskaźnik dyfuzji turbulencyjnej pary wodnej zależny od prędkości wiatru, szorstkości powierzchni i liczby Richardsona [cm<sup>2</sup>·sek],  $\rho = 1,2047$  [kg/m<sup>3</sup>] – masa właściwa powietrza,  $\mathbf{g}$  – wilgotność właściwa powietrza [g/kg],  $\mathbf{z}$  – wzniesienie ponad powierzchnią czynną parującą [m]. Dla temperatur od -25°C do +20°C  $\mathbf{g}$  można utożsamiać z prężnością pary wodnej  $e$  [mm Hg]. Metodę tę przystosowaną do po-

trzeb obliczania PAROWANIA TERENOWEGO na terenie Polski opracowali Konstantinow i Dębski.

iv. metoda kombinowana Penmana stanowi połączenie metod ii. i iii:

$$\mathbf{R} = \mathbf{E} \cdot \mathbf{L} + \mathbf{A}, \quad \mathbf{A} = \frac{\rho_a c_p (T_s - T_a)}{r_a}, \quad \mathbf{E} \cdot \mathbf{L} = \frac{\rho_a c_a (e_s - e_a)}{\gamma r_a},$$

$$\mathbf{E}_{\text{Pen}} = \frac{\left\{ \Delta \frac{\mathbf{R}}{\mathbf{L}} + \left[ \frac{(\rho_a c_p)}{(\mathbf{L} r_a)} \right] (e_d - e_a) \right\}}{\Delta + \gamma}.$$

W równaniu tym występuje człon

radiacyjny:  $\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot \frac{\mathbf{R}}{\mathbf{L}} = \mathbf{a} \frac{\mathbf{R}}{\mathbf{L}}$ , oraz człon z niedosytu wilgotności:

$$\frac{\rho_a c_p}{\mathbf{L} r_a} \cdot \frac{1}{\Delta + \gamma} (e_d - e_a) = \mathbf{b} \cdot \mathbf{f}(\mathbf{u}) (e_d - e_a), \quad \text{gdzie } \mathbf{f}(\mathbf{u}) = 1/r_a, \text{ co daje}$$

$\mathbf{E}_{\text{Pen}} = \mathbf{a}(\mathbf{R}/\mathbf{L}) + \mathbf{b} \cdot \mathbf{f}(\mathbf{u})(e_d - e_a)$ . W powyższych równaniach:  $\rho_a = 1,2047$  [kg/cm<sup>3</sup>] – gęstość powietrza atmosferycznego,  $c_p = 1004$  [J/kg·K] – pojemność cieplna odniesiona do jednostki masy powietrza,  $T_s$  – temperatura powietrza w bezpośrednim sąsiedztwie powierzchni parującej [K],  $T_a$  – temperatura powietrza na wysokości klatki meteorologicznej czyli 2,0 m [K],  $r_a$  – oporność dyfuzji turbulencyjnej przy odpływie ciepła i pary wodnej z powierzchni parującej do swobodnej atmosfery, będąca funkcją prędkości wiatru, wysokości szaty roślinnej oraz jej podatności na działanie wiatru [sek/m],  $e_s$  – ciśnienie pary wodnej nasyconej a temperaturze  $T_s$ , ciśnienie pary wodnej aktualne w temperaturze  $T_a$ ,  $\gamma = 0,67$  [hPa/K] – stała psychrometryczna,  $\Delta$  – pierwsza pochodna funkcji  $e_s(T_s)$ , pozostałe jw. Ponieważ  $T_s$  – nie jest standartowo mierzona, więc Penman zaproponował rozwiązanie analityczne dostępne w literaturze (Byczkowski 1996). Równanie to zostało przystosowane do warunków polskich przez Sarnaćką.

## II. PAROWANIE TERENOWE (obejmuje podpunkty B.+C.+E.=F. por. 11.d.I.)

### A. obliczanie PAROWANIA TERENOWEGO z różnicy opadu i odpływu:

i. badania terenowe Chylińskiego i Friedricha, rocznej wysokości PAROWANIA w różnych warunkach (Dębski 1959, tab. 124). Średnia roczna wysokość warstwy parującej na Niziu Polskim – 445 mm.

ii. badania terenowe Dębskiego gradientu południkowego PAROWANIA (Dębski 1959, tab. 125). Badane zlewnie:

- Biebrzy – 6921 km<sup>2</sup>, równol. 53°40’,
- Leśnej (dorzecze Bugu) – 2601 km<sup>2</sup>, równol. 52°30’,
- Wyżewki (dorzecze Prypeci) – 426,5 km<sup>2</sup>, równol. 51°20’,

Wniosek: gradient południkowy rocznej wielkości PAROWANIA wynosi 20 mm na 1° szerokości geograficznej.

- Małej Panwi – równol. 50°40’ zgodnie z tym powinno być 484 mm, rzeczywiście było 470 mm, czyli błąd jest rzędu 2 – 3%.

iii. badania terenowe w dorzeczu Wisły wykonane w latach 1921 – 1937 do bilansu wodnego Polski (Dębski 1959 str. 442÷444). Dokonano podziału rocznej sumy PAROWANIA na poszczególne miesiące.

iv. badania terenowe K. Figuły w zlewni Dunajca (Dębski 1959).

v. wykreślony sposób obliczenia deficytu odpływu na podstawie prac C. H. Lee dla USA. W układzie współrzędnych  $\mathbf{H} = \mathbf{f}(\mathbf{Q})$  na osi odciętych wielkość opadów, na osi rzędnych – wielkość odpływu w tej samej

skali. Jednoczesowe dane punktowe nanosi się na wykres, wyrównuje liniami prostymi lub parabolicznymi. Na tej podstawie stwierdzono:

- linie rzek klimatu posusznego leżą w najniższej części wykresu, gdzie odpływ może spadać do 0, a opady są w granicach 350 ÷ 600 mm, linie mają charakter paraboliczny,
- linie rzek niewysychających, kiedy odpływ jest zawsze większy od 0, opady w granicach 600 ÷ 1000 mm, leżą w niższej środkowej części wykresu i mają pochylenie nieco poniżej 1:1,
- linie rzek obfitych w wodę, gdzie opady są rzędu 1100 ÷ 2000 mm, leżą w wyższej środkowej części wykresu, są proste o pochyleniu zbliżonym do 1:1,
- różnice rzędnych linii odpływu 100% i rzeczywistego wyrażają deficyt odpływu, który jest równy lub prawie równy PAROWANIU TERENOWEMU.

B. obliczanie PAROWANIA TERENOWEGO na podstawie temperatur i opadów.

i. metoda Thornthwaite'a;

Pomiary wykonywane za pomocą LIZYMETRÓW o pow. 4 m<sup>2</sup>; zw. wody gruntowej – 50 cm p.p.t.; dane klimatyczne: ciągi temperatur średnich miesięcznych w poszczególnych latach, czas insolacji zależny od szerokości geograficznej. Potencjał ewaporacyjny był obliczany osobno dla każdego miesiąca, suma ich dawała potencjał roczny.

01. miesięczny wskaźnik termiczny **i**:  $i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1,514}$ , gdzie **t** – średnia temperatura miesięczna [°C].

02. roczny wskaźnik termiczny **I**:  $I = \sum_1^{12} i$ .

03. miesięczny potencjał ewaporacyjny **e<sub>0</sub>**:  $e_0 = ct^a$ , gdzie **a** i **c** są stałymi odczytywanymi z wykresów lub obliczonych wzorami:  $a = 0,49239 + 1,782 \cdot 10^{-5} I + 675 \cdot 10^{-9} I^3 - 771 \cdot 10^{-7} I^2$ ,  $c = 1,6(10/I)^a$ ,  $\log c = \log 1,6 + a(1 - \log I)$ .

04. poprawiony miesięczny potencjał ewaporacyjny (poprawka insolacyjna) **e**:  $e = ke_0$ , gdzie **k** zależy od miesiąca i szerokości geograficznej.

05. potencjał roczny **PE**:  $PE = \sum_1^{12} e$ . Można wyeliminować **I** z 03. przyjmując  $\log c = 1,131 - 1,424a$ .

06. bilans wodno-ewaporacyjny:

- wykorzystując 01.-05. oblicza się miesięczne potencjały ewaporacyjne,
- wykonuje się wykresy bilansu wodno-ewaporacyjnego,
- określa się różnice potencjałów w stosunku do opadów: dodatnie jeśli PE > P, ujemne jeśli PE < P.
- jeżeli PE < P – nadwyżka opadów zostaje zużyta na odpływ i retencję. W tym przypadku ilość wody wyparowana równa się wielkości miesięcznych PE.
- jeżeli PE > P – PAROWANIE i odpływ odbywają się kosztem retencji. Może też braknąć wody do wyparowania. Ten brak to DEFICYT PAROWANIA; średnia z corocznych wielkości tego deficytu = NORMALNY ROCZNY DEFICYT PAROWANIA **d**.

- zakłada się, że  $\Delta R=0$ . Wtedy:  $P=H+D$  i  $(PE)=D+d$ . Wszystkie wielkości są normalnymi rocznymi.  $D$  – deficyt odpływu.
- Przykład: *Seattle (WSH)*  $P=847$  mm,  $H=392$  mm,  $D=455$  mm,  $PE=664$  mm,  $d=209$  mm,  $R=100$  mm.

ii. metoda Coutagne'a:

01. POTENCJAŁ EWAPORACYJNY ATMOSFERY (potencjał ewaporacyjny, zdolność ewaporacyjna atmosfery):

- jako funkcja temperatury wzorami Martonne'a:  $E_m=30(10+T)$ , Coutagne'a:  $E_m=200+40T$ , Langbeina:  $E_m=35(T+7)$ , Turc'a:  $E_m=320+25T+0,05T^2$ . We wzorach tych  $E_m$  wyrażone jest w [mm],  $T$  – normalna roczna temperatura powietrza [ $^{\circ}C$ ].
- metoda Thornthwaite'a nie uwzględnia wilgotności powietrza, w temp.  $15\div 20$   $^{\circ}C$  daje wyniki zaniżone, w klimacie gorącym – za wysokie.
- z obserwacji bezpośrednich: za pomocą ewaporymetru Piche'a; metodą psychrometryczną z wykorzystaniem psychrometru Augusta i wzoru Magnusa; z obserwacji promieniowania słonecznego.

02. NAJWIĘKSZE MOŻLIWE PAROWANIE – n.m.p.<p.e.a. – tam gdzie bywają susze stałe lub okresowe, n.m.p. $\approx$ p.e.a. – tam gdzie klimat jest wilgotny.

- wydziela się tu strefy:
  - 1 – PAROWANIE TERENOWE równe opadom.
  - 2 – opady częściowo parują ( $D_2$ ), reszta odpływa ( $Q_2$ ),
  - 3 – opady oddają stałą część na NAJWIĘKSZE MOŻLIWE PAROWANIE ( $D_m$ ), reszta odpływa ( $Q_3$ ).
- wykres Wundta; oparty na równaniu  $D=H-\lambda H^2$ , gdzie  $D$  – PAROWANIE TERENOWE (utożsamiane z deficytem odpływu),  $H$  – opad,  $\lambda$  – współczynnik zależny od temperatury (stabelaryzowany), na tej podstawie można podać  $D_m$  (NAJWIĘKSZE MOŻLIWE PAROWANIE); w zależności od temperatury Coutagne proponuje modyfikację tego wzoru:  $D=H-\lambda H^2(H-h_0)^2$ , gdzie  $h_0$  – minimalny opad przy, którym może odbywać się odpływ.
- wskaźnik ciepła = suma średnich miesięcznych temperatur dodatnich z roku  $t'$ :  $D_m = k12 \sum_1 t'$ , gdzie  $k \approx 4,75$ .

03. RZECZYWISTE PAROWANIE TERENOWE.

iii. wzory empiryczne na deficyt odpływu:

01. Coutagne'a oparte na wykresie Wundta:  $D=H-\lambda H^2$ ,  $D=H-\lambda H^2(H-h_0)^2$ , gdzie objaśnienia jw.. Wzory ważne tylko dla obszaru strefy gdzie  $h_0 < H_2 < H_m$ .

02. Dienerta i Henina:  $D = H/(1 + \gamma H^2)$  i  $\gamma = 1/(0,15t - 0,13)$ , gdzie  $t$  – średnia roczna temperatura powietrza, reszta jw.

03. Turc'a:  $D = \frac{H}{\sqrt{0,9 + \frac{H^2}{(D_m)^2}}}$ ,  $D_m = 1/4\lambda$ . oznaczenia jw.

04. nomogramy Parde'go: oparta na badaniach Coutagne'a i Wundta graficzna forma znalezienia najwyższego możliwego PAROWANIA TERENOWEGO.

C. określenie PAROWANIA jako funkcji temperatury.

- i. krzywe Kuzina: opracowane na podstawie badań empirycznych w zlewni górnej Wołgi o opadach w granicach 400 – 700 mm rocznie, co może odpowiadać obszarom nizinnym w Polsce. Obrazują związek między średnią miesięczną temperaturą powietrza a wysokością warstwy wyparowanej wody. Wykres i dane tabelaryzowane dostępne są w literaturze.
- ii. mapa Awłasewicza: oparta na obliczeniach według krzywych Kuzina dla 44. miejscowości w Polsce. Obliczono średnie miesięczne PAROWANIE TERENOWE w okresie wegetacyjnym (IV – IX) oraz średnie roczne (I – XII). Obliczenia w postaci tabeli dostępne są w literaturze. Dają one wartości różniące się od rzeczywistych o  $\pm 10\%$ , z wyjątkiem Karpat i Sudetów. Wartości te naniesiono na mapę, dokonano interpolacji i wykreślono IZOTYMY.

D. określenie PAROWANIA TERENOWEGO jako funkcji opadów i maksymalnego deficytu odpywu.

i. wzór Schreibera:  $Z_1 = X \left( 1 - e^{-\frac{Z_m}{X}} \right)$ ,

ii. wzór Oldekopa:  $Z_2 = Z_m \cdot \text{th} \frac{X}{Z_m}$ ,

iii. wzór Budyko:  $Z_3 = \sqrt{Z_1 Z_2} = \sqrt{Z_m \cdot \text{th} \frac{X}{Z_m} X \left( 1 - e^{-\frac{Z_m}{X}} \right)}$ ,  $Z_m = 1000 \frac{R}{L}$ ,

iv. wzór Bagrowa:  $X \int_0^Z \frac{dZ}{1 - \frac{Z}{Z_m}}$ , który przy  $n = 1$  przyjmuje po-

stać  $Z_4 = Z_m \left( 1 - e^{-\frac{X}{Z_m}} \right)$ , a przy  $n = 2$  – postać podaną przez Oldekopa.

v. wzór Mieziencewa:  $Z = X \cdot \text{th} \frac{X}{Z_m}$ .

vi. wzory Demiańczuka:

01.  $Z = X \cdot \text{th} \frac{Z_m}{X}$ ,

02.  $Z = X \left( 1 - e^{-\frac{Z_m}{X}} \right)$ , gdzie  $\gamma = (X + Z)/X$ ,  $Z$  – roczna suma PAROWA-

NIA z terenu zlewni [cm/rok],  $X$  – normalna roczna suma opadów atmosferycznych [cm/rok],  $Z_m$  – roczna suma maksymalnego PAROWANIA ze zlewni [cm/rok],  $R$  – bilans średni promieniowania słonecznego [kcal/cm<sup>2</sup>·rok],  $L$  – ciepło utajone PAROWANIA [cal/g],  $e$  – podstawa logarytmu naturalnego,  $\text{th}$  – tangens harmoniczny. Wzory Demiańczuka powstały z wzorów i. – v. próbując dostosować je do warunków polskich, przy założeniu, że PAROWANIE nie może być większe niż wynika z bilansu cieplnego.

III. metody wyznaczania sublimacji lodu i śniegu: na dużych szerokościach geograficznych wilgoć atmosferyczna przechodzi w śnieg. Można to wyrazić formułą:  $C = k(e - e_0)t$ , gdzie  $C$  – natężenie kondensacji,  $k$  – stała z przedziału od 0,015 do 0,030, rosnąca wraz z temperaturą,  $e$  – aktualna prężność pary

wodnej nasyconej w temperaturze powierzchni śniegu,  $t$  – czas. Jeżeli  $e > e_s \rightarrow C$  jest dodatnie  $\rightarrow$  kondensacja; jeżeli  $e < e_s \rightarrow C$  jest ujemne  $\rightarrow$  następuje PAROWANIE. W Finlandii znalazł zastosowanie wzór:  $E = E_0 + k(P - P_0)$ , gdzie  $E$  – PAROWANIE w danym roku,  $E_0$  – PAROWANIE normalne,  $P$  – opad roczny w konkretnym roku,  $P_0$  – opad normalny, wszystkie zmienne w [mm],  $k$  – stała z przedziału od 0,3 do 0,03.

IV. TRANSPIRACJA por. rozdz.12.

V. zużycie konsumpcyjne: oblicza się je w miarach objętości jako

$$V = \iint_{T_A} E \cdot dA \cdot dT + \sum_1^n V_p, \text{ gdzie } E - \text{natężenie PAROWANIA [mm/godz.]}, A -$$

powierzchnia obszaru [ $\text{km}^2$ ],  $T$  – czas [h],  $V$  – suma (objętościowo) strat na rzecz atmosfery [ $\text{m}^3$ ].  $V_p$  – lokalne zużycie wody (np. w zakł. przemysłowych, wodociągach itp.) [ $\text{m}^3 \cdot 10^3$ ] w ciągu czasu  $T$ ,  $n$  – ilość miejsc straty wody.

A. metody objętościowe oparte na doświadczeniach wazonowych i lizymetrycznych: opierają się na zasadzie pomiaru elementów bilansu wodnego w pobliżu:

i. LIZYMETRÓW albo też jednego lub zespołu wazonów, w których znajduje się roślinność charakterystyczna dla danego obszaru. Wyniki doświadczeń wazonowych przenosi się na duże powierzchnie za pomocą metody integracyjnej:

- dokładny podział obszaru na podobszary charakteryzujące się jednakowym pokryciem roślinnym,
- wydziela się też powierzchnie bez roślinności i powierzchnie wód otwartych,
- dla każdego rodzaju roślinności uprawnej i naturalnej określa się wielkość zużycia konsumpcyjnego met. wazonową.
- mnożąc zużycie konsumpcyjne przez powierzchnię pokrytą danym rodzajem roślinności określa się zużycie konsumpcyjne obszaru pokrytego tą roślinnością,
- sumuje się te wielkości dla każdego typu roślinności występującego na badanym obszarze,
- określając zużycie na obszarze o innym pokryciu otrzymuje się całkowite zużycie.

ii. poletka doświadczalne – o pow. 0,4 ha lub więcej; zwierciadło wód gruntowych na tyle nisko, że system korzeniowy nie może pobierać z niego wody; poletka obsadza się roślinnością mezo- i kserofityczną; woda dostarczana przez opady i nawadnianie (ważny jest precyzyjny pomiar); na obwodzie poletek – rowy odwadniające zbierają nadmiar wody; każde dostarczenie wody i odbiór musi być precyzyjnie mierzone; oszacowanie wielkości intercepcji i PAROWANIA wody opadowej wprost z gruntu; systematyczne pomiary wilgotności gleby na kilku głębokościach, nawet znacznie poniżej zasięgu korzeni. Obliczenia z bilansu.

B. metody oparte na pomiarach NIEDOSYTU WILGOTNOŚCI.

i. metoda Szymkiewicza:  $e = k(p_1 - p) \frac{273 + t}{273} \cdot \frac{760}{B - p_1}$ , stąd po weryfikacji

metodami empirycznymi otrzymano postać wzoru:

$$e = (34,6 - Av)(p_1 - p) \frac{273 + t}{273} \cdot \frac{760}{B - p_1}, \text{ gdzie } e - \text{ natężenie PARO-}$$

WANIA wody z gruntu [g/(m<sup>2</sup>h)],  $v$  – prędkość wiatru mierzona 1,5 m nad ziemią [m/sek],  $A$  – współczynnik zależny od rodzaju roślinności,  $k$  – współczynnik zawierający  $v$ ,  $A$  i przeliczenia jednostkowe,  $p_1$  – prężność pary wodnej mierzonej psychrometrem Assmanna [mm Hg] tuż nad powierzchnią ziemi,  $p$  – prężność pary wodnej w powietrzu, na wysokości 1,5 m [mm Hg],  $t$  – temperatura powietrza [°C],  $B$  – ciśnienie atmosferyczne [mm Hg]. Z tego wzoru można wyprowadzić wzór na sumę PAROWANIA  $e_n$  [g] na pow.  $F$  w czasie  $n$  godzin na

$$\text{polu o wielkości } A: e_n = Fn \sum_1 e.$$

ii. wzór Ostromięckiego na PAROWANIE w okresie wegetacyjnym:  $V = \gamma Q \Sigma d$ , gdzie  $V$  – wielkość PAROWANIA [mm],  $\gamma$  – współczynnik zależny od rodzaju roślinności, uwilgotnienia gruntu, sposobu uprawy ziemi [m<sup>3</sup>/ha na 1 g plonu i 1 mb niedosytu], dla wielu przypadków stabelaryzowany,  $Q$  – plon zebrany na końcu okresu [kwintal],  $d$  – suma średnich dobowych niedosytów wilgotności powietrza z całego okresu [mb].

C. metody wykorzystujące obserwacje wód podziemnych – polegają na obserwacji dziennych (met. White’go) lub sezonowych (met. Hardinga) zmian zwierciadła wód gruntowych oraz wszystkich innych czynników od których zależy PAROWANIE.

D. metoda Baca (bilans wodny gleby)

Założenia: połowe zużycie w przedziałach miesięcznych można obliczyć z bilansu wodnego gleby; brak odpływu powierzchniowego;  $W_p + P = W_{sr} + S$ , gdzie  $W_p$  – wskaźnik wilgoci glebowej w warstwie o miąższości 100 cm na początku miesiąca [mm],  $W_{sr}$  – wskaźnik wilgoci glebowej wyrażony w postaci średniej ważonej w tej samej warstwie [mm],  $P$  – wysokość opadu [mm],  $S$  – wskaźnik połowego zużycia wody; stąd wyprowadza się wzór na

$$\text{współczynnik połowego zużycia wody } \phi: \phi = \frac{P}{S} = \frac{P}{W_p + P - W_{sr}}.$$

E. metody oparte na bilansie wodno-ciepłym (metoda Hedkego):  $M = kQ$ , gdzie  $M$  – połowe zużycie w okresie wegetacji,  $k$  – współczynnik proporcjonalności, zależny od: poziomu produkcji; stosunku powierzchni obszaru z roślinnością naturalną i powierzchni bez roślinności do całej badanej powierzchni; sposobu obliczania zużycia konsumpcyjnego;  $Q$  – efektywna ilość ciepła dostępna dla roślin – jej miarą może być suma EFEKTYWNYCH TEMPERATUR powietrza.

Modyfikacja Lowry’ego, Roberta i Johnsona polega na przedstawieniu zużycia konsumpcyjnego  $Y$ :  $Y = 0,870 + 0,000146X$ , gdzie  $X$  – suma temperatur efektywnych.

Współczynnik Szarowa i Ostromięckiego:  $V = e \Sigma t$ , gdzie  $V$  – wyparowanie [m<sup>3</sup>/ha],  $e$  – współczynnik termiczny (stabelaryzowany),  $\Sigma t$  – suma średnich dobowych temperatur powietrza.

Osobny problem: połowe zużycie w lasach.

d. przyrządy służące do pomiaru PAROWANIA i wielkości towarzyszących.

EWAPORYMETRY:

PSYCHROMETRY:

HELIOGRAFY:

AKTYNOMETRY:

LIZYMETRY:

urządzenia wazonowe – jak lizymetry lecz mniejsze, a przez to prostsze w użyciu

12. Podsystem pokrywy roślinnej:

- a. intercepcja,
- b. transpiracja.

13. Podsystem powierzchni zlewni i sieci rzecznej:

WEJŚCIA: OC – skapywanie i ociekanie roślin (pow. zlew.),  
P – opad atmosferyczny: P-INT-RKR (pow. zlew.),  
 $Q_p$  – odpływ powierzchniowy:  $Q_p + RKR$  (sieć rzecz.).

OPERATOR:  $f(Q_p, EPN) + RPN$ ,  
 $f(Q_p, EPP, INF) + RPP$ .

WYJŚCIA:  $Q_p$  – odpływ powierzchniowy (zlewnia),  
EPN – PAROWANIE z powierzchni nieprzepuszczalnych (zlewnia),  
EPP – PAROWANIE z powierzchni przepuszczalnych (zlewnia),  
EKR – PAROWANIE z sieci rzecznej,  
INF – infiltracja (zlewnia),  
Q – odpływ rzeczny (sieć).

RETENCJA: RPN – powierzchni nieprzepuszczalnej,  
RPP – powierzchni przepuszczalnej,  
RKR – sieci rzecznej.

a. skapywanie i ociekanie roślin OC

tworzy je ta część opadu, która zamiast na powierzchnię trafia na części naziemne roślin i tam:

- I. jest zatrzymywana, a następnie paruje zasilając EPR,
- II. jest zatrzymywana, wchłaniana przez rośliny tworząc tzw. retencję biologiczną,
- III. jest zatrzymywana i retencjonowana w formie INT, następnie część tej wody przechodzi do OC, a część do retencji biologicznej,
- IV. jest zatrzymywana lecz po krótkim czasie przechodzi do OC.

Stąd:  $OC = 1/x(INT) + IV + 1/y(EPR)$ , gdzie  $1/x$ ,  $1/y$  oznaczają bliżej nie określone części odpowiednio INT i EPR, IV – punkt IV powyższego zestawienia. W przypadku EPR chodzi o tę część, która występuje w postaci kropeł na powierzchni części naziemnych roślin.

OC zaczyna się wtedy, kiedy siły napięcia powierzchniowego liścia są mniejsze od siły grawitacji. Woda opadowa na powierzchni liścia suchego zatrzymywana jest w postaci kropeł lub cienkiej warstewki, której grubość zależy od:

- napięcia osmotycznego powierzchni liścia,
- lepkości powierzchni,
- szorstkości powierzchni,
- wiatru.

OC sprzyja:

- budowa liścia: z gładką skórą, bez włosków i por,
- taki kształt, który z jednej strony ułatwia grawitacyjne spływanie: wygięcie liści ku górze i na boki, jeden wymiar wybitnie większy od drugiego, a z drugiej strony brak takich cech, które ułatwiają INF: dzbaneczki, lejki przyogonkowe, duża powierzchnia,
- nie wydzielanie substancji lepkich: żywica, sok, rośliny miododajne,
- rzadkie i jednostronne ulistnienie,
- wiatr (im silniejszy tym większe ociekanie, bo części naziemne są w ruchu),



- wielkość kropeł deszczu (*im większe tym łatwiej opadają*),
- gładka kora (*por. kora buka i sosny*),
- pokrój rośliny, w którym dominują pionowe i skośnie nachylone elementy (*por. przystosowanie np. limby i araukarii*).

Tempo OC roślin z deszczu w funkcji czasu jest zjawiskiem nieliniowym. Skumulowana wartość ociekania roślin, najpierw pojedynczymi kroplami, stopniowo coraz szybciej się przemieszczającymi, potem coraz więcej kropeł, przebiega według krzywej schodkowej do momentu przekroczenia pojemności retencyjnej.

Skumulowana krzywa ociekania – według gradientu wydajności,

Tempa ociekania i retencji są różne:

- pojedyncze krople, objętość niewielka;
- więcej kropli, łączą się ze sobą, pokonują siły szorstkości liści, większe tempo, wzrasta objętość;
- tempo w przybliżeniu jednostajne i równe tempu opadów.

Pomiary OC i INT prowadzi się w różnych zbiorowiskach roślinnych przy pomocy różnych, często unikalnych urządzeń. Każde zbiorowisko roślinne ma swoistą wartość OC i INT oraz retencji biologicznej.

- b. spływ i odpływ powierzchniowy  $Q_p$ :

OPAD EFEKTYWNY  $P_E$ :

$$P_E = P - INT - RPN - RPP - ET$$

gdzie ET jest EWAPOTRANSPIRACJĄ (zwykle jest to wartość bardzo mała, do pominięcia w bilansie).

- W początkowym okresie całość opadu infiltruje, dopiero później zasilanie gruntu przekracza możliwości infiltracyjne gleby, wtedy rozpoczyna się formowanie opadu efektywnego:

$$P_{E_r} = \begin{cases} 0 & P_{g_r} \leq f_r \\ P_{g_r} - f_r & P_{g_r} > f_r \end{cases}$$

gdzie:  $P_{E_r}$  – wysokość OPADU EFEKTYWNEGO w chwili  $r$ ,  $P_{g_r}$  – wysokość opadu na powierzchnię gruntu w chwili  $r$ ,  $f_r$  – wielkość infiltracji potencjalnej w chwili  $r$ . Z definicji  $P_E = Q_p$ .  $Q_p$  można zastąpić  $\alpha_p = Q_p/P$  czyli WSPÓŁCZYNNIKIEM ODPLYWU POWIERZCHNIOWEGO, przy czym  $\alpha_p(Q_p) = f(r, P, I, T)$ , gdzie:  $r$  – WSKAŹNIK ZDOLNOŚCI RETENCYJNEJ ZLEWNI<sup>7</sup>,  $Q_p$  – wyznacza się przez genetyczny rozdział HYDROGRAMU,  $P$  – wyznacza się metodami poznanyymi w rozdz. 10.c.IV.,  $I$  – NATEŻENIE OPADU lub sam czas trwania opadu,  $T$  – wskaźnik sezonowy wyrażany jako albo: *średnia miesięczna temperatura powietrza*, albo: *średnia miesięczna wartość parowania potencjalnego*, albo: *kolejny numer tygodnia w roku*.

- Metody wyznaczania OPADU EFEKTYWNEGO:
  - SCS (Soil Conservation Service).
- SPŁYW POWIERZCHNIOWY – zjawisko epizodyczne, tylko w czasie opadów i roztopów oraz krótko po ich ustąpieniu. Zależy od:
  - przepuszczalności podłoża,
  - spadku terenu,
  - długości stoku
  - przesuszenia gleby,
  - przemarznięcia gleby,

<sup>7</sup> - charakteryzuje warunki uwilgotnienia zlewni przed wystąpieniem opadu nawalnego. Pośrednio informuje o wielkości strat wody opadowej na infiltrację.

F. rodzaju pokrycia gleby.

Najlepsze warunki do tworzenia się spływu to: *długi, nagi stok, zbudowany ze skał trudnoprzepuszczalnych, o dużym spadku, gleba jest albo przemarznięta, albo całkowicie nasycona wodą.*

IV. Formowanie SPŁYWU następuje przez:

A. przewyciężenie wsiąkania. Przy uzupełnionej wilgoci glebowej minimalny deszcz daje spływ, przy nieuzupełnionej – najpierw RETENCJA GLEBOWA (do wyczerpania pojemności), potem SPŁYW.

B. przewyciężenie szorstkości podłoża: aby uruchomił się SPŁYW warstwa wody musi przekroczyć GRUBOŚĆ DETENCYJNĄ.

C. koncentracja warstwy wody w strumień spływający:

- koncentrację pojedynczych kropeł,
- tworzenie strumieni epizodycznych,
- jeżeli strumienie te tworzą trwałe koryta – cieki epizodyczne,
- jeżeli nie tworzą trwałych koryt – linie ściekowe.

V. odpływ rzeczny Q:

STAN WODY:

GŁĘBOKOŚĆ WODY:

PRĘDKOŚĆ PRZEPIYWU:

A. miejsca pomiarów stanów i głębokości wody w cieku

POSTERUNEK WODOWSKAZOWY:

**podział ze względu na przeznaczenie:**

- badawcze – do pomiarów i badań naukowych,
- robocze (eksploatacyjne) – związane z pracą urządzeń,
- sieciowe – tworzące sieć obserwacyjną np. IMGW.

**podział sieciowych ze względu na czas trwania obserwacji:**

- podstawowe – na czas nieokreślony, występują na głównych rzekach,
- okresowe – na czas 5 – 15 lat, zwykle pomiędzy podstawowymi.

Posterunek wodowskazowy składa się z:

- wodowskazu,
- urządzenia ustawiającego wodowskaz,
- zaniwelowanego reperu:
  - pionowego – wkręconego w grunt,
  - poziomego – umocowanego do budowli wodnych, mostów itp.
- ewentualnie – znaku wielkiej wody.

PROFIL WODOWSKAZOWY:

warunki lokalizacji profilu wodowskazowego:

- koryto rzeki zwarte, jednolite, cały przepływ mieści się w korycie,
- zwierciadło swobodne – nie znajduje się pod wpływem spięrzeń i depresji od budowli hydrotechnicznych,
- dno – nie ulega zmianom,
- dobre warunki techniczne do założenia i ochrony wodowskazu,
- w pobliżu miejsca zamieszkania obserwatora lub z dobrym dojazdem (obecnie traci na znaczeniu, gdyż dane są najczęściej przekazywane drogą radiową),
- wodowskaz łatwo dostępny dla obserwatora we dnie i w nocy oraz przy każdym stanie wody (jw.).

B. urządzenia do pomiaru STANÓW i GŁĘBOKOŚCI WODY:

i. STANY – WODOWSKAZY:

01. łatowe (wykonane z różnych materiałów),

- 02. palowe,
- 03. pływakowe (tu zalicza się też wodowskazy różnicowe),
- 04. samopiszące (LIMNIGRAFY), tu także – MAREOGRAFY, składają się z:
  - urządzenia pomiarowego:
    - pływakowego,
    - rurowego,
    - z ujęciem poziomym,
    - lewarowego,
    - ciśnieniowego,
    - elektronicznego (limnigrafy nadążne),
    - sondy poziomowskazowej,
    - strunowego.
  - urządzenia rejestrującego:
    - analogowego,
    - cyfrowo-analogowego,
    - cyfrowego.
- 05. telelimnigrafy,
- 06. wodowskazy maksymalne:
  - skrzynkowe,
  - łata z zębatką,
  - pływakowe.
- 07. wodowskazy precyzyjne:
  - haczykowe,
  - szpilkowe,
  - talerzowe.

ii. głębokości:

- 01. sondy drążkowe,
- 02. sondy ciężarowe,
- 03. ECHOSONDY.

C. urządzenia do pomiaru BEZPOŚREDNIEJ PRĘDKOŚCI PRZEPŁYWU:

i. punktowe:

- w PIONACH HYDROMETRYCZNYCH,
- zupełne – w wielu punktach płaszczyzny przekroju poprzecznego,
- powierzchniowe – na powierzchni zwierciadła lub tuż pod nią,
- skrócone:
  - jednopunktowe: 0,4 h,
  - dwupunktowe: 0,2 i 0,8 h.

01. MŁYNKI HYDROMETRYCZNE:

Producenci:

- *Ott Messtechnik* (Niemcy),
- *Metra* (Czechy),
- *GMP, GR* (Rosja),
- *Valeport* (Wielka Brytania),
- *Hega* (Polska).

Rodzaje:

- uniwersalne np.: Ott C-31, GR-21, GR-21M, GR-99, Hega – 2,
- kieszonkowe np.: Ott C-2, GR-55, Hega-1, Metra 560,
- ciężkie (TORPEDY),
- specjalne:

- do małych prędkości i dużych głębokości,
- laboratoryjne (pomiar prędkości strug),
- magnetyczne,
- fotoelektryczne,
- całkujące (obliczają prędkość średnią w pionie),
- prądomierze.

Sposoby umieszczania młynka w czasie pomiaru:

- na drążku,
- na wyciągu drążkowym,
- na wyciągu linowym,
- na ramach.

Sposoby wykonywania pomiarów:

- stojąc w wodzie (do głębokości 0,7-1 m)
- z mostu lub kładki,
- z łodzi lub pontonu,
- z obiektów pływających: statki, tratwy, platformy.
- z kolejek linowych.

## 02. DYNAMOMETRY:

Zasada działania: pomiar parcia wywieranego przez płynący strumień wody na zanurzony przyrząd:  $P = z\gamma Fv^2$ , gdzie  $P$  – napór [N],  $z$  – współczynnik oporu,  $\gamma$  – ciężar właściwy wody [ $\text{kg}\cdot\text{m}^3$ ],  $F$  – powierzchnia przekroju pomiarowego przyrządu [ $\text{m}^2$ ],  $v$  – prędkość

przepływu; stąd:  $v = \sqrt{\frac{1}{z\gamma F} P} = a\sqrt{P}$ , gdzie  $a$  – stała dynamometru.

Typy dynamometrów:

- rurowe:  *rurka Prandtla, rurka Pitota*;
- ciężarowe: *wahadło hydrometryczne*;
- całkujące: *łata Paślawskiego, łata Ujdy*;
- sprężynowe: *łopatka hydrometryczna*.

## 03. TACHYMETRY:

ii. odcinkowe: mierzą czas potrzebny na przebycie drogi  $L$  między dwoma przekrojami.

### 01. zupełne:

- za pomocą przepony,
- fali wskaźnika,
- chromatograficznie,
- pływaki całkujące.

### 02. powierzchniowe: za pomocą pływaków.

## D. pomiary NATĘŻENIA PRZEPŁYWU:

i. bezpośrednie – pomiary dokładne, możliwe przy niedużym przepływie:

01. objętościowe (wolumetryczne):  $Q=V/t$ , stosowane do wypływów ze źródeł, rurociągów, sieci drenarskiej; za pomocą:

- naczyń cechowanych: *wiadra, menzurki*,
- worków foliowych: *cały przepływ do worka i zważyć*,
- podwójne skrzynie cechowane,
- korytka wywrotne.

02. hydrauliczne – opierające się na zasadzie **wypływu wody ze zbiornika przez otwór o określonej geometrii:**

$$Q = \frac{2}{3} \mu b \sqrt{2g} \left( h_1^{\frac{3}{2}} - h_2^{\frac{3}{2}} \right), \text{ gdzie: } \mu - \text{współczynnik wydatku, } b -$$

światło otworu [m], g – przyspieszenie ziemskie [m/sek<sup>2</sup>], h<sub>1</sub> – odległość dolnej krawędzi otworu od zwierciadła, h<sub>2</sub> - odległość górnej krawędzi otworu od zwierciadła. Urządzenia:

- PRZELEWY POMIAROWE:
    - prostokątny (Bazina),
    - prostokątny ze zwężeniem bocznym (Ponceleta),
    - prostokątny złożony,
    - trójkątny 120°,
    - trójkątny 90° (Thomsona),
    - trójkątny złożony 22,5°+90°,
    - trapezowy 4:1 (Cipoletiego),
    - półkolisty.
  - spusty denne.
03. hydrauliczne – opierające się na zasadzie **wyływu wody przez zwężenie przekroju:**
- zwężka Venturiego,
  - koryto Parshalla.
04. rozcieńczania wskaźnika:
- z dozowaniem ciągłym.
  - z dozowaniem porcjami.

W obu tych przypadkach zastosowane mogą być metody:

- chemiczna
  - kolorymetryczna
  - radiometryczna
  - fluorymetryczna
  - termometryczna.
- ii. pośrednie – opierają się na zasadzie: **pomiaru prędkości lub pomiaru przekrojów poprzecznych**, zgodnie z  $Q = v \cdot F$ .

01. punktowe – pomiar prędkości metodą punktową + pomiar parametrów przekroju poprzecznego; obu w tym samym przekroju hydrometrycznym. Obliczanie natężenia przepływu odbywa się na zas-

adzie dzielenia BRYŁY PRZEPŁYWU na elementy:  $Q = \int_0^b \int_0^h v(x,y) dx dy$ ,

gdzie Q – natężenie przepływu [m<sup>3</sup>/s], b – szerokość przekroju hydrometrycznego [m], h – głębokość wody w tym przekroju, v(x,y) – prędkość przepływu w punkcie o współrzędnych x,y na płaszczyźnie przekroju hydrometrycznego [m/s]. Podział bryły może się odbywać według:

- schematu Harlachera – płaszczyznami pionowymi prostopadłymi do przekroju poprzecznego cieku, obliczenie metodą

analityczną:  $Q = \sum_{i=1}^n \Delta Q_i = \sum_{i=1}^n v_{s_{i,i+1}} h_{s_{i,i+1}} \Delta b$ , gdzie Δb - odle-

głość między pionami (równa) lub graficzną, opierającą się na podziale bryły przepływu na elementy o nieskończenie

małej szerokości db:  $Q = \int_B dQ = \int_B v_s h db$ .

- schematu Culmanna I – płaszczyznami pionowymi równoległymi do przekroju poprzecznego ciekłu. Objętość wydzielonego elementu bryły oblicza się jako iloczyn:  $F_{s_i} = \frac{F_i + F_{i+1}}{2}$  i

$$\Delta v_{i,i+1} = v_i - v_{i+1}, \quad \text{co} \quad \text{daje} \quad \text{ostatecznie:}$$

$$Q = \sum_{i=1}^n \Delta Q = \sum_{i=1}^n v_{i,i+1} \Delta F_{s_{i,i+1}}, \quad \text{gdzie } F_i - \text{powierzchnia elementu bryły przepływu wyznaczona płaszczyzną poprowadzoną przez izotachę odpowiadającą prędkości } v_i [m^2], F_{i+1} - \text{powierzchnia elementu bryły przepływu wyznaczona płaszczyzną poprowadzoną przez izotachę odpowiadającą prędkości } v_{i+1} [m^2], v_i, v_{i+1} - \text{prędkości odpowiadające sąsiednim izotachom.}$$

- schematu Culmanna II – powierzchniami prostopadłymi do przekroju poprzecznego ciekłu poprowadzonymi przez izotachy. Natężenie przepływu oblicza się ze wzoru:

$$Q = \sum_{i=1}^n \Delta Q + \sum_{i=1}^n v_{s_{i,i+1}} \Delta F_i, \quad \text{gdzie: } v_{s_{i,i+1}} = \frac{v_i + v_{i+1}}{2} \text{ a } v_i, v_{i+1} - \text{prędkości odpowiadające sąsiednim izotachom, natomiast pole podstawy bryły przepływu } \Delta F \text{ przyjmuje się jako część powierzchni przekroju poprzecznego, ograniczoną sąsiednimi izotachami.}$$

- płaszczyznami poziomymi prostopadłymi do przekroju poprzecznego ciekłu, natężenie przepływu

$$Q = \sum_{i=1}^n \Delta Q = \sum_{i=1}^n v_{s_i} \Delta h_i b_{s_{i,i+1}}, \quad \text{gdzie } v_{s_i} - \text{iloczyn średniej prędkości w rozpatrywanej warstwie przekroju, } \Delta h_i - \text{grubość tej warstwy, } b_{s_{i,i+1}} - \text{średnia jej szerokość.}$$

02. odcinkowe – pomiar prędkości metodą odcinkową + pomiar poprzeczny koryta.

iii. integracyjne, np. metodą łodzi ruchomej (moving boat): pomiary głębokości echosondą + pomiary odległości między brzegami dalmierzem mikrofalowym + pomiar prędkości młynkiem.

E. rodzaje obserwacji i pomiarów hydrologicznych:

**ze względu na przedmiot obserwacji:**

- |                                      |   |                 |
|--------------------------------------|---|-----------------|
| i. stany wody codzienne,             | } | zjawiska lodowe |
| ii. przepływy codzienne,             |   |                 |
| iii. temperatury codzienne,          |   |                 |
| iv. rumowisko unoszone,              |   |                 |
| v. śryż,                             |   |                 |
| vi. lepa,                            |   |                 |
| vii. częściowe zlodzenie,            |   |                 |
| viii. pokrywa lodowa → grubość lodu, |   |                 |
| ix. ruszanie lodów,                  |   |                 |
| x. kra,                              |   |                 |
| xi. zator lodowy.                    |   |                 |
| xii. zarastanie koryta.              |   |                 |

**ze względu na terminy OBSERWACJI:**

i. TERMINOWE:

01. zwyczajne:

- jeden raz na dobę, o godzinie 7<sup>00</sup>,
- trzy razy na dobę, o godzinie 7<sup>00</sup>, 13<sup>00</sup>, 19<sup>00</sup>,
- ciągle (z limnigrafów),

02. nadzwyczajne: w okresie wezbrań.

ii. TOWARZYSZĄCE:

01. zjawiska lodowe,

02. zarastanie: rodzaj roślin, stopień zarastania itp.

„Roczniki hydrologiczne wód powierzchniowych” publikowane do roku 1983 zawierają dane:

i. STANY WODY codzienne i CHARAKTERYSTYCZNE oraz zjawiska lodowe:

pomiary codzienne dla bieżącego roku, skrajne i średnie dla miesięcy, półroczy i roku, wartości średnie z NW, SW, WW z poszczególnych miesięcy pięciolecia wstecz, wartości średnie i ekstremalne dla półroczy i roku z tego pięciolecia, ekstrema obserwowane, zjawiska lodowe wraz z grubością pokrywy co pentadę.

ii. przepływy codzienne i charakterystyczne o określonym czasie trwania

wraz z wyższymi oraz wskaźniki opadu i odpływu: obliczone na podstawie KRZYWYCH SUMOWYCH codzienne, średnie i skrajne dla miesięcy, półroczy i roku, wartości średnie z NQ, SQ, WQ z poszczególnych miesięcy pięciolecia wstecz, wartości średnie i ekstremalne dla półroczy i roku z tego pięciolecia, wskaźniki odpływu i opadu dla miesięcy, półroczy i roku oraz przepływy o określonym czasie trwania. Przez pierwsze trzy lata pięciolecia podawane są wartości z poprzedniego pięciolecia, a przez kolejne dwa lata – z możliwie najdłuższego okresu wieloletniego począwszy od 1951 r.

iii. wartości temperatury wody codzienne i charakterystyczne: wartości codzienne, średnie i skrajne dla miesięcy, półroczy i roku, wartości średnie z NT, ST, WT z poszczególnych miesięcy pięciolecia wstecz, wartości średnie i ekstremalne dla półroczy i roku z tego pięciolecia.

Przez pierwsze trzy lata pięciolecia podawane są wartości z poprzedniego pięciolecia, a przez kolejne dwa lata – z możliwie najdłuższego okresu wieloletniego począwszy od 1951 r.

iv. rumowisko unoszone podaje się w postaci średnich wartości zmętnienia

wody w [g/m<sup>3</sup>] w poszczególnych dniach, miesiącach, półroczach i roku, masy rumowiska [t] w przedziałach miesięcznych, półrocznych i rocznych.

F. opracowanie wyników pomiarów hydrologicznych

i. HYDROGRAM,

ii. STANY CHARAKTERYSTYCZNE:

01. GŁÓWNE PIERWSZEGO STOPNIA:

- WW – maksymalny,
- SW – średni,
- ZW – środkowy (zwyczajny),
- NW – minimalny.

02. GŁÓWNE DRUGIEGO STOPNIA:

- WWW, WSW, WZW, WNW,
- SWW, SSW, SZW, SNW,

- ZWW, ZSW, ZZW, ZNW,
  - NWW, NSW, NZW, NNW.
03. wykresy stanów w czasie (miesiące, półrocza, rok, wielolecie) przedstawiane za pomocą linii łamanej lub słupków. Mogą być wygładzane w celu likwidacji przypadkowej nieregularności lub uchwycenia długotrwałych zmian stanów. Wygładzanie przeprowadza się metodami:
- ŚREDNICH PRZESUWANYCH (konsekwentnych),
  - KOLEJNEGO PARZYSTEGO UŚREDNIANIA,
04. CZĘSTOŚĆ STANÓW,
05. CZĘSTOTLIWOŚĆ STANÓW. 04. i 05. mogą być przedstawiane za pomocą histogramów, diagramów, określenia STANU NAJDŁUŻEJ TRWAJĄCEGO (NTW), sumowanych częstości/częstotliwości stanów, krzywych sumowanych częstości/częstotliwości stanów.

iii. ZWIĄZKI WODOWSKAZÓW: pozwalają:

01. korygować stany błędnie odczytane przez obserwatorów,
02. uzupełniać brakujące stany na wodowskazie, który okresowo (np. z powodu uszkodzenia) nie pokazywał stanów prawidłowych,
03. kontrolować zmiany zachodzące w korycie rzeki związane ze zmianą morfologii koryta lub zmianą zera wodowskazu,
04. opracowywania prognoz hydrologicznych polegających na przewidywaniu stanów wody w określonym miejscu na podstawie znanych stanów z posterunków położonych w górę i w dół rzeki od tego miejsca.

Stosuje się w tym celu równania regresji liniowej, opracowane nomogramy i metody statystyczne.

iv. KRZYWA KONSUMCYJNA,

v. MIARY ODPLYWU:

01. NATĘŻENIE PRZEPLYWU: chwilowe, średnie: dobowe, miesięczne, kwartalne, półroczne, roczne, wieloletnie, dla zadanych przedziałów czasowych np. dekady;
02. OBJĘTOŚĆ ODPLYWU:
03. ODPLYW JEDNOSTKOWY:
04. WSKAŹNIK ODPLYWU:
05. WSPÓLCZYNNIK ODPLYWU:
06. KRZYWA SUMOWA ODPLYWU:
07. określanie przepływów chwilowych w warunkach specjalnych:
  - zarastanie koryt roślinnością:
    - metoda sezonowych krzywych przepływu,
    - metody współczynników redukcji letniej:
      - chronologicznych wykresów współczynnika  $k_L$  w funkcji czasu,
      - metoda Paśławskiego,
      - metoda Ostrowskiego.
    - metoda piętrzeń wegetacyjnych.
  - zjawiska lodowe:
    - metoda zimowych krzywych przepływu,
    - metoda współczynników redukcji zimowej,
    - metoda Dębskiego,



- metoda Kowalowa.
  - zmienna COFKA ZWIERCIADŁA na skutek: wezbrań na RECYPIENCIE, wezbrań na dopływach, wahań poziomu morza, wiatrów sztormowych, zaburzeń przepływu od budowli piętrzących.
- c. retencja powierzchniowa RPP i RPN i retencja sieci rzecznej RKR

RETENCJA:

RETENCJA POWIERZCHNIOWA:

**czynniki od których zależy RPP i RPN:**

- ukształtowanie powierzchni terenu,
  - wykształcenie gleby i warstwy wierzchniej podłoża,
  - OBIEKTY HYDROGRAFICZNE występujące w zlewni,
  - zagospodarowanie terenu zlewni (pokrycie roślinnością, fito- czy agrocenoza<sup>8</sup>, powierzchnie zagospodarowane antropogenicznie: drogi, place, dachy lotniska i tp., skanalizowanie terenu)
  - początkowy stan retencji,
  - natężenie opadu.
- I. retencja obszarów nieprzepuszczalnych RPN ( $R_p$ )

ZWILŻENIE POKRYCIA:

W wyniku tego procesu powstają straty na zwilżanie i zatrzymywanie wód. Najczęściej stosowaną charakterystyką RPN jest:  $DP_n = F_{RP}/F$ , gdzie  $F_{RP}$  - powierzchnia obszarów nieprzepuszczalnych,  $F$  – powierzchnia całej zlewni. Wyznacza się go z użyciem map topograficznych, zdjęć lotniczych, materiałów z kartowania terenowego, plany geodezyjne.

Po przekroczeniu POJEMNOŚCI RETENCYJNEJ RPN woda ta zasila  $Q_p$  lub przechodzi w SPŁYW POWIERZCHNIOWY i w konsekwencji zasila RKR. O zdolności do zainicjowania SPŁYWU POWIERZCHNIOWEGO i jego wielkości decyduje współczynnik spływu powierzchniowego  $\alpha_p$ .

- II. retencja powierzchniowej warstwy gleby ( $R_s$ )

Jest równa DETENCJI GLEBY. Równocześnie ze zwilżaniem pokrycia następuje kapilarne wsiąkanie w przestrzenie między ziarnami (częściami gleby np. organicznymi). Zależy od:

- kształtu
  - średnicy
  - rodzaju
- } ziaren budujących glebę
- porowatości gleby,
  - zawartości koloidów (koloidy w glebie chłonąc wodę powiększają objętość i zmniejszają puste przestrzenie w glebie)

Przykład: *Jesienne południe, od ostatniego opadu upłynęło już trochę czasu, opadłe liście zalegają warstwą na ziemi. Liście na pierwszy rzut oka są suche (przynajmniej na brzegach). Jeżeli delikatnie zdejmujemy kilka wierzchnich liści pod nimi będą już liście mokre).*

- III. Retencja wód otwartych ( $R_w$ ).

Jest to pojemność wód otwartych: jezior, zbiorników, oczek, wyrobisk i stawów w chwili  $t_0$ . Jej oszacowanie wymaga określenia przyrostu objętości tych zbiorników. Jest to możliwe tylko w wyniku dokładnych badań batymetrycznych i

<sup>8</sup> - fitocenoza: ekologicznie zorganizowana wspólnota życiowa populacji różnych gatunków roślin. Agrocenoza: jednorodny płat roślinności uprawnej, stosunkowo stabilny biocenotycznie w sezonie wegetacyjnym.

geodezyjnych oraz obserwacji wodowskazowych jezior. Najczęściej stosuje się tu formułę:  $\mathbf{R}_w = \mathbf{P} \cdot \mathbf{D}_j$ , gdzie  $\mathbf{D}_j$  – współczynnik jeziorności.

IV. RETENCJA KORYT RZECZNYCH (RKR,  $R_{rz}$ ).

Jest to objętość wody opadowej spadającej na powierzchnię cieków. Zależy od:

- gęstości  $\mathbf{G}_s$ ,
  - długości  $\mathbf{L}$
  - szerokości
  - struktury sieci rzecznej.
- }  $\mathbf{G}_s = \mathbf{L}/\mathbf{F}$ , gdzie  $\mathbf{F}$  – pow. jednostk. cieków

$$\mathbf{R}_{rz} = \mathbf{G}_s \cdot \mathbf{P}$$

Łączna pojemność wodna sieci cieków  $\mathbf{W}_p$ :

$$\mathbf{W}_p = \mathbf{l}_1 \mathbf{n}_1 \mathbf{f}_1 + \mathbf{l}_2 \mathbf{n}_2 \mathbf{f}_2 + \dots + \mathbf{l}_m \mathbf{n}_m \mathbf{f}_m = \sum_{i=1}^N \mathbf{l}_i \mathbf{n}_i \mathbf{f}_i,$$

gdzie  $\mathbf{f}$  – średnia powierzchnia przekroju zwilżonego cieków danego rzędu,  $\mathbf{l}$  – średnia długość cieków danego rzędu,  $\mathbf{n}$  – liczba cieków poszczególnych rzędów.

V. Retencja depresyjna ( $R_d$ ).

DETENCJA GLEBY → DETENCJA ROLI → RETENCJA POWIERZCHNIOWA

Zbiornikami retencji powierzchniowej mogą być: kałuże, mikroobszary bezodpływowe, bez sieci rzecznej i inne formy wklęsłe na powierzchni ziemi. Ich pojemność zależy od stopnia w jakim geometryczne nieregularności powierzchni i siły napięcia powierzchniowego równoważą rosnące siły grawitacji. Jest to uzależnione od:

- przepuszczalności gleby,
  - urzeźbienia (zwłaszcza mikroformy),
  - spadku podłoża,
  - szorstkości podłoża,
  - WIELKOŚCI
  - NATEŻENIA
  - czasu trwania
  - mechanicznych właściwości gruntu,
  - PAROWANIA Z GRUNTU i WOLNEJ POWIERZCHNI WODY,
  - EWAPOTRANSPIRACJI,
  - SPŁYWU POWIERZCHNIOWEGO,
  - INFILTRACJI,
  - EKSFOLIACJI,
  - desorpcji.
- } OPADU

Retencja ta zaczyna się po nasyceniu warstwy powierzchniowej gleby (punkt nasycenia). Początkowy stan  $R_d$  wyznacza się z pomiarów lub przyjmuje równy 0. Parametry identyfikacji:

- spadek powierzchni gruntu,
- podział systemu hydrograficznego,
- szorstkość podłoża (jako współczynnik szorstkości) zwykle = const.

14. Infiltracja.

INFILTRACJA:

WSIAKANIE:

**Cechy charakterystyczne:**

- odbywa się w strefie aeracji,
- siłą sprawczą jest siła ciężkości,
- siłami przeciwdziałającymi są:

- siły przyciągania międzycząsteczkowego cząstek stałych (gleba, grunt),
  - siły przyciągania międzycząsteczkowego cząstek wody związanych na cząstkach stałych,
  - jeżeli gleba jest sucha – najpierw uzupełnia WILGOĆ GLEBOWĄ do stanu POŁOWEJ POJEMNOŚCI WODNEJ, potem → INFILTRACJA,
  - proces powolny.
- a. postaci wody glebowej.
- I. woda krystalizacyjna – związana chemicznie z minerałami skał tworzących grunt. Maksymalna ilość do 7%.
  - II. para wodna – w powietrzu glebowym. Przechodząc z niższych partii gruntu do wyższych ulega skropleniu (temperatura). Stała wymiana z powietrzem atmosferycznym.
  - III. woda błonkowa.
  - IV. woda higroskopijna.
  - V. woda kapilarna.
  - VI. WODA grawitacyjna (wolna, WSIĄKOWA) – siły ciężkości przewyciężyły siły przyciągania międzycząsteczkowego cząstek wody związanych na cząstkach stałych. Wypełnia pory i pustki nadkapilarne. Podlega INFILTRACJI. Po dotarciu do zwierciadła przechodzi w wodę gruntową. Jeżeli wcześniej napotka warstwę o gorszej przepuszczalności → wodę zawieszoną.
  - VII. woda gruntowa → wody podziemne, poziomy wodonośne.
  - VIII. lód glebowy – w okresie zimowym lub w obszarach podbiegunowych jest częścią MACIERZY GLEBOWEJ.
- b. parametry wodnoglebowe.
- I. POROWATOŚĆ GLEBY  $p$ :  $p = d/D$  folia
  - II. WILGOTNOŚĆ GLEBY  $\theta$ :  $\theta = b/D$  folia, jeżeli  $b = 0$  → wszystkie pory wypełnione powietrzem, połowa pojemność wodna = 0. Jeżeli  $b = d$  → wszystkie pory wypełnione wodą, połowa pojemność wodna = max., woda przechodzi w formę grawitacyjną.
  - III. CIŚNIENIE SSĄCE GLEBY  $h_s$ , siła ssąca gleby  $F$ , potencjał macierzysty gleby  $\Psi_m$ , ssanie macierzyste  $S_m$ .  $h_s = -(p_0 - p)$  folia  $h_s = f(\theta)$  dla wygody zamienia się  $\log h_s = pF$ . Na podstawie badań eksperymentalnych konstruuje się krzywe retencyjności (KRZYWE PF), na ich podstawie można określić POŁOWĄ POJEMNOŚĆ WODNĄ, punkt trwałego wędnięcia itp. KRZYWE PF wykazują histerezę.
  - IV. POTENCJAŁ KAPILARNY  $\Psi$ .
  - V. WSPÓŁCZYNNIK PRZEWODNOŚCI HYDRAULICZNEJ GLEBY  $K(\theta)$ . Zależy od oporów tarcia przy przepływie, a te zależą od lepkości wody i wiązania na ściankach kapilar.  $K$  jest tym większe im większa jest powierzchnia kontaktu wody i ziaren. Rośnie też wraz ze wzrostem wilgotności, aż do maksimum w punkcie przekroczenia POŁOWEJ POJEMNOŚCI WODNEJ, dalej  $K = k$  (współczynnik filtracji). Wzory eksperymentalne:

A. Kowalika, Zaradnego:  $K(\theta) = K_s \left( \frac{\theta - \theta_0}{\theta_s - \theta_0} \right)^m$ , gdzie  $K_s = k$  – współczynnik

filtracji,  $\theta$  – aktualna WILGOTNOŚĆ GLEBY,  $\theta_0$  – WILGOTNOŚĆ GLEBY przy której nie ma już przepływu fazy ciekłej (poziom wody higroskopijnej z KRZYWEJ PF),  $\theta_s$  – maksymalna zawartość wody w glebie (stan satu-

racji),  $m$  – współczynnik empiryczny, z reguły powyżej 3.

B. Winda:  $K(\theta) = a \cdot \Psi^{-n}$ , gdzie  $a = k$ ,  $\Psi$  – potencjał kapilarny odpowiadający danej WILGOTNOŚCI GLEBY  $\theta$ ,  $n$  – współczynnik empiryczny:  $1,5 \leq n \leq 2,0$  dla gleb ilastych,  $n > 2,0$  dla gleb piaszczystych.

C. Gardnera:  $K(\theta) = \frac{a}{\Psi^n + b}$ , gdzie  $a$  i  $b$  – współczynniki równania ( $k = a/b$  przy  $\Psi = 0$ ),  $n$  – współczynnik empiryczny:  $2,0 \leq n \leq 4,0$  dla gleb ciężkich,  $n \geq 4,0$  dla gleb lekkich,  $10,0 \leq n \leq 15,0$  dla piasków.

D. różni autorzy:  $K(\theta) = K_s \cdot e^{-\beta \Psi}$ , gdzie oznaczenia jak poprzednio, parametry  $K_s$  i  $\beta$  przyjmuje się z tabel.

VI. miąższość strefy aeracji  $m_a$ .

15. Podsystem strefy aeracji.

WEJŚCIE: INF – INFILTRACJA

OPERATOR:  $f(ET, QPP, PERC) + RSA$

WYJŚCIE: ET – TRANSPIRACJA,

QPP – ODPIY W PODPOWIERZCHNIOWY,

PERC – PERKOLACJA.

RETENCJA: RSA – retencja strefy aeracji.

a. ODPIY W PODPOWIERZCHNIOWY – QPP wynika z:

- istnienia sieci połączeń hydraulicznych w strefie aeracji,
- działania sił grawitacji,
- aktualnej WILGOTNOŚCI GRUNTU (im większa tym większy QPP),
- przeciwdziałania sił przyciągania międzycząsteczkowego.

Zależy od:

- PERKOLACJI PERC,
- parametrów hydrogeologicznych gruntów w strefie aeracji,
- parametrów geometrycznych zlewni.

Wyróżnia się:

- I. bezpośredni QPP – rozpoczynający się natychmiast po przekroczeniu strefy korzeniowej i wynikający głównie z sił grawitacji.
- II. opóźniony QPP – rozpoczynający się po uzupełnieniu WILGOCI GLEBOWEJ i zretencjonowaniu wody (RSA), wynikający bardziej z parametrów geometrycznych i wielkości PERKOLACJI. Na jego przebieg ma również wpływ TRANSPIRACJA (ET).

Jest możliwy do wydzielenia z genetycznego rozdziału HYDROGRAMU. Najczęściej wliczany w sumaryczny ODPIY W RZECZNY Q. Charakteryzują go podobne miary jak ODPIY W PODZIEMNY czy POWIERZCHNIOWY.

b. retencja strefy aeracji – RSA. Zależy od:

- stanu nasycenia gleby i gruntu wodą,
- właściwości hydrogeologicznych gruntu,
- czynników hydrometeorologicznych,
- właściwości powierzchni zlewni ułatwiających (bądź utrudniających) działanie tego podsystemu:
  - SPŁYWU POWIERZCHNIOWEGO,
  - pokrycia terenu (potencjał osmotyczny),
  - retencji powierzchniową.
- czasu:

- z zasobów RSA korzystają rośliny w zasięgu penetracji korzeni,
- zasobami RSA zasilane są obiekty hydrograficzne takie jak: bagna, ciek, źródła,
- przy niewielkiej zawartości wilgoci w glebie może ona łatwo przechodzić w formę związaną.

Zwykle pomijana w obliczeniach, zakłada się, że dostatecznie długo po opadzie czyli w chwili  $t_k$  RSA = 0, bo jest ona zawarta w ET, PERC, OPP i zostaje tam związana.

RSA zaczyna się już na początku opadu (różnica między OPADEM RZECZYWISTYM a EFEKTYWNYM). W fazie początkowej większość WODY WSIĄKOWEJ idzie na uzupełnienie ubytków, dopiero później, po przekroczeniu punktu nasycenia - RSA.

Po wyczerpaniu się pojemności RSA zaczynają się: RPP, RPN,  $R_d$  i inne powierzchniowe formy retencji.

## 16. Podsystem wód gruntowych

WEJŚCIE: PERC – PERKOLACJA i PODSIĄK KAPILARNY

OPERATOR:  $f(QG, FLTR) = RWG, \rightarrow$  PERC

$f(QA) = RA, \rightarrow$  FLTR,

WYJŚCIA: QG – ODPIY W GRUNTOWY,

FLTR – FILTRACJA wgłębna,

QA – ODPIY APOTAMICZNY,

RETENCJA: RWG – RETENCJA GRUNTOWA,

RA – RETENCJA APOTAMICZNA.

### a. perkolacja i podsiąk kapilarny – PERC

PODSIĄK KAPILARNY:

Przyciąganie cząsteczki wody przez cząsteczki powietrza na granicy woda/powietrze jest wynikiem istnienia sił spójności. Ponieważ gęstość wody jest większa niż pary wodnej czy powietrza  $\rightarrow$  wypadkowa skierowana do wnętrza cieczy  $\rightarrow$  wewnętrzne ciśnienie cieczy  $\rightarrow$  zewnętrzne cząsteczki wytwarzają sprężystą błonkę  $\leftrightarrow$  siły spójności starają się maksymalnie zmniejszyć powierzchnię cieczy  $\rightarrow$  NAPIĘCIE POWIERZCHNIOWE  $\sigma \rightarrow$  kształt kropeł.

NAPIĘCIE POWIERZCHNIOWE  $\sigma$  na granicy woda/powietrze zależy od temperatury:

$$0^\circ\text{C} \rightarrow 75,64 \cdot 10^{-3} \text{ [J/m}^2\text{]}$$

$$10^\circ\text{C} \rightarrow 74,22 \cdot 10^{-3} \text{ [J/m}^2\text{]}$$

$$20^\circ\text{C} \rightarrow 72,75 \cdot 10^{-3} \text{ [J/m}^2\text{]}.$$

Ponieważ ciśnienie wewnętrzne cieczy pod powierzchnią płaską jest jednakowe, więc kiedy powierzchnia ta ulegnie zakrzywieniu  $\rightarrow$  CIŚNIENIE WŁOSKOWATE  $\mathbf{p}$ :  $\mathbf{p} = 2\sigma/\mathbf{R}$ , gdzie  $\mathbf{R}$  – promień krzywizny.

Na granicy ciało stałe/ciecz także działają siły przyciągania przez cząsteczki ciała stałego. Powstające tu wypadkowe skierowane zależnie od **rodzaju cieczy i ciała stałego**, stąd:

- CIECZE ZWILŻAJĄCE:
- CIECZE NIEZWILŻAJĄCE:

Powierzchnia cieczy w miejscu zetknięcia się ze ścianką naczynia nie jest płaska, lecz styczna pod kątem  $\Theta$ . W rurce kapilarnej o promieniu  $\mathbf{r}$  CIECZ ZWILŻAJĄCA utworzy powierzchnię wklęsłą o promieniu  $\mathbf{R}$ :  $\mathbf{R} = \mathbf{r}/\cos\Theta$ . Ciecz taka  $\uparrow$  ponieważ pod powierzchnią wklęsłą panuje ciśnienie  $\mathbf{P}_1$  mniejsze o  $\mathbf{p}$  od ciśnienia normalnego  $\mathbf{P}_0$  dla powierzchni płaskiej:  $\mathbf{P}_1 = \mathbf{P}_0 - (2\sigma/\mathbf{R})$ .

Wznoszenie będzie trwało dopóty, dopóki ciężar słupa cieczy nie zrównoważy CIŚNIENIA WŁOSKOWATEGO. Stąd PODSIĄK KAPILARNY  $\mathbf{h}$ :  $\mathbf{h} = 2\sigma/\mathbf{rdg}$ , gdzie:  $\sigma$  – napięcie powierzchniowe cieczy,  $\mathbf{r}$  – średnica przewodu (rurki, kapilary),  $\mathbf{d}$  – gęstość cieczy,  $\mathbf{g}$  – przyspieszenie ziemskie.

KAPILARNOŚĆ CZYNNA:

KAPILARNOŚĆ BIERNĄ:

WILGOTNOŚĆ KAPILARNA:

KAPILARYMETR:

PERKOLACJA: na obszarze Polski w granicach:  $<300 \div >2100 \text{ m}^3/\text{rok}$ .

b. retencja wód gruntowych – RWG

Retencja wód gruntowych = RETENCJA GRUNTOWA. Zależy od:

- własności hydrogeologicznych skał,
- ilości wody dopływającej z INFILTRACJI EFEKTYWNEJ,
- wielkości ODPLYWU GRUNTOWEGO,
- intensywności korzystania z zasobów wód podziemnych przez człowieka.

Zwykle  $\text{RWG} \approx \text{OG}$ , zakładając, że pozostałe WYJŚCIA z podsystemu są mało znaczące. **Metody szacowania RWG:**

I. **Maileta:**

Opiera się na analizie formowania się przepływu w ciekach w okresie, w którym zlewnia nie otrzymuje zasilania zewnętrznego. Sporządza się wykres  $\log Q = f(t)$ , rozrzut wyrównuje się prostą przecinającą oś rzędnych w punkcie  $\log Q_0$ , gdzie  $Q_0$  – przepływ w chwili  $t_0$  czyli początku fazy wysychania. Czas  $t_1$  odpowiada  $Q_{t1} = 1 \text{ m/s}$ , stąd współczynnik wysychania  $\alpha = \log Q_0 / 0,4343 t_1$ , i wtedy:  $Q_t = Q_0 e^{-\alpha(t-t_0)}$ , a stąd  $V_g = Q_0 / \alpha$ .

II. **Radczuk i Szarskiej:**

Opiera się na podobnych założeniach: odpływ z zasobów wód podziemnych jest proporcjonalny do iloczynu powierzchni przekroju zasilania i zmiennego spadku:  $Q(t) = h(t)LV$ , gdzie:  $V$  – prędkość filtracji,  $h$  – wysokość zwierciadła wód podziemnych,  $L$  – długość wszystkich cieków w zlewni; stąd po przekształceniach otrzymuje się:  $Q(t) = (Q_0 - Q_B)e^{-\alpha t} + Q_B$ , gdzie  $Q_B$  – przepływ podstawowy (bazowy)<sup>9</sup>,  $\alpha$  – współczynnik recesji  $\alpha = (VL)/(F\mu)$ . Parametry równania wyznacza się z HYDROGRAMU dla okresów niżówkowych o długim okresie trwania.  $Q_0$  Radczuk i Szarska proponują przyjmować jako średni roczny.

III. **Dębskiego:**

Założeniem tej metody jest zmniejszanie się zapasów wód zretencjonowanych w malejącym postępie geometrycznym:  $V = Q/(1-q)$ , gdzie  $V$  – objętość wody zretencjonowana w zlewni w danym dniu [ $\text{m}^3$ ],  $Q$  – przepływ podziemny w

tym samym dniu [ $\text{m}^3/\text{s}$ ],  $q = \left(\frac{Q_r}{Q_0}\right)^{\frac{1}{r}}$ , gdzie  $Q_r$  - natężenie przepływu w końcu

okresu wysychania,  $Q_0$  - natężenie przepływu na początku okresu wysychania,  $r$  – liczba dni suszy. Objętość wody zretencjonowanej w danym dniu  $V_{\text{RWG}} = [86400(Q_0 - Q_r)]/(1 - q)$  [ $\text{m}^3$ ], a w całej zlewni o powierzchni  $A$ :  $V_{\text{RWG}} = [86400(Q_0 - Q_r)]/(1 - qA)$  [ $\text{mm}$ ].

IV. **Bindemana:**

$O_p = 1000\Delta h\mu F$ , gdzie  $\Delta h$  – zmiany zwierciadła wód podziemnych zasilających rzekę lub jezioro [ $\text{m}$ ],  $\mu$  – współczynnik odsączalności [bezw.],  $F$  – powierzchnia zlewni podziemnej (z mapy hydroizohips) [ $\text{km}^2$ ].

c. Filtracja – FLTR i retencja apotamiczna RA

FILTRACJA:

- I. ruch wody w poziomie wodonośnym podlega prawu Darcy'ego:

<sup>9</sup> - przepływ przy najniższym w wieloleciu stanie wód podziemnych.

$\mathbf{v} = \mathbf{kI}$  i  $\mathbf{Q} = \mathbf{vF}$ , gdzie  $\mathbf{v}$  – prędkość filtracji,  $\mathbf{k}$  – współczynnik filtracji,  $\mathbf{I}$  – spadek hydrauliczny,  $\mathbf{Q}$  – przepływ podziemny,  $\mathbf{F}$  – pole powierzchni przekroju poprzecznego strumienia filtracji; stąd jednostkowy przepływ  $\mathbf{q} = \mathbf{kIhB}$ , gdzie  $\mathbf{h} = (\mathbf{h}_1 + \mathbf{h}_2)/2$ , a  $\mathbf{I} = (\mathbf{h}_1 - \mathbf{h}_2)/l$ , gdzie  $\mathbf{h}_1$  i  $\mathbf{h}_2$  – wysokości zwierciadła strumienia wód podziemnych nad podstawą warstwy wodonośnej w odległości  $l$  od siebie. Wtedy  $\mathbf{q} = [\mathbf{k}(\mathbf{h}_1^2 - \mathbf{h}_2^2)]/2l$  i  $\mathbf{Q} = \mathbf{qB}$ , gdzie  $\mathbf{B}$  – szerokość strumienia wód podziemnych. Uwzględniając fakt anizotropowości ośrodka powyższe rozumowanie można zapisać uwzględniając składowe prędkości filtracji w kierunkach  $x$ ,  $y$  i  $z$ :  $v_x = k \frac{\partial h}{\partial x}$ ,  $v_y = k \frac{\partial h}{\partial y}$ ,  $v_z = \frac{\partial h}{\partial z}$ , przy czym  $h(x,y,z)$  będzie funkcją opisującą

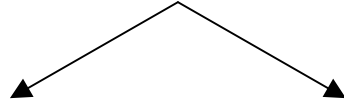
pole ciśnień w ośrodku. Zgodnie z  $\mathbf{Q} = \mathbf{vF}$  w trójwymiarowym schemacie będzie:  $\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0$  skąd:  $\frac{\partial}{\partial x} \left( k \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0$ . Jeżeli

$k(x,y,z) = k_{sr} = \text{const.}$  to otrzymujemy równanie Laplace'a:  $\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0$ . Opisuje ono ruch trójwymiarowy, stacjonarny w niejednorodnym ośrodku porowatym. W przypadku ruchu niestacjonarnego (np. w warstwie o zwierciadle artezyjskim, równanie Laplace'a przyjmie postać:

$\frac{\partial}{\partial x} \left( k \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k \frac{\partial h}{\partial z} \right) = C_1 \frac{\partial h}{\partial t}$ , gdzie  $C_1$  – stała fizyczna

uwzględniająca własności filtracyjne i sprężyste ośrodka.

## II. rozdział wód filtrujących



zasilanie pośrednie

- zasilanie lateralne
- zasilanie pasożytnicze
- zasilanie przez okna hydrogeologiczne

**uzależnione od:**

- drożności i przepuszczalności stref uskokowych,
- głębokości i rozwarcia szczelin,
- stopnia skomplikowania budowy geologicznej,
- ciśnień hydraulicznych w warstwie.

## III. określanie wartości liczbowych FLTR:

A. modelowanie hydrodynamiczne (bardzo precyzyjne),

B. próbne pompowania głębokich poziomów wodonośnych.

Wielkość FLTR jest zwykle zbliżona do wielkości błędu obliczeniowego.

## IV. RETENCJA APOTAMICZNA RA:

### V. ODPŁYW APOTAMICZNY QA:

## d. ODPŁYW GRUNTOWY QG:

Często  $QG = RWG$

I. Fizyka odpływu: patrz 16.c.I. + zajęcia z Hydrogeologii

II. Metody szacowania OG

W hydrogeologii odpływ gruntowy utożsamiany jest z zasobami dynamicznymi.

A. metody omówione w punkcie 16.b.

B. metoda przepływu przez przekrój poprzeczny strumienia wód podziemnych:

$$Q_d = qB,$$

C. metoda rzeczywistej prędkości ruchu wody podziemnej:

$$Q_d = mW\mu B,$$

gdzie  $m$  – miąższość warstwy wodonośnej,  $W$  - rzeczywista prędkość ruchu wody podziemnej.

D. metoda Butowa-Płotnikowa:

$$q_d = Q/2R,$$

gdzie:  $q_d$  – odpływ jednostkowy wód podziemnych,  $Q$  – wydatek z próbnych pompowań,  $R$  – promień leja depresji. Ekstrapolując ten wynik poza obszar leja otrzymuje się:  $Q_d = eq_d B$ , gdzie  $e$  – empiryczny współczynnik liczbowy zależny od  $k$  i  $m$ , na ogół z przedziału 2 – 4.

E. metoda Maliszewskiego – wymaga przeprowadzenia próbnych pompowań w dwóch otworach położonych w odległości  $L$  na linii prostopadłej do kierunku ruchu wody i w odległości mniejszej niż  $R$ . Metodą prób ustala się wydatki  $Q_1$  i  $Q_2$  obu otworów przy, których leje depresyjne się zetkną:

$$q_d = (Q_1 + Q_2)/2L.$$

F. metoda infiltracyjna – polega na obliczeniu INFILTRACJI EFEKTYWNEJ wyrażonej jako wskaźnik infiltracji efektywnej. Opierając się na bilansie lizymetrycznym:  $P = E + I_e + \Delta R$ , i mierzonych bezpośrednio: WYSOKOŚCI OPADU –  $P$  i  $I_e$  – wskaźniku infiltracji efektywnej,  $\Delta R$  – różnica retencji ma znaczenie w krótszych okresach czasu, w okresach np. rocznych – jest do pominięcia, a  $E$  – EWAPOTRANSPIRACJA jest wyliczana z równania. Po doprowadzeniu  $I_e$  do wartości porównywalnych za pomocą wykresu zależności  $I_e = f(P)$  i  $I_e = \text{tg}\alpha P - b$ , oblicza się wskaźnik infiltracji efektywnej  $w = I_e/P$ .

G. metoda klas infiltracji – na podstawie szczegółowych badań wydziela się obszary o podobnych warunkach i dla takiego obszaru ustala się wartość  $w$ . Zakłada się, że na obszarach o podobnych warunkach  $w$  będzie takie samo.

H. metoda hydrodynamiczna – wykorzystuje dokładne rozpoznanie hydrogeologiczne. Na tej podstawie wykreśla się mapę hydroizohips, na którą wkreśla się linie prądu, pokrywając obszar siatką hydrodynamiczną. Dla każdego pola (oczka siatki) określa się wartość przewodności hydraulicznej  $T$ , spadku hydraulicznego  $I$ , szerokości strumienia filtracji  $B$ , pola powierzchni przekroju poprzecznego  $F$ , a wykorzystując wzory Darcy'ego i na przepływ jednostkowy oblicza się  $q_i$  i  $Q_i$ . W końcu sumując przepływy  $Q_i$  ze wszystkich pól otrzymuje się całkowity OG z np. poziomu wodonośnego.

I. metoda wahań zwierciadła wody podziemnej – oparta jest na podobnej zasadzie jak omówiona metoda Bindemana.

J. metoda regresji zwierciadła – wykorzystuje pomiar stanów zwierciadła wód podziemnych w okresie bezopadowym lub zimowym. Poziom wodonośny nie jest wtedy zasilany, a odpływ powoduje opadanie zwierciadła. Przy dostatecznie długim okresie suszy (pow. 1 m-ca):

$$Q_d = F\mu(\Delta h/t_0),$$

gdzie  $t_0$  – czas pomiędzy jednym a drugim pomiarem zwierciadła w okresie bezopadowym,  $\Delta h$  – różnica zwierciadła na początku i końcu okresu suszy.

K. metody bilansowe:

- Wundta:  $\mu h + L = P - S - H$ , gdzie wyrażenie  $\mu h$  – przedstawia zmiany zapasu wody gruntowej ( $h$  – wyraża tutaj stany zwierciadła wody podziemnej),  $L = \text{PERC} + \text{RSA}$ , natomiast  $P - S - H$  sumuje się z miesiąca na



miesiąc ( $\Sigma P - S - H$ ). Dla dokładności oszacowania  $Q_d$  istotne jest precyzyjne określenie strat  $S$ .

L. metody hydrologiczne opierające się na:

- i. analizie hydrogramów i wydzielaniu tej części odpływu, która przypada na zasilanie podziemne. Wybiera się tu kilkutygodniowe okresy bezdeszczowe i znajduje różnicę między przepływem w dolnym ( $q_2$ ) i górnym ( $q_1$ ) przekroju wodowskazowym cieku:

$$q_p = (q_2 - q_1)/L,$$

gdzie  $L$  – odległością między wodowskazami. Następnie oblicza się MODUŁ ODPŁYWU  $M_g = q_p/F$ , gdzie  $F$  – powierzchnia zlewni między wodowskazami i całkowity odpływ  $Q_d = M_g F$ .

- ii. metody ścięcia fali wezbrania – opierają się na analizie stanów wód rzecznych w okresie przechodzenia fali wezbraniowej oraz bezpośrednio przed i po niej. Szerzej omówione są na ćwiczeniach (ćwicz. 7).

III. parametry odpływu:

- A. ODPŁYW PODZIEMNY JEDNOSTKOWY  $q$ :
- B. ODPŁYW PODZIEMNY CAŁKOWITY  $Q$ :
- C. OBJĘTOŚĆ (roczna, półroczna, i tp.) ODPŁYWU PODZIEMNEGO  $V_p$ :
- D. MODUŁ ODPŁYWU PODZIEMNEGO  $M_g$ :
- E. NATĘŻENIE ODPŁYWU PODZIEMNEGO:
- F. WSKAŹNIK ODPŁYWU PODZIEMNEGO  $H$ :
- G. WSPÓŁCZYNNIK ODPŁYWU PODZIEMNEGO  $c$ :

17. Bilanse wodne, ustalanie rezerw wodnych.

Bilans musi mieć:

- ściśle zdefiniowany okres bilansowania,
- dokładnie wyznaczoną powierzchnie bilansowania.

**Cele sporządzania bilansu:**

- ustalenie równowagi między przychodami a ubytkami czyli zbadanie REZERW WODNYCH → wyniki ich oszacowania powinny się różnić o wartości większe niż wynika to z dokładności oszacowania danych wejściowych
- obliczenie jednego z elementów bilansu gdy pozostałe są znane.

**Powody niedomykania się bilansu:**

- ingerencja człowieka,
- zmienność REZERW WODNYCH,
- błędy pomiarów i ich przybliżenia,
- niedopasowanie modelu,
- losowość i nieprzewidywalność natury.

**Inne wskazówki układania bilansu:**

- nie wyrażać wartości w %,
- szczególnie precyzyjnie należy określić te elementy bilansu, które można pomierzyć dokładnie, np. OPADY, ODPŁYW. Nie należy stosować w tym przypadku wartości średnich, ale takie metody, które zapewniają dobrą dokładność (np. metody statystyczne),
- pomiary PAROWANIA RZECZYWISTEGO i INFILTRACJI należy wyznaczać za pomocą możliwie najdokładniejszych metod,
- unikać pozornych dokładności liczbowych i obliczeniowych, np. należy odrzucać wartości dziesiętne w tych pomiarach, których dokonuje się z dokładnością do jednośc:  $P = 718,15 \text{ mm} \Rightarrow P = 718 \text{ mm}$ .

- najbardziej ufać pomiarom bezpośrednim niż wzorom empirycznym,
  - lepiej wyrażać bilans w jednostkach objętościowych (np. m<sup>3</sup>/rok) niż w [mm] grubości warstwy,
  - przed wyznaczeniem różnicy między przychodami a ubytkami i utożsamieniu ich z wielkością REZERW należy błęd wyznaczenia głównych elementów i o tyle (czyli o sumę błędów) zmniejszyć tę różnicę,
  - podczas opracowania tabel i równań bilansowych przyjmując możliwie najprostsze formy, nie uwzględniać czynników drugorzędnych,
  - liczyć się z tym, że REZERWY WODNE będą **oszacowane**, a nie **obliczone**, zatem – przybliżone.
- a. obiekty bilansowe
- Powierzchnia, dla której sporządza się bilans musi być wyznaczona **dokładnie**, najlepiej w nawiązaniu do **granic naturalnych**. wszystkie składniki bilansu muszą pochodzić z **tej samej jednostki powierzchni**, którą może być:
- określona ZLEWNIA,
  - ZLEWNIA reprezentatywna,
  - rejon badań,
  - warstwa wodonośna (poziom wodonośny, kompleks wodonośny<sup>10</sup>),
  - punkt lizymetryczny,
  - jednostka administracyjna,
  - dowolny wycinek terenu.
- b. okres bilansowania
- Im krótszy okres bilansowania tym bardziej skomplikowane stają się obliczenia.
- I. wielolecie: daje dobre wyniki dla konkretnego roku pod warunkiem zapewnienia reprezentatywności dla innego okresu; wymaga pełnego obrazu warunków hydrologicznych i hydrogeologicznych (długie ciągi pomiarowe, niezmiennosc warunków),
  - II. średni rok hydrologiczny: daje tym lepsze wyniki im bardziej rok obliczeniowy jest zbliżony do roku średniego,
  - III. konkretny ROK HYDROLOGICZNY: problem z reprezentatywnością; problem precyzji oszacowania tych elementów, które są trudniej mierzalne, np. retencja, zwłaszcza jej stan na początku okresu bilansowania,
  - IV. miesiąc: jw.,
  - V. dekada: trudności z rozpoznaniem stanu zjawiska długotrwałego np. PERKOLACJI, PAROWANIA, RETENCJI GRUNTOWEJ,
  - VI. konkretny opad (ulewa): jw.
- ROK HYDROLOGICZNY:
- W Polsce ⇒ listopad – październik*
- We Francji w rej. Basenu Paryskiego ⇒ październik – wrzesień,*  
*w Pirenejach ⇒ luty – styczeń,*
- w obszarach suchych może obejmować okresy dłuższe: np. dwudziestoczwemiesięczne.*
- c. formy przedstawiania bilansu hydrologicznego:
- I. tabele: rys. ..., ..., ..., ....
- Można zamiast opadów **P** uwzględnić infiltrację efektywną **I<sub>w</sub>**, i wtedy nie uwzględnia się już PAROWANIA rzeczywistego **E** i odpływu **Q** lub spływu **R**;

<sup>10</sup> - w tym przypadku granice nie są stałe, gdyż wahania położenia zwierciadła wody (powierzchni piezometrycznej) mogą modyfikować położenie działu wód.

pobór wody (eksploatacja) jest częściowo rekompensowany ponownym wprowadzeniem tych wód do obiegu w ilości:

$\frac{1}{3}$  wody konsumpcyjnej,  
 $\frac{1}{2}$  wody przemysłowej.

II. równania bilansowe:

A.  $P = E + Q \pm dW \pm q,$

B.  $P = E + R + I \pm dW \pm q,$

C.  $P = E + R + Q_w \pm dW \pm q,$  (dla poziomu o zwierciadle swobodnym)

D.  $P = E + R + I_w \pm dW,$

E.  $P = E + Q + Q_{eks} \pm dW \pm q.$

gdzie: P – opad całkowity na powierzchnię obiektu,  $I_w$  – infiltracja miarodajna (w bilansie wyrównanym =  $Q_w$ ), E – PAROWANIE rzeczywiste, Q – odpływ z sieci hydrograficznej, R – spływ powierzchniowy,  $dW$  - zmiany rezerw (retencja wód powierzchniowych i podziemnych, D – deficyt odpływu  $D = P - Q$ ,  $q$  – wartość bezwzględna wartości zasilania pośredniego i strat na rzecz innych obiektów, I – infiltracja,  $Q_w$  – odpływ wód podziemnych,  $Q_{eks}$  – pobór wody (eksploatacja) utożsamiany z zasobami dyspozycyjnymi. Pierwszych siedem składników to **składniki główne bilansu wodnego**.

d. przykładowe bilanse:

I. Ziemi: rys. ... ,

II. Francji: rys. ... ,

III. Tunezji: rys. ... ,

IV. zlewni Górnej Sommy: rys. ... ,

V. zlewni Niziny Mitidża: rys. ... ,

VI. poziomu wód w utworach aluwialnych Rodanu na północ od Avinionu: rys. ... ,

18. Oceanosfera:

71% planety, 361,3 mln km<sup>2</sup> = Wszechocean (Ocean Światowy); na półkuli N – 61 % powierzchni, na półkuli S – 81 % powierzchni. Objętość wód Oceanu Światowego = 1,34 mld km<sup>3</sup>; średnia głębokość = 3704 km, największa głębokość (Rów Mariański) = 11034 m. Całością spraw dotyczących Oceanu Światowego zajmuje się International Hydrographic Organisation (Międzynarodowa Organizacja Hydrograficzna) a konkretnie Międzynarodowe Biuro Hydrograficzne z siedzibą w Monako. ([www.who-ohi.net](http://www.who-ohi.net)).

a. podział Oceanu Światowego (według IHO):

Ocean	Powierzchnia [tys. km <sup>2</sup> ]	Objętość [tys. km <sup>3</sup> ]	Średnie zasolenie [%o]	Średnia temperatura [°C]	Głębokość [m]		Współrzędne geograficzne najgłębszego miejsca		Położenie najgłębszego miejsca
					średnia	maksymalna	szerokość	długość	
Atlantycki	91693	328730	35,4	16,5	3602	9219	19°55'N	65°27'W	Rów Puerto Rico
Indyjski	76170	282600	34,8	17	3711	7729	10°19'S	109°58'E	Rów Jawajski
Lodowaty	14750	18070	25	~0	1225	5449	82°23'N	19°31E	Basen Nansena
Spokojny	178684	707053	34,9	19,1	3957	10911	11°22,4'N	142°35,5'E	Rów Mariański

b. granice<sup>11</sup>:

I. Ocean Lodowaty: od przyl. Brewstera (A) na wys. 70° równ. na wsch. wyb. Grenlandii do przyl. Rifstangi (B) w płn. Islandii; jej płn. wyb. do przyl. Gerpur (C); wzdł. Progu Islandzkiego do Wysp Owczych; przez Szetlandy do płw. Stalandet (D) w pd.-zach. Norwegii; wyb. płn. Norwegii i Rosji do przyl. Dieżnięwa (E) na płw. Czukockim; przez wyspy Diomida w Cieśn. Beringa do płd. czę-

<sup>11</sup> litery przy nazwach geograficznych odnoszą się do rysunku ...

- ści zat. Shishmaret koło miasta Wales na płw. Seward (F); wyb. płn. Ameryki Płn. do przyl. Chidley na Płw. Labradorским (G) z wył. zat. Ungava; przez Cieś. Foxe do Ziemi Baffina; jej wsch. wyb. do 70° równ. szer. geogr. płn. (H); wzdł. niego do zach. wyb. Grenlandii (I); wyb. do przyl. Brewstera (A).
- II. Ocean Atlantycki: granica płn. pokrywa się częściowo z granicą Oc. Lodowatego do płw. Stadlandet (D); płd. wyb. Norwegii i zach. wyb. Europy i Afryki do przyl. Igielnego (J); wzdł. południka 20° dł. geogr. wsch. do przyl. Norwegia (K) na Antarktydzie; wzdł. wyb. Antarktydy: Cairda, Leopolda, wsch. wyb. Płw. Antarktycznego do przyl. Prime Head (L) na Płw. Antarktycznym; przez Cieśn. Drake'a do Przyl. Horn (Ł); wsch. wyb. Ameryki Płd. i Pn. do przyl. Chidley (G) na Płw. Labradorским.
- III. Ocean Indyjski: granica zach. pokrywa się ze wsch. Oc. Atlantyckiego; od przyl. Igielnego (J); wsch. wyb. Afryki; poł. wyb. Azji Płd.-Zach. do Międzymorza Kra na Płw. Malajskim u wrót Cieśn. Malakka (pozostawiając ją poza Oc. Indyjskim); płn. wyb. Sumatry do przyl. Bateeputh (M); zach. wyb. Sumatry do przyl. Tua (N); zach. i płd. wyb. Jawy do przyl. Purwo (O); płd. wyb. Małych Wysp Sundajskich do przyl. Lisomu (Q) na wyspie Alor; przez Cieśn. Ombai (Alor); płd. wyb. Timoru w kier. zach. do przyl. Pukuatu (R); płd.-wsch. wyb. Timoru i arch. Banda do przyl. Aro Usu (S) na wyspie Yamdena; wsch. wyb. tej wyspy do arch. Kai i przyl. Ngabordamlu w arch. Aru; wzdł. linii prostej łącz. ten przyl. z przyl. Vals na przybrzeżnej wyspie Dolak w Nowej Gwinei; płd. wyb. tej wyspy do przyl. Yubo; przez Cieśn. Torresa do przyl. York (T); wzdł. Wielkiej Rafy Koralowej i wsch. wyb. Australii do przyl. Naturaliste (U) na Tasmanii; wyb. do przyl. Południowo-Wschodniego (V); wzdł. połudn. 147° dł. geogr. wsch. do przyl. Freshfield (W) na Wyb. Jerzego V na Antarktydzie; wyb. Antarktydy: Adeli, Terre Clarie, Banzare Land, Sabrina, Budda, Knoxa, Królowej Marii, Wilhelma II, Leopolda i Astrid, Ingrid Christiansen, Lars Christiansen, Kempa, Księżniczki: Ragnhildy, Astrid i Marty do przyl. Norwegia (K).
- IV. Ocean Spokojny: granica zach. pokrywa się ze wsch. granicą Oc. Indyjskiego na odcinku od przyl. Freshfield (W) do przyl. York (T); przez Cieśn. Torresa do przyl. Yubo; płd., wsch., płn. i zach. wyb. Nowej Gwinei do przyl. Vals; wzdł. płn.-wsch. granicy Oc. Indyjskiego; włącz. Cieśn. Malakka; wsch. wyb. Azji do przyl. Dieżniewa (E); wzdł. płd. granicy Oc. Lodowatego; wzdł. zach. wyb. Ameryki Pn. i Płd. do przyl. Horn (Ł); wzdł. zach. granicy Oc. Atlantyckiego do przyl. Prime Head (L), wzdł. wyb. Antarktydy od Płw. Antarktycznego, Wyb. Englisha, Eightsa, Walgreena, Hobbsa, Rupperta, wyb. płw. Edwarda VII i Ziemi Marii Byrd, wyb. u podnóża Gór Królowej Maud, Księcia Alberta, Admiralicji, Wyb. Oatesa i Jerzego V do przyl. Freshfield (W) na Wyb. Jerzego V.
- c. akweny<sup>12</sup>:
- I. Ocean Lodowaty: 2.1. Basen Arktyczny z bas.: Kanadyjskim, Makarowa, Amundsena; 2.2.1. Morze Norweskie; 2.2.2. M. Grenlandzkie; 2.3. M. Barentsa; 2.4. M. Białe; 2.5. M. Karskie, 2.6. M. Łaptiewów; 2.7. M. Wschodniosyberyjskie; 2.8. M. Czukockie; 2.9. M. Beauforta; 2.10. wody Arch. Arktycznego; 2.11. M. Baffina; 2.12. Zat. i Cieśn. Hudsona.
- II. Ocean Atlantycki: 1.1.1. Cieśn. Duńska; 1.1.2. M. Labradorskie; 1.1.3. Cieśn. Davisa; 1.2.2. Zat. Św. Wawrzyńca; 1.2.3. Kanał La Manche; 1.2.4. M. Irlandzkie; 1.2.5. M. Celtyckie; 1.2.6. M. Północne; 1.2.7. Cieśn. Skagerrak i Kattegat; 1.2.8. M. Bałtyckie; 1.3. M. Sargassowe; 1.3.3. M. Śródziemne; 1.3.4. Cieśn.

<sup>12</sup> numeracja według rys. ...

- Dardanele, M. Marmara, Cieśn. Bosfor; 1.3.5. M. Czarne; 1.3.6. M. Azowskie; 1.4.2.1. M. Karaibskie; 1.4.2.2. Zat. Meksykańska; 1.5.1. Zat. Gwinejska; 1.9.1. M. Scotia; 1.10.1. M. Weddella .
- III. Ocean Indyjski: 4.1.1. M. Arabskie; 4.1.2. Zat. Adeńska; 4.1.3. Zat. Perska; 4.1.4. M. Czerwone; 4.1.6. Zat. Bengalska; 4.1.7. M. Andamańskie; 4.3.1. M. Timor, Arafura i Zat. Karpentaria; 4.3.2. Kanał Mozambicki; 4.5.1. Wielka Zat. Australijska.
- IV. Ocean Spokojny: 3.1.1. M. Beringa; 3.1.2. M. Ochockie; 3.2.1. Zat. Alaska; 3.2.2. M. Japońskie; 3.2.3. M. Żółte; 3.3.3. M. Wschodniochińskie; 3.4.2. M. Południowochińskie; 3.5.2. Zat. Syjamska, Cieśn. Malakka, M. Jawajskie, Bali, Flores, Sawu, Banda, Seram, Halmahera, Moluckie, Celebes, Mindanao, Sulu; 3.5.3. M. Bismarcka; 3.5.4. M. Salomona; 3.6.3. Korolowe; 3.7.1. M. Tasmana; 3.10.1. M. Rossa.

MORZE:

ZATOKA:

CIEŚNINA:

d. **podział mórz ze względu na:**

I. **położenie:**

- A. przybrzeżne – na szelfie, swobodna wymiana wód z oceanem: *M. Karskie, M. Północne, M. Timor, M. Beringa.*
- B. śródlądowe – otoczone lądami, łączą się z oceanem wąskimi cieśninami: *M. Baffina, M. Bałtyckie, Zat. Perska, M. Ochockie.*
- C. międzywypowe – oddzielone od oceanu łańcuchami wysp: *M. Barentsa, M. Karaibskie, M. Andamańskie, M. Celebes.*

II. **izolację:**

- A. otwarte – pełna łączność z oceanem: *M. Beauforta, M. Labradorские, M. Arabskie, Zat. Alaska.*
- B. półzamknięte – oddzielone wyspami, półwyspami: *M. Barentsa, Zat. Św. Wawrzyńca, Kanał Mozambicki, M. Korolowe,*
- C. zamknięte – niemal całkiem izolowane: *wody Arch. Arktycznego, M. Śródziemne, M. Czerwone, M. Japońskie.*

e. charakter obiegu wody w cieśninach:

- I.  $\rightleftharpoons$  - dwa przeciwległe prądy jeden nad drugim o stałym lub sezonowo zmiennym kierunku: *Gibraltarska, Otranto.*
- II.  $\rightarrow\leftarrow$  - dwa przeciwległe prądy na tym samym poziomie: *Dawisa.*
- III.  $\rightarrow$  - jeden prąd wywołany różnicą poziomów wody w akwenach: *Florydzka.*
- IV.  $\leftarrow\uparrow\rightarrow\downarrow$  - prądy zmienne, zależnie od kierunku wiatru: *Kerczeńska.*
- V.  $\leftrightarrow$  - prąd zależny od kierunku pływów: *La Perousse'a.*

f. rzeźba dna oceanicznego:

dno oceaniczne = podwodne obrzeże kontynentalne + strefa przejściowa + łożo oceanu

I. podwodne obrzeże kontynentalne (pok) = szelf + stok kontynentalny + podnóże kontynentalne.

- A. SZELF KONTYNENTALNY: 38% pok, łagodnie opada od brzegu do głębokości 10 – 500 m., średnio: 132 m, śr. nachylenie 2°, przy stromych i wysokich brzegach szer. – 10 – 20 km, przy niskich – do 1400 km, najmn. szer.: *zach. wyb. Ameryki Pn. i Płd, oraz zach. i wsch. wyb. Afryki*, maks. szer.: *pn. wyb. Europy i Azji.* Rzeźba powierzchni szelfów:

i. formy reliktovej rzeźby polodowcowej:

01. morenowe (*Zat. Casco, Maine, atlantyckie wyb. USA*),  
02. drumliny i kemy (*M. Bałtyckie*),

- 03. mutony ( zach. *Labrador, M. Białe*).
  - ii. dolinno – fluwialna (*atlantycki szelf u wyb. USA, pn. część M. Kaspijskiego, M. Południowochińskie, M. Jawajskie, arktyczny szelf Rosji*),
  - iii. strukturalno – denudacyjna (*Ławice: Nantucket, George’a, Emerald w USA i Kanadzie, zach. część M. Kaspijskiego*),
  - iv. eoliczna (*szelfy mórz zwrotnikowych i podzwrotnikowych*),
  - v. reliktowe formy dawnych brzegów morskich,
  - vi. prądów dryfowych (grzędy i inne),
  - vii. rafy koralowe,
  - viii. związana z falowaniem.
- B. stok kontynentalny (skłon, zbocze): od krawędzi szelfu do głęb. ok. 2 – 3,5 km; szer. śr. 260 km w O. Atlantyckim, 182 km – O. Indyjskim, 139 km – O. Spokojnym; śr. nachylenie 3 - 7°, maks. do 30°. Morfologia:
- i. nachylona równina akumulacyjna,
  - ii. zbocze,
  - iii. tarasy: kombinacja powyższych,
  - iv. BORDERLAND (sieć zapadlisk i wyniesień zrębowych).  
We wszystkich tych formach występują KANiony PODMORSKIE na przedłużeniu rzek na lądach): *Kongo, Niger, Ganges, Hudson, Missisipi*.
- C. PODNÓŻE KONTYNENTALNE:
- II. strefa przejściowa – obszar dna, na którym zachodzi przekształcanie się skorupy kontynentalnej w oceaniczną = basen morski + łuk wyspowy + rów głębokowodny.
- A. baseny morskie: od kontynentu oddzielone pok, dno urozmaicone, następuje tu wzrost miąższości powłoki osadowej i bazaltowej,
  - B. łuki wyspowe: pojedyncze, podwójne, złożone, o przebiegu liniowym. Jest to podwodny wał wzdłuż rowów, na grzbiecie i stokach – stożki wulkaniczne,
  - C. rowy – najgłęb. depresje poch. tektonicznego, o nachyleniu stoków do 45°, często schodkowym, z kanionami nawet pow. 5000 m.
  - D. typy strefy przejściowej:
    - i. witiaziowski: brak wyraźnego B.,
    - ii. mariański: występują A. B. C., duża sejsmiczność i wulkanizm,
    - iii. kurylski: występują A. B. C. ale wyspy są duże, łuki podwójne, występują odcinki ze skorupą subkontynentalną, bardzo duża sejsmiczność i wulkanizm,
    - iv. japoński: w dnach A. występuje skorupa suboceaniczna, B. tworzą duże łądy gdzie na dużych obszarach występuje skorupa kontynentalna,
      - 01. indonezyjski: skomplikowana budowa, B. w postaci pętli, C. występują tak od wewnętrznej jak i zewnętrznej strony.
      - 02. wschodniopacyficzny: brak A., zamiast B. występują młode łańcuch górskie na granicy kontynentu, jest tylko C. w klasycznej postaci,
    - v. śródziemnomorski: zamiast A. reliktowe zagłębienia, B. przekształcone w młode łańcuch górskie na granicy kontynentu, C. brak lub ich resztki.
- III. łożo oceanu (właściwe dno) = platformy oceaniczne (TALASOKRATONY) + grzbiety oceaniczne.
- A. platformy oceaniczne: miejsca występowania skorupy oceanicznej, urozmaicona rzeźba, dużą część stanowią BASENY OCEANICZNE, rozdzielone proga-

mi, wałami lub grzbietami, ogromne rozmiary (*Basen Północno-Zachodni Oceanu Spokojnego ma ponad 30 mln km<sup>2</sup>*). Formy morfologiczne basenów:

- formy płaskie:
  - równiny abisalne: faliste formy na obrzeżach basenów;
- formy wklęsłe:
  - doliny abisalne: długie, wąskie i kręte,
- formy wypukłe:
  - pagórki abisalne: wzniesienia do 500 m, średnicy podst. do 10 km<sup>2</sup>;
  - grzbiety kopulasto – blokowe;
  - grzbiety blokowo – zrębowe;
  - masywy oceaniczne;
  - płaskowyże oceaniczne;
  - wzniesienia;
  - wały oceaniczne;
  - góry podwodne:
    - GUJOTY:
    - ATOLE:

B. GRZBIETY ŚRÓDOCEANICZNE: RYFTY: W ich obrębie zachodzi duża część podmorskich trzęsień ziemi i zjawisk wulkanicznych.

g. OSADY MORSKIE:

**podział ze względu na:**

I. **odległość od kontynentu:**

A. kontynentalne (terygeniczne): w obrębie pok, są produktem niszczenia lądów w wyniku procesów:

- erozji i transportu rzeczno: 18,3 mld Mg/rok - <90%;
- abrazja brzegów: 0,7 – 1 mld Mg/rok - ~ 2%;
- erozja eoliczna: 1,6 mld Mg/rok - ~ 4%;
- topnienie lodów pływających: 1,4 mld Mg/rok - ~ 3%;

frakcje: głazy, otoczaki, rumosz skalny, żwir, piasek, piasek pylasty, pył piaszczysty, muł, ił.

- i. muł błękitny – na dużych obszarach pok strefy przejściowej,
- ii. muł czerwony – jw. ale w obszarach zwrotnikowych,
- iii. muł szary – we wszystkich obszarach klimatycznych w strefie płytkiej.

B. pelagiczne: na otwartych dnach mórz i oceanów, w sporej odległości od lądu, pochodzenie organiczne: szczątki obumarłych organizmów i nieorganiczne: frakcja ilasta osadów terygeniczných, osady wulkaniczne, szczątki kosmiczne, ze względu na **zawartość części organicznych** wydziela się o.p. **organiczne** (szczątki biogenne pow. 30%) i **nieorganiczne** (szczątki biogenne pon. 30%).

- i. ił czerwony głębokowodny, z kongrecjami manganowo-żelazistymi,
- ii. muł wapienny – zaw. co najmniej 30% CaCO<sub>3</sub>, np. *muł globigerynowy*,
- iii. muł krzemionkowy – zaw. co najmniej 5 - 10% biogenicznej SiO<sub>2</sub>, np. *muł okrzemkowy Antarktydy, muł radiolariowy O. Spokojnego i Indyjskiego*,
- iv. osady wulkaniczne – piroklastyki: piasek, bomby wulkaniczne, lapille, pumeks; rocznie powstaje ich ok. 2 mld Mg;
- v. osady chemiczne – produkty przeobrażenia substancji wytrąconej z wody, np. *twory solonośne lagun, piaski oolitowe, piaski glaukonitowe z kongrecjami Mn-Fe, PO<sub>5</sub>, FeS, BaSO*.

h. skład chemiczny wód morskich.

- jest wynikiem cyklu geochemicznego czyli wymiany materii między litosferą, biosferą, atmosferą i hydrosferą,
- zawiera niemal wszystkie pierwiastki naturalne,
- zawiera substancje biogeniczne – nieorganiczne zw. P, N, Si,
- zawiera zw. organiczne (tzw. „substancja żółta”), pochłaniają one promieniowanie słoneczne w zakresie fal krótkich, różnicują własności optyczne,
- zawiera metale tworzące конкреcje: Fe, Mn, Ni, Co, Cu, Ti, Tn.
- zasolenie: ilość substancji stałych w określonej objętości wody (def. 1901 r.),
- ZASOLENIE:

$$S = 0,008 + (-0,1692 K_{15}^{1/2}) + 25,3851 K_{15} + 14,0941 K_{15}^{1/2} + (-7,0261 K_{15}^2) + 2,7081 K_{15}^{2/2},$$

gdzie  $K_{15} = \gamma_{\text{próbki}} / \gamma_{\text{wzorca}}$ . Jeżeli  $K_{15\text{próbki}} = 1$  to  $S = 35\%$ .

- zasolenie zależy od:
  - opadów atmosferycznych,
  - PAROWANIA z powierzchni morza,
  - dopływu wód rzecznych,
  - topnienia lodów,
  - pionowego mieszania,
  - powstawania lodów.
- STREFY EUHALINOWA, MEZOHALINOWA, OLIGOHALINOWA:

I. pionowa zmienność zasolenia – typy stratyfikacji:

- A. północny – do 200 m głębokości wzrost zasolenia do 34,8‰, później stałe;
  - B. subarktyczny – w warstwie przypow. 33 – 33,2‰, wzrost na głębokości 1500 m do 34,8‰, później stałe;
  - C. umiarkowany – do ok. 600 – 100 m maleje od ok. 36‰ do 34,2‰, głębiej znów rośnie do ok. 35‰;
  - D. równikowy – do 100 m osiąga ponad 35‰, głębiej nieznacznie rośnie, od ok. 150 m stałe;
  - E. tropikalne – bardzo wysokie (35,5 – 36,5‰) do 1500 m, głębiej stałe.
- Ogólna ilość soli w Oceanie Światowym –  $46,5 \cdot 10^{15}$  Mg, z czego  $5 \cdot 10^9$  Mg bierze udział w wymianie.

II. Gazy w wodzie morskiej pochodzą z: powietrza, z procesów chemicznych i biologicznych, z wulkanizmu podmorskiego.

- A. tlen:  $1,2 \cdot 10^{18}$  Mg tlenu związanego;  $2,6 \cdot 10^{15}$  Mg w rozpuszczonych  $\text{SO}_4$ ,  $\text{HCO}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{NO}_3$ , materii organicznej; 7480 mld Mg tlenu wolnego; rocznie wody przyswajają 54,85 mld Mg tlenu; średnie stężenie tlenu rozpuszczonego w wodzie 4 – 6 mg/dm<sup>3</sup>; warstwy powierzchniowe równomiernie natlenione, z głębokością – maleje.
- B. dwutlenek węgla: pochłaniany z powietrza, wydalany przez organizmy, z wulkanizmu;  $130 \cdot 10^{12}$  Mg.
- C. siarkowodór: w rejonach pozbawionych tlenu, zwykle jako  $\text{H}_2\text{S}$  i  $\text{HS}^-$ ; powstaje w wyniku redukcji siarczanów do  $\text{H}_2\text{S}$  lub podczas rozkładu zw. organicznych zawierających siarkę; zaw. 0 – 22ml/l.
- D. inne: amoniak, azot.

i. dynamika, termika i własności fizyczne wód morskich

**siły działające na masy wód oceanicznych:**

- I. zewnętrzne (pierwotne): inicjują ruchy tych mas:
  - A. siła grawitacji,
  - B. siła tarcia wiatru o powierzchnię morza,
  - C. siły gradientu ciśnienia atmosferycznego.
- II. wewnętrzne (wtórne): wzbudzone przez pierwotne:



- A. siły wewnętrzne tarcia mas wód płynących o siebie,
- B. siła Coriolisa.

**podział ruchów wód oceanicznych:**

- I. rytmiczne → falowanie,
- II. stałe → prądy morskie,
- III. okresowe → pływy.

**Siła grawitacji**

Element  $m$  masy wodnej unosi się wraz z Ziemią w jej ruchu obrotowym po kole o promieniu wodzącym  $r_\varphi$ :  $r_\varphi = R \cos\varphi$ , gdzie  $R$  odległość elementu  $m$  od środka Ziemi,  $\varphi$  – szerokość geograficzna. Prędkość liniowa  $v_1$  ruchu obrotowego jest zawsze jedną ze składowych wypadkowej prędkości ruchu mas wody względem nieruchomego, inercjalnego, pozaziemskiego układu współrzędnych  $x, y, z$ . Prędkość obrotowa kątowna  $\omega$  jest wektorem skierowanym wzdłuż osi obrotu i zwróconym na północ  $\omega = 2\pi/T = 7,29211 \cdot 10^{-5}$  [rad·s<sup>-1</sup>], przy czym  $T = 24$  h. Tak więc  $a_d = \omega \times v_1 = \omega \times (\omega \times r_\varphi)$   $F_d = m a_d$ , gdzie  $F_d$  – siła dośrodkowa działająca na element  $m$ ,  $F_d = m \omega^2 r_\varphi = m \omega^2 R \cos\varphi$ .  $F_d \perp$  osi obrotu Ziemi, jest jedną ze składowych siły przyciągania ziemskiego  $G$ . Drugą składową jest  $G_e$  czyli efektywna siła ciężkości. Zachodzi:  $G = F_d + G_e$ , przy czym  $F_d \ll G_e$ , stąd często nieściśle przyjmuje się  $G \approx G_e$ . W ruchomym układzie odniesienia związanym z Ziemią na masę  $m$  spoczywającą na Ziemi działa siła odśrodkowa, przeciwnie skierowana i równa co do wielkości sile dośrodkowej:  $F_o = -F_d$ . Oprócz tego działa na tę masę siła nacisku podłoża, którą w morzu jest siła wyporu  $G_e$ . Te dwie siły są równoważone przez  $G$ .

**Geopotencjał**

Aby wydostać na powierzchnię morza element masy wodnej  $m$ , znajdujący się na wielkiej głębokości, trzeba wykonać pracę przeciw sile ciężkości. Miarą tej pracy jest geopotencjał  $\Phi_e(z)$ :  $d\Phi_e = -g_e dz$  [J/kg]. Oznacza to, że przeniesienie masy jednostkowej na nieskończenie małą odległość  $dz$  przeciw sile ciężkości  $mg_e$ , przy założeniu  $m = 1$  kg wymaga takiej właśnie pracy. Jest to przyrost energii potencjalnej jednostkowej masy w efektywnym polu grawitacyjnym Ziemi w wyniku przemieszczenia tej masy o  $dz$ . Geopotencjał jest to zmiana energii potencjalnej odpowiadająca przemieszczeniu masy jednostkowej z głębokości  $z$  do powierzchni morza  $z = 0$ :

$$\Phi_e(z) = \int_0^z g_e dz .$$

**Siła wyporu**

Działająca na element objętości cieczy siła wypadkowa, która wynika z ciśnienia zewnętrznego (atmosferycznego i hydrostatycznego) powstaje w wyniku gradientu tego ciśnienia w obrębie przestrzeni zajmowanej przez ten element. Na jedną ze ścianek np. leżącą w płaszczyźnie  $z$  działa ciśnienie zewnętrzne  $p(z)$ , na drugą leżącą w płaszczyźnie  $z+dz$  działa ciśnienie  $p(z)+[\partial p/\partial z]dz$ . Wypadkowa działająca na element o objętości  $dV$ , równoległa do osi  $z$  jest równa:  $dF_z = F(z) - F(z+dz) = p(z)dxdy - [p(z) + (\partial p/\partial z)dz]dxdy = -(\partial p/\partial z)dV$  co w odniesieniu do objętości jednostkowej wody  $dF_z/dV = f_z$  i stąd:  $f_z = -(\partial p/\partial z)$ . Na  $p(z)$  składa się  $p_a$  – ciśnienie atmosferyczne i  $p_h$  – hydrostatyczne, równe ciężarowi słupa wody od powierzchni morza do głębokości  $z$  odniesionemu do powierzchni przekroju poprzecznego. Ciężar takiego słupa jest

równy:  $G_e = dxdy \int_0^z \rho g_e dz$ , stąd  $p(z) = p_a + \int_0^z \rho g_e dz$ , a stąd  $f_z = -\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g_e$  co jest si-

łą wyporu.

- I. FALOWANIE:

**parametry geometryczne fal:**

- A. WYSOKOŚĆ FALI **H**:
- B. DŁUGOŚĆ FALI **L**:
- C. OKRES FALI **T**:
- D. PRĘDKOŚĆ ROZPRZESTRZENIANIA SIĘ FALI **c**:
- E. STROMOŚĆ FALI **K**:
  - i. fale głębokowodne (krótkie),
  - ii. fale płytkowodne (długie),
  - iii. fale przybojowe (z grzywaczami w strefie kipieli).

**typy fal ze względu na siły wywołujące falowanie:**

- A. wiatr – fale wiatrowe: oddziaływanie wiatru na powierzchnię oceanu.
  - przy małej prędkości wiatru: zmarszczki (fale kapilarne), **H** = kilka mm, **L** = kilka cm, doliny o kształcie litery V.
  - większa prędkość wiatru: fale grawitacyjne, **H** różne, **L** > 1,47 cm, kształt sinusoidalny.
  - jeszcze większa prędkość wiatru: **H** = 0,25 – 1 m, **L** < 25 m, kształt fal trójkątny, doliny o kształcie litery U.
  - 6 – 7 m/s: **H** = 0,4 – 2 m, **L** < 50 m, wierzchołki spienione,
  - dalszy wzrost prędkości wiatru: **H** i **L** rosną, prędkość fal zrównuje się z prędkością wiatru.
  - sztorm (pow. 20 m/s): fale liniowe, **H** = 7-8 m (max. 34 m).
  - obniżanie się prędkości wiatru: martwa fala (rozkołys).]

SKALA BEAUFORTA

- B. układy baryczne – fale baryczne: przemieszczanie się nad powierzchnią oceanu układów barycznych wywołuje zmianę poziomu zwierciadła reagującego na zmiany ciśnienia. Fale długie.
- C. siły pływowotwórcze Księżyca i Słońca (fale pływowe): por. 18.i.II.
- D. trzęsienia ziemi – fale sejsmiczne (tsunami): podziemne wybuchy wulkanów, trzęsienia ziemi, podwodne obrywy i osuwiska, obrywy gór lodowych, wybuchy nuklearne. Fale długie swobodne. Odkształcenia przenoszą się z dużą prędkością (400 – 800 km/h), **L** = 200 km, **H** na oceanie otwartym = 1 – 2 m, **H** przy brzegach = 30 – 40 m (**H**<sub>max</sub> = 66 m: *Alaska*)
- E. ruch ciał stałych w wodzie – fale okrętowe.
- F. B., A., D. – fale stojące (sejsze): fale swobodne, **L** znaczne, uzależnione od wymiarów zbiornika, jest to rytmiczne kołysanie mas wody wokół nieruchomej linii węzłowej, ruchy odbywają się w pionie, bez przesuwania się grzbietów i dolin fal w poziomie.

**typy fal ze względu na rodzaj sił:**

- A. fale wymuszone – wywołane działaniem sił zewnętrznych,
- B. fale swobodne - wywołane działaniem sił wewnętrznych.

**typy fal ze względu na miejsce ich powstania:**

- A. fale powierzchniowe – powstały na powierzchni mórz i oceanów, których przyczyną jest przemieszczanie się mas powietrza,
- B. fale wewnętrzne – powstały wewnątrz masy wód, np. na powierzchni styku mas wód o różnych gęstościach.

**typy fal ze względu na głębokość zbiornika:**

- A. fale oscylacyjne – w głębokich zbiornikach, cząstki wody poruszają się po orbitach zamkniętych kołowych, nie zaburzonych obecnością dna,

B. fale translacyjne – w płytkich zbiornikach, przemieszczanie się mas wody zgodnie z kierunkiem działania siły, a następnie łamanie się w postaci grzywaczy.

i. PŁYWY MORSKIE:

Maksimum przyptywu – w momencie górowania (lub dołowania) Księżyca (co 12 godzin). Wielkość PŁYWÓW zależy od położenia Słońca i Księżyca. Jeżeli: ☉---☾---\* (nów) lub ☽---☉---\* (pełnia) to przyptyw syzygijny (większy), jeżeli ☉☽\* nie leżą na jednej linii (I i ostatnia kwadra) to przyptyw kwadraturowy (mniejszy). Oprócz sił pływowotwórczych o parametrach fali pływowej decydują:

- o kształt i wielkość wybrzeża,
- o typ wybrzeża,
- o głębokość morza.
- o zjawisko rezonansu.

Najwyższe wartości przyptywów: *Zat. Fundy (Ameryka Pn.): 16 – 20 m.* Najdalszy zasięg przyptywu: *Amazonka: do 1400 km.,*

j. PRĄDY MORSKIE:

I. przyczyny powstania:

- A. różnice gęstości wody wywołane zmianami temperatury i zasolenia,
- B. ciśnienie powietrza i tarcie wiatru o powierzchnię oceanu,
- C. różnice wysokości poziomu zwierciadła wody w sąsiednich częściach oceanu,
- D. siły przyciągania Księżyca i Słońca,
- E. siły Coriolisa
- F. siły tarcia.

II. zależą od:

- A. rozkładu mórz i lądów,
- B. zarysu kontynentów,
- C. rzeźby dna oceanicznego.

III. Charakterystyka PRĄDÓW MORSKICH obejmuje:

- A. kierunek, )
  - B. prędkość, )
  - C. temperaturę wód,
  - D. zasolenie,
  - E. charakter termiczny.
- } SPIRALA EKMANA

IV. podział ze względu na **przyczyny powstania**:

- A. wiatrowe (dryfowe): tarcie powietrza o powierzchnię mórz i oceanów; jeżeli są to wiatry stałe → dryfowe, wiatry krótkookresowe → wiatrowe.
- B. grawitacyjno – gradientowe:
  - i. barogradientowe: pod wpływem zmian ciśnienia atmosferycznego,
  - ii. spływowe: pod wpływem dopływu wód rzecznych, opadów, odpływu lub PAROWANIA,
  - iii. gęstościowe: pod wpływem różnic gęstości wody wywołanej zmianami temperatury i zasolenia,
  - iv. kompensacyjne: pod wpływem wyrównywania różnic poziomu mórz bez względu na ich przyczynę.

C. pływowe: przesuwanie się fal pływowych.

V. podział ze względu na **czas trwania prądu**:

- A. stałe – zawsze ten sam kierunek i prędkość: *Zatokowy, Kuro Siwo, Antarktyczny Prąd Około biegunowy,*

- B. okresowe – zmieniają kierunek i prędkość w regularnych odstępach (*monsunowe, pływowe*),  
C. czasowe – pod wpływem krótkotrwałych czynników twórczych,
- VI. podział ze względu na **głębokość**:  
A. powierzchniowe – prądy wiatrowe,  
B. głębinowe – wymiany między masami wodnymi, prądy wyrównawcze,  
C. przydenne.
- VII. podział ze względu na **miejsce występowania**:  
A. przybrzeżne,  
B. cieśninowe,  
C. morza otwartego.
- VIII. podział ze względu na **kierunek poruszania się wody**:  
A. poziome,  
B. pionowe  
i. UPWELLING:
- IX. podział ze względu na **cechy termiczne** (różnicę wód niesionych prądem i otaczających):  
A. ciepłe,  
B. zimne.
- X. podział ze względu na **właściwości chemiczne wód przenoszonych**:  
A. wysłodzone,  
B. neutralne,  
C. słone.
- XI. podział ze względu na **wektor ruchu**:  
A. prostoliniowe,  
B. krzywoliniowe,  
C. cyklonalne,  
D. antycyklonalne.
- XII. rola prądów morskich:
- zakłócanie strefowości w rozkładzie temperatury,
  - kształtowanie zasolenia,
  - kształtowanie natlenienia,
  - kształtowanie barwy i przezroczystości,
  - rozwój procesów biologicznych.