



Schweizerische Eidgenossenschaft
Confédération suisse
Confederazione Svizzera
Confederaziun svizra

Swiss Agency for Development and Cooperation SDC
Agenzia Elvețiană pentru Dezvoltare și Cooperare
Швейцарское управление по развитию и сотрудничеству



Ministerul Agriculturii,
Dezvoltării Regionale
și Mediului

With funding from

 Austrian
Development
Cooperation

BEJENARU Gherman

CASTRAVEȚ Tudor

DILAN Vitalie

Calculule hidrologice

Chișinău 2020

Aprobată pentru publicare de Senatul Universității de Stat din Tiraspol, Proces Verbal Nr. 09 din 11.06.2020

Autori:

BEJENARU Gherman, dr. conf.

CASTRAVEȚ Tudor, dr. conf.

DILAN Vitalie, asist. univ.

Recenzenți:

VOLONTIR Nina, dr. conf., șef catedră Geografie Generală, Facultatea de Geografie, Universitatea de Stat din Tiraspol

MELNICIUC Orest, dr. hab., conf. univ., Institutul de Ecologie și Geografie

Calculul hidrologic reprezintă ultima etapă în evaluarea resurselor de apă. Metodele de calcul a caracteristicilor hidrologice de bază se folosesc nu doar la realizarea nemijlocit a calculului hidrologic dar și în domeniile care apelează la datele hidrologice (calculul de gospodărire a apelor, prognoze hidrologice, protecția apelor, bilanțul apelor, etc.). Din aceste considerente este deosebit de important ca un hidrolog în activitatea sa să utilizeze metode sigure și actuale de calcul a caracteristicilor hidrologice.

În lucrare sunt descrise metodele de analiză, sinteză și calculul a caracteristicilor hidrologice de bază la prezența, la insuficiența și în lipsa datelor măsurătorilor hidrometrice. Metodele propuse se vor aplica în planificarea măsurilor de gospodărire a apelor și proiectarea construcțiilor hidrotehnice. Sunt prezentate subiectele teoretice privind formarea scurgerii râurilor, metodele analizei genetice și statistice a informației și datelor hidrologice, metodele modelării matematice a proceselor de scurgere aplicate în calculul hidrologic contemporan.

Manualul este elaborat și pregătit pentru tipar în cadrul activităților proiectului „**Consolidarea cadrului instituțional în sectorul alimentării cu apă și sanitație din Republica Moldova**”, finanțat de către Agenția Elvețiană pentru Dezvoltare și Cooperare și Agenția Austriacă pentru Dezvoltare.

Manualul este destinat masteranzilor facultăților geografice, poate fi util inginerilor-hidrologi, doctoranzilor, colaboratorilor instituțiilor ce se ocupă de evaluarea și gestionarea resurselor de apă și calculul hidrologic.

Descrierea CIP a Camerei Naționale a Cărții

BEJENARU, Gherman.

Calculul hidrologic: Manual / BEJENARU Gherman, CASTRAVEȚ Tudor, DILAN Vitalie; Ministerul Agriculturii, Dezvoltării Regionale și Mediului, Proiectul „Consolidarea cadrului instituțional în sectorul alimentării cu apă și sanitație din Moldova”. – Chișinău Ș S.n., 2020 (Tipogr. „Print-Caro”). – 178p. : fig., tab.

Referințe bibliogr.: p.177-179 (49 tit.). – 75 ex.

ISBN 978-9975-56-770-1.

556.16.04(075)

B 41

”Procedeele grafice și matematice nu dezvăluie esența conținutului legăturilor, de aceea fiecare studiu cartografic trebuie însoțit și completat cu analize geografice, cu dezvăluirea legăturilor de cauză-efect. Însă acestea sunt capabile de a răspunde la subiectul cu referire la esența legăturilor”, și ”oricare rezultat, cât de precis n-ar fi, interpretat greșit, este mai puțin important și util, decât acela, care oferă o explicație științifică corectă, chiar dacă și are o precizie mai mică”.

A. BERLEANT

CUPRINS

INTRODUCERE	7
I. METODE DE ANALIZĂ A CARACTERISTICILOR SCURGERII RÂURILOR	9
1.1 Analiza genetică a datelor hidrologice	9
1.2 Analiza statistică probabilistică	11
II. SINTEZA CARACTERISTICILOR HIDROLOGICE	19
2.1 Principiile fizico-geografice de construire a hărților hidrologice.	19
2.2 Utilizarea hărților pentru evaluarea interacțiunii caracteristicilor hidrologice.	23
2.3 Regionarea teritoriului	24
2.4 Prelucrare grafică a datelor hidrologice	31
III. CALCULUL NORMEI SCURGERII ÎN CAZUL ȘIRULUI SUFICIENT DE DATE HIDROMETRICE	35
3.1 Aprecierea reprezentativității șirului de observații	35
3.2 Analiza statistică a structurii șirurilor scurgerii	39
3.3 Calculul normei scurgerii.....	40
IV. DETERMINAREA NORMEI SCURGERII LA DIFERITE VOLUME DE DATE HIDROLOGICE INIȚIALE	43
4.1 Formarea scurgerii anuale.....	43
4.2 Calculul normei scurgerii la insuficiența datelor	50
4.3 Determinarea normei scurgerii în lipsa datelor monitoringului hidrologic.....	57
4.4 Construirea hărților cu izolinii a scurgerii anuale a râurilor.	58
4.5 Calibrarea normei scurgerii anuale de-a lungul râului.....	59
4.6 Aplicarea în calculele scurgerii a ecuațiilor bilanțului de apă.....	60
V. DETERMINAREA DEBITELOR DE APĂ CU DEPĂȘIRE DE CALCUL (PROBABILITATEA DEPĂȘIRII)	63
5.1 Parametrii curbelor de repartizare a probabilităților	63
5.2 Determinarea parametrilor curbei de asigurare a scurgerii anuale la prezența și insuficiența datelor hidrologice	76
5.3 Determinarea C_v și C_s în cazul lipsei datelor monitoringului hidrologic.....	78
VI. REPARTIȚIA SCURGERII ÎN CADRUL ANULUI	80
6.1 Influența factorilor fizico-geografici asupra distribuției sezoniere a scurgerii.....	80
6.2 Calculul distribuirii scurgerii la prezența datelor hidrologice.....	82
6.3 Calculul distribuirii scurgerii în cazul insuficienței și lipsei datelor hidrologice	89
6.4 Calculul distribuirii diurne (zilnice) a scurgerii.....	91

VII. SCURGEREA DE ETIAJ ȘI SCURGEREA MINIMĂ	94
7.1 Principiile evidențierii perioadelor scurgerii mici și particularitățile ei de formare	95
7.2 Identificarea termenilor și duratei perioadelor de etiaj.....	103
7.3 Calculul scurgerii joase la prezența și insuficiența datelor hidrologice	104
7.4 Metodele de calcul a scurgerii joase la lipsa datelor monitoringului hidrologic	107
7.5 Calculul scurgerii joase în condițiile impactului antropoc	110
7.6 Secarea și înghețarea râurilor.....	111
VIII. CALCULUL SCURGERII MAXIME LA PREZENȚA DATELOR HIDROLOGICE	115
8.1 Determinarea parametrilor curbelor de repartizare a probabilității depășirii anuale (asigurării) a scurgerii maxime	116
8.2 Evidența maximelor excepționale și corecția de garanție	118
8.3 Calculul scurgerii maxime prin folosire râurilor-analog	120
8.4 Evidența impactului uman de gospodărire	122
IX. CALCULUL SCURGERII MAXIME ÎN LIPSA MONITORINGULUI HIDROLOGIC	123
9.1 Teoria genetică de formare a scurgerii maxime	123
9.2 Reducția scurgerii maxime	128
X. SCURGEREA MAXIMĂ A APELOR MARI DE PRIMĂVARĂ.....	131
10.1 Condițiile de formare a scurgerii apelor mari.....	131
10.2 Calculul debitelor maxime de apă în lipsa datelor hidrologice	138
XI. SCURGEREA MAXIMĂ DE VIITURĂ	147
11.1 Specificul formării viiturilor pluviale.....	147
11.2 Tipurile formulelor de calcul	152
XII. CONSTRUCȚIA HIDROGRAFELOR SCURGERII APELOR MARI DE PRIMĂVARĂ ȘI VIITURILOR PLUVIALE.....	163
12.1 Aplicarea modelelor-tip și a schemelor geometrice	164
12.2 Metoda genetică de construire a hidrografelor	166
XIII. DETERMINAREA NIVELURILOR MAXIME DE CALCUL DIN RÂURI ȘI LACURI	168
13.1 Calculul nivelurilor apei la prezența datelor monitoringului hidrologic	168
13.2 Determinarea nivelurilor de apă la insuficiența sau lipsa datelor monitoringului hidrologic	170
13.3 Calculul nivelurilor maxime de apă din lacuri	171
XIV. CALCULUL SCURGERII DE ALUVIUNI	172
14.1 Factorii, care determină scurgerea aluviunilor	172
14.2 Calculul scurgerii aluviunilor în suspensie	173
14.3 Calculul scurgerii aluviunilor târâte. Determinarea volumului de aluviuni.....	176
BIBLIOGRAFIE.....	177

INTRODUCERE

În practica calculelor hidrologice se întâlnesc trei situații privind determinarea caracteristicilor hidrologice:

- Datele observațiilor hidrologice disponibile sunt suficiente pentru realizarea calculelor (șirul de date este reprezentativ);
- Datele nu sunt suficiente (șirul de date nu este reprezentativ);
- Datele lipsesc.

În fiecare caz aparte se aplică metode diferite de calcul. Comună însă, pentru toate cazurile, este metodologia genezei comune utilizată în analiza proceselor și fenomenelor hidrologice, și aplicarea metodelor de analiză statistico-probabilistice.

În calculele hidrologice se utilizează următoarele unități de măsură pentru exprimarea scurgerii:

- **Q , m^3/s – debitul de apă** – se calculează ca valoare medie pentru un interval de timp concret t (sau T) (zi, lună, sezon, an sau oricare alt interval de timp). Cel mai adesea se aplică debitele medii diurne, lunare și anuale, la fel - debitele extreme (maxime și minime).
- **q , $l/(s \times km^2)$ – debitul mediu specific (uneori M , modulul scurgerii)** – cantitatea de apă care se scurge într-o unitate de timp de pe o unitate de suprafață a bazinului de recepție și se măsoară în litri/secundă, ce se scurge de pe un km^2 . Se calculează ca o medie pentru aceleași intervale de timp.
- **Y , mm – înălțimea/grosimea stratului scurs (notată cu h , coloana de apă a scurgerii medii)** – cantitatea medie de apă, care se scurge de pe suprafața bazinului de recepție într-un interval de timp, și se exprimă în mm al stratului de apă repartizat uniform pe suprafață. Altfel zis – apa scursă într-un interval de timp repartizată uniform pe o suprafață echivalentă suprafeței bazinului de recepție.
- **W , km^3 , m^3** – volumul scurgerii totale – cantitatea de apă scursă de pe un bazin de recepție într-o unitate de timp de calcul t (sau T).

Parametrii descriși deseori sunt identificați prin noțiunea **scurgerea apei**. Ele sunt interdependente și pot fi calculate una din alta (tab. 1).

Tabel 1.1

Coraportul dintre unitățile de exprimare a scurgerii

	Q , m^3/s	q , $l/(s \times km^2)$	Y , mm	W , km^3 , m^3
Q , m^3/s	-	$10^{-3}qF$	10^3YFt^{-1}	Wt^{-1}
q , $l/(s \times km^2)$	10^3QF^{-1}	-	$10^{-6}qt$	$10^3WF^{-1}t^{-1}$
Y , mm	$10^{-3}QF^{-1}t$	$10^{-6}qt$	-	$10^{-3}WF^{-1}$
W , km^3 , m^3	Qt	$10^{-3}qFt$	10^3YF	-

Notă: Timpul t se măsoară în secunde.

În calculele hidrologice pe larg se aplică următorii coeficienți:

- **Coeficient modul (deviația) K (sau k)**, care reprezintă raportul dintre valoarea scurgerii la un moment dat și valoarea medie a scurgerii pe o perioadă de referință (ex. scurgerea medie anuală și cea multianuală);
- **Coeficientul scurgerii α (sau η)** reprezintă raportul dintre scurgere (Y) și precipitațiile (P) căzute pe suprafața bazinului de recepție, care au condiționat scurgerea respectivă. Aceasta caracteristică indică, care anume parte din precipitații formează scurgerea.

La realizarea calcululelor hidrologice, în calitate de date inițiale se utilizează materialele observațiilor asupra scurgerii și a altor caracteristici hidrometeorologice, realizate la stațiile și posturile rețelei de monitoring.

Calcululele se realizează pentru caracteristici hidrologice concrete, care se atribuie la categoria celor de bază: debite maxime și minime de apă, scurgerea anuală și sezonieră, nivelurile maxime ale apei din râuri și lacuri, scurgerea de aluviuni.

I. METODE DE ANALIZĂ A CARACTERISTICILOR SCURGERII RÂURILOR

În practica hidrologică inginerescă se aplică diverse metode de analiză. Aceasta depinde de complexitatea proceselor hidrologice, condiționarea lor de o diversitate a fenomenelor naturale, de insuficiența dezvoltării cercetărilor experimentale și a observațiilor de teren. Deosebirile în ceea ce privește condițiile climatice și ale suprafeței subiacente din cadrul bazinelor de recepție impun diferite condiții de scurgere de suprafață și subterană a apei sau aluviunilor, de acumulare și pierderi de umiditate din cadrul bazinelor hidrografice.

În cazul repartiției scurgerii într-un teritoriu este specifică o discretizare și neuniformitate sporită, ceea ce o deosebește de alte medii mai omogene, ca cel aerian (atmosfera) și acvatic (ocean, mare), care pot fi descrise prin metoda câmpurilor. În ceea ce privește fenomenele hidrologice noțiunea de "câmp" poate fi aplicată doar convențional și în cazuri specifice (de exemplu, la analiza apelor mari de primăvară). După expresia lui M. A. Velikanov, hidrologia face parte din științele flexibile, sau "nu tocmai exacte" din ciclul științelor fizico-matematice, pentru care "este specifică, de rând cu necesitatea aplicării stricte a legilor fizice, și evidențierea dependențelor, care îmbogățesc legile fizice abstracte și în consecință țin cont de influența factorilor activi, precum și o precizie scăzută a instrumentelor de măsurare". La asemenea procedee de cercetare se atribuie, după cum indică D. L. Sokolovski, combinația de metode geografice și statistice de studiu care "permit evidențierea, cu ajutorul parametrilor sumari și a coeficienților, atât influența mediului geografic, din care decurg procesele hidrologice, dar și caracterul stohastic al majorității dependențelor hidrologice, care se supun legilor repartiției probabilistice".

1.1 Analiza genetică a datelor hidrologice

Analiza datelor factologice, atunci când se ține cont de originea acestora și de dezvoltarea ulterioară a procesului fizic, se referă la categoria de analize genetice, care la rândul lor fac parte din metodele geografice de cercetare. În domeniul calculelor hidrologice pentru determinarea funcțiilor de tip cauză-efect în evoluția proceselor și fenomenelor hidrologice, pentru determinarea cauzelor și condițiilor de apariție a lor, iar ca consecință în elaborarea metodologiilor de calcul bine argumentate, se pune în aplicare **metoda analizei genetice**, care se atribuie la domeniul de metode de analiză geografică. Prin intermediul acesteia se realizează sinteza materialului empiric (datele cu referire la scurgerea lichidă, scurgerea de aluviuni, etc.) și se realizează analiza fizică a funcțiilor obținute. Astfel, este posibilă cercetarea legităților evoluției proceselor hidrologice, care determină volumul scurgerii, oscilațiile de nivel al apei, regimul termic, etc.

În baza studierii legităților procesului scurgerii apei din bazinul de recepție spre secțiunea de calcul a fost elaborată teoria genetică și s-a realizat formula genetică a scurgerii (*metoda izocronelor scurgerii*), care va fi descrisă ulterior.

Metoda analizei genetice se aplică pe larg la determinarea funcțiilor empirice de dependență a caracteristicilor scurgerii de factorii fizico-geografici determinanți. De exemplu, la obținerea funcției de dependență a scurgerii râurilor de gradul de acoperire cu lacuri a suprafeței bazinului hidrografic, sau de gradul de înmlăștinire a acestuia; la determinarea funcției de dependență a scurgerii minime - față de ponderea alimentării subterane a râului și la determinarea a rolului condițiilor hidrogeologice a bazinului râului.

La baza metodei se află principiile analizei complexe în studiul apelor uscatului, studierea esenței fizice a proceselor hidrologice, a manifestării lor în condiții geografice concrete și evidențierea funcțiilor de tip cauză-efect din regiunea studiată.

- Deosebit de utilă este această metodă în studierea sistemelor naturale complexe, alcătuite din mai multe componente; iar în cazul calculului hidrologic – la studierea condițiilor de formare a scurgerii în perioadele umide și aride; în elaborarea metodelor de calcul a scurgerii în condițiile insuficienței sau lipsei datelor de monitoring hidrologic. Metode derivate ale metodei hidrogeografice sunt considerate:
 - Metoda analogiei hidrologice;
 - Metoda bilanțului apei;
 - Metoda izocronelor scurgerii;
 - Metoda hidrologo-hidrogeologică.

Metoda analogiei hidrologice se aplică pe larg în practica calculului hidrologic. Deosebit de utilă această metodă este în cazul insuficienței sau lipsei datelor de monitoring hidrologic. Esența metodei constă în selectarea râurilor analoge, pentru care sunt disponibile date de observații asupra scurgerii și care se află în condiții fizico-geografice similare cu cele a râului nestudiat (râul de calcul). Caracteristicile hidrologice ale râului studiat se transpun (se aplică) în determinarea acelorași caracteristici ale râului nestudiat.

Există două variante de aplicare a metodei analogiei hidrologice. **Analogia directă** - se aplică în cazul prezenței râurilor analog, având condiții fizico-geografice ale bazinului de recepție similare celui cercetat. În acest caz, scurgerea de calcul pentru râul studiat se determină din scurgerea râului analog. De menționat că, aici, se urmărește corespondența în analiza funcțiilor climatice, geomorfologice, pedologice, de vegetație, de utilizare a terenurilor și a altor caracteristici. Deoarece analogia strictă a factorilor fizico-geografici ai scurgerii pentru râurile comparate, de obicei, nu se observă – se stabilesc coeficienți de corecție, care iau în considerație deosebirile existente. Această metodă oferă rezultate cu atât mai bune – cu cât sunt mai asemănătoare condițiile fizico-geografice de formare a scurgerii din bazinele analizate. Drept râuri analoge pot fi folosite în același timp, sau consecutiv, câteva râuri. Pentru obținerea caracteristicilor cantitative ale scurgerii se folosesc grafice de corelație sau ecuații de regresie (simplă și multiplă). Metoda analogiei hidrologice se aplică pe larg la restabilirea datelor lipsă din șirurile de date și la determinarea valorii medii a scurgerii (norma multianuală).

Metoda analogiei indirecte se utilizează la construirea de hărți ale caracteristicilor hidrologice sau ale funcțiilor empirice de dependență a scurgerii de factorii fizico-geografici. În baza asemănărilor în ceea ce privește formarea scurgerii regimului și a volumului scurgerii anumitor râuri din regiunea dată, stabilite în baza observațiilor, caracteristicile scurgerii se transpun asupra râurilor nestudiate din aceeași regiune. După caz se introduc corecțiile de rigoare.

Metoda interpolării geografice poate fi descrisă ca o derivată de la metoda analogiei. Această metodă ține cont de variația scurgerii râurilor în funcție de variația peisajului, adică presupune o schimbare continuă a caracteristicilor hidrologice în spațiu. Aceasta permite crearea hărților cu izolinii ale diferiților parametri hidrologici. În cazul unei densități mari de puncte de monitoring este posibilă determinarea parametrilor hidrologici prin interpolare directă dintre aceste puncte, ținând cont de variația peisajului (caracteristicilor suprafeței bazinului). De menționat că, cu cât sunt mai apropiate sunt punctele de monitoring și cu cât mai mică este diversitatea spațială, cu atât interpolarea va da rezultate mai sigure.

Se cunosc mai multe procedee de interpolare. Pe larg se aplică interpolarea liniară simplă, care oferă rezultate bune în cazul distanțelor mici între punctele de monitoring și la o variabilitate redusă a condițiilor fizico-geografice. În cazuri mai complexe se aplică alte metode de interpolare (se va analiza detaliat în continuare).

Principiile interacțiunii factorilor naturali se iau în considerare în regionările hidrologice. La baza acestui procedeu stă analiza genetică a formării caracteristicilor scurgerii, obținerea funcțiilor (ecuațiilor) de dependență a scurgerii de diverși factori fizico-geografici în condițiile omogenității peisajelor.

Studiul legităților aportului și pierderilor de umiditate într-un bazin concret, cu evidențierea funcțiilor cauză-efect a caracteristicilor naturale, poate fi realizat prin folosirea **metodei bilanțului apei**, la baza căreia stau metodele genetice de analiză a factorilor naturali. Folosind această metodă putem determina căile pe care se realizează aportul și pierderile de apă în diferite perioade de timp, putem evidenția rolul anumitelor surse de alimentare cu apă a obiectelor acvatice în procesul de formare a regimurilor hidrice, putem ține evidența erorilor de măsurare a caracteristicilor hidrometeorologice și de eliminare lor. Metoda bilanțului de apă se atribuie la categoria metodelor de calcul care permit determinarea cantitativă a caracteristicilor hidrologice și evaluarea preciziei rezultatelor.

Metodele analizei genetice se aplică în evaluarea ponderii alimentării subterane a râurilor prin defalcarea hidrografului scurgerii apei în componentele de suprafață și subterană.

Analiza hidrografului prin evidențierea volumelor de apă formate de apele nivale, pluviale și subterane se numește *defalcare genetică a hidrografului*. Pentru evidențierea componentelor scurgerii se utilizează date meteorologice, hidrologice și hidrogeologice, care caracterizează regimul și intensitatea aportului de apă pe suprafața bazinului de recepție și inclusiv din acviferele subterane, care alimentează râul. Defalcarea genetică a hidrografului scurgerii totale a râului, în scopul evidențierii componentei subterane reprezintă baza **metodei hidrologo-hidrogeologice** de estimare a alimentării subterane a râurilor, care combină metodele de analiză hidrologică și hidrogeologică de cercetare.

În final, în baza analizei genetice a formării scurgerii, se alege modelul matematic de calcul.

1.2 Analiza statistică probabilistică

Metodele analizei genetice aplicate în calculele hidrologice, permit evidența interdependenței caracteristicilor cercetate, însă nu permit realizarea evaluării statistice a acestora.

La elaborarea metodelor evaluării cantitative a caracteristicilor hidrologice se aplică diferite metode de analiză matematică. La acestea sunt atribuite calculele aproximative elementare, metodele grafice, compartimente din combinatorică, consecutivități finite, precum și funcții, grafice elementare, sisteme de coordonate, grafice și tabele a funcțiilor elementare. Pe larg sunt aplicate elementele calculelor diferențiale și integrale, funcții cu una și mai multe variabile. Însă cel mai pe larg este utilizată statistica matematică, teoria probabilității și teoria funcțiilor aleatorii.

În realizarea calculelor hidrologice se operează cu un număr mare de date inițiale, obținute în rezultatul măsurătorilor hidrometrice și a altor observații. Aceste date formează **șiruri statistice**, care se vor prelucra prin aplicarea metodelor statisticii matematice cu utilizarea metodelor teoriei probabilității. Aplicarea metodelor statistice probabilistice de analiză și calcul permit de a obținere valorile cantitative ale caracteristicilor hidrologice și determinarea probabilității manifestării lor (depășiri sau nedepășiri).

La etapa inițială de calcule hidrologice metodele analizei statistice se aplică pentru evaluarea preciziei și siguranței informației inițiale. Astfel, șirurile de date asupra scurgerii se verifică pentru determinarea caracterului aleator, a independenței, a prezenței corelației în cadrul șirului, a tipului de distribuție. Prin calcule statistice se determină valorile medii ale parametrilor hidrologici și erorile lor.

Datele hidrologice, în aspect multianual, se atribuie la categoria **valorilor aleatorii**, deoarece ele se formează în rezultatul influenței unui număr foarte mare de diverși factori, combinarea cărora oferă rezultate aleatorii ambigue. De aceea fenomenele hidrologice se consideră procese aleatorii (stohastice). În

cazul apariției modificărilor sistematice direcționate de formarea caracteristicilor hidrologice, de exemplu în rezultatul influenței oricărei activități de gospodărire, acestea trebuie de luat în calcul în procesul de analiză, iar valorile hidrologice - de corectat.

Metodele statistice probabilistice reprezintă principalul procedeu de analiză în calculele hidrologice și oferă rezultate îndestulător de sigure în majoritatea cazurilor, deoarece se mai interpretează prin prisma legilor și legităților fizico-geografice. În acest context menționăm expresia academicianului V. Maslov (1967) "dacă matematica inițial s-ar fi plasat "peste" fizică, atunci majoritatea teoriilor fizice, bazate pe intuiție, experiment și *analogie*, ar fi fost excluse din start, ca fiind incorecte din punct de vedere matematic".

În realizarea analizei statistice probabilistice se aplică, în primul rând metodele analizei statistice a proceselor aleatorii. La acestea se atribuie setul de metode, destinate cercetării proprietăților statistice ale evaluărilor caracteristicilor proceselor aleatorii staționare, procesul Markov (lanțurile Markov), metoda cercetărilor statistice (metoda Monte-Carlo), metodele compozițiilor.

Șirurile disponibile de observații asupra caracteristicilor hidrologice sunt privite ca o mulțime de valori aleatorii (fără evidența consecutivității lor în timp și spațiu) și probabilitatea manifestării lor are o mare importanță practică. Din aceste considerente un mare rol în calculele hidrologice se atribuie analizei repartiției probabilității datelor factologice, adică a frecvenței repetării, de exemplu a unei sau altei valori. Frecvența poate fi prezentată în formă de histogramă a repartiției, care la rândul său poate fi transformată într-o curbă lentă de repartiție, care indică frecvența medie de repetare a valorii aleatorii sau probabilitatea de manifestare a ei. Adunarea consecutivă a frecvențelor șirului statistic de la valoarea maximă spre cea minimă, exprimată în procente sau părți din numărul total de cazuri, va forma **curba de asigurare**. **Funcția de repartiție** $F(x)$ reprezintă expresia analitică a repartiției, care în hidrologie se numește **funcție de asigurare** $P(x)$ sau $P(Q)$, iar expresia ei grafică – **curbă de asigurare** (sau curba de probabilitate a depășirii). Astfel, curba de asigurare reprezintă curba de repartizare sumară (integrală).

Valoarea caracteristicii hidrologice, determinată din curba de asigurare, se numește **valoare asigurată**, sau, de exemplu, scurgere cu o asigurare de $P\%$. În unele publicații științifice și ediții normative putem întâlni expresia similară ca sens – **probabilitatea anuală de depășire** sau **probabilitatea de calcul de depășire**.

Curbele de repartiție a probabilităților pot avea diferită formă, dar în calculele hidrologice, de regulă, se folosește una din următoarele trei tipuri de curbe: curba normală (**Gauss**), curba moderat asimetrică (**curba Pearson III**) și curba asimetrică (**curba Krițki-Menkel**).

Metodele analizei statistice se aplică la **verificarea statistică a ipotezelor** care apar referitor la legea repartiției sau la analiza datelor inițiale. Apariția ipotezei este condiționată, ca regulă, de lipsa unei mulțimi complete de date și de înlocuirea ei prin eșantioane (selecții reprezentative) de durată limitată. Fiabilitatea (siguranța) ipotezei se verifică cu ajutorul criteriilor de veridicitate, care se bazează pe legile repartiției diverselor statistici. Aici se determină și domeniul de încredere (sau limitele de încredere, sau marja de eroare), în care se pot afla parametrii repartiției determinați cu o veridicitate necesară, adică se indică intervalul valorilor lor.

Repartițiile obținute în baza datelor empirice, ca regulă, se aproximează prin curbe analitice (teoretice) de asigurare. Corespunderea lor cu punctele empirice se verifică cu ajutorul criteriilor neparametrice de corespundere. Analiza datelor hidrometrice inițiale, de exemplu la omogenitate (staționaritate), a șirurilor scurgerii poate fi realizată prin intermediul criteriilor Student, Fisher sau Kolmogorov-Smirnov, precum și Wilkinson-Withey. Acestea sunt cele mai pe larg aplicate criterii.

Determinarea criteriilor de repartiție se realizează prin **metodele evaluării statistice**:

- Metoda momentelor;
- Metoda credibilității maxime;
- Metoda quantilelor.

Metoda momentelor are o răspândire destul de largă în calculele hidrologice, însă la o variabilitate înaltă a valorilor hidrologice, rezultate mai bune oferă metoda credibilității maxime. Metoda quantilelor are limite substanțiale în aplicarea în practică.

La evaluarea parametrilor distribuției se ține cont de abaterea lor, adică de prezența erorilor sistematice. În final, evaluarea nu trebuie să fie deviată, adică lipsită de eroarea sistematică.

Multe metode de analiză statistică pot fi aplicate doar pentru repartiția normală a datelor. În caz contrar datele inițiale necesită de a fi transformate (normalizate) cu ajutorul diferitelor funcții matematice. Alegerea funcției depinde de semnul asimetriei repartiției. La o asimetrie pozitivă, de regulă, se aplică logaritmarea, iar în cazul asimetriei negative se realizează ridicarea la putere (de obicei, ridicarea la pătrat).

Analiza corelației și regresiei. Determinarea caracteristicilor hidrologice deseori se bazează pe utilizarea ecuațiilor, care descriu legătura caracteristicii de calcul cu factorii ce o determină. Însă evidența totală a influenței tuturor factorilor asupra parametrului hidrologic este imposibilă, datorită diversității și caracterului aleator al fenomenului. Din aceste considerente legăturile hidrologice nu sunt funcționale, dar au un caracter probabilistic, ele se atribuie la categoria fenomenelor statistice și li se pot aplica diferite metode de analiză statistică.

La operarea cu legăturile statistice, ca regulă, se folosesc doar eșantioane selectate aleator din întreaga mulțime, de aceea fiecărei valori a parametrului determinat (dependent) îi pot corespunde câteva (o mulțime) de valori ale altui parametru (funcției). Dacă este aleatorie doar o valoare cercetată, adică unei valori x îi corespund câteva valori y , atunci se aplică procedeele de analiză prin regresie. Când sunt aleatorii ambele valori cercetate – se aplică analiza prin corelație. Gradul de apropiere a caracteristicilor studiate se apreciază prin *coeficientul de corelație r sau R* (corelație simplă). Legăturile pot fi liniare sau neliniare. În ultimul caz se tinde spre transformarea lor în formă liniară (normalizare).

Dependența dintre trei și mai multe variabile se studiază prin analiza corelativă multiplă (*corelație multiplă*).

Până la aplicarea pe larg a tehnologiilor de calcul electronice (computerelor) principalul procedeu de analiză a legăturilor caracteristicilor hidrologice era corelația simplă (cu două variabile), care nu și-a pierdut semnificația nici în prezent. Acesta este un procedeu relativ simplu de cercetare, care nu necesită calcule matematice complicate. La baza sa se află construirea funcțiilor (ecuațiilor) grafice sau analitice ale caracteristicilor cercetate, trasarea liniei funcției și determinarea parametrilor săi (a coeficienților de regresie). În cazul aspectului liniar al legăturii (corelație liniară) evaluarea coeficienților de regresie și dispersie necunoscuți se realizează prin metoda pătratelor minime. În cazul legăturii neliniare este necesar de a o transforma în una liniară, prin folosirea sistemelor de coordonate speciale sau prin logaritmarea uneia sau a ambelor variabile.

Corectitudinea aplicării corelației în pereche presupune o staționaritate (stabilitate) a legăturii dintre variabilele cercetate, adică apropierea legăturii, iar coeficienții de regresie nu trebuie să se schimbe considerabil odată cu mărirea volumul eșantionului (să varieze în limitele erorilor admisibile).

La evaluarea siguranței (veridicității) funcțiilor liniare (apropierea legăturii) coeficientul de corelație se va determina din formula (în formă desfășurată)

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (1.1)$$

unde x_i și y_i – variabile aleatorii (membrii șirurilor caracteristicilor hidrologice, de exemplu scurgerea și precipitațiile); \bar{x} și \bar{y} – valorile medii aritmetice a variabilelor. Eroarea coeficientului de corelație se determină din ecuația

$$\sigma_r = \frac{(1 - r^2)}{\sqrt{(n - 1)}} \quad (1.2)$$

unde n – volumul eșantionului (numărul de membri ai șirului). Când $n < 50$ și $r > 0,5$ evaluarea dispersiei aleatorii a coeficienților de corelație selectivi se realizează prin aplicarea variabilei suplimentare Z (transformarea Fisher), care funcțional este în legătură cu r prin expresia

$$Z = 0,5 \lg \left[\frac{(1 + r)}{(1 - r)} \right] \quad (1.3)$$

atunci

$$\sigma_z = \frac{1}{\sqrt{n - 3}} \quad (1.4)$$

Valoarea coeficientului de corelație poate fi pozitivă sau negativă și poate varia în limitele $\pm 1,0$. În cazul legăturii directe (creșterea funcției odată cu mărirea argumentului) coeficientul de corelație este pozitiv. În cazul legăturii inverse (micșorarea funcției odată cu creșterea argumentului), el va fi negativ. Cu cât valoarea coeficientului de corelație se apropie tot mai mult de unitate, cu atât este mai strânsă (și mai sigură) funcția analizată. **În calculule hidrologice valoarea coeficientului de corelație poate fi considerată suficientă, dacă $r > 0,7$.** De menționat, că valoarea ridicată a coeficientului de corelație nu întotdeauna este un indicator al prezenței legăturii cauzale reale între valorile corelate. Aceasta se stabilește prin analiza genetică. Analiza genetică prealabilă a interacțiunii variabilelor cercetate va permite evitarea cazurilor corelației false (fictive). Ultima se poate forma în cazul cercetării legăturii dintre două variabile (x_1 și x_2), care nu prezintă corelație internă, prin raportul ambelor cu o a treia variabilă (x_3): x_1/x_3 și x_2/x_3 . Corelația grafică dintre aceste variabile noi poate fi destul de strânsă, dar explicarea esenței sale fizice este imposibilă reieșind din legile naturii. De aceea, dacă variabilele inițiale nu sunt corelate, atunci orișice corelație ulterioară va fi falsă. În unele cazuri corelația poate fi parțial falsă. Aici trebuie de reținut că procesele probabile nu depind de timp, iar procesele stohastice (care deseori sunt folosite ca sinonime a celor probabile) presupun influența consecutivității în care decurg evenimentele asupra rezultatului final.

Devierea valorilor caracteristicilor de la valoarea lor medie se evaluează prin **deviația medie pătratică σ** (deviație standard sau abatere medie pătratică), adică abaterea variabilelor x și y de la media aritmetică a lor, și se determină prin formulele:

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}, \quad \sigma_y = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \quad (1.5)$$

unde n – numărul de variabile (volumul eșantionului, lungimea șirului).

Expresia (5) este mai corect de a fi scrisă, ținându-se cont de definiția anterioară, în următoarea formă:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\bar{x} - x_i)^2} \quad (1.6)$$

dar în practica hidrologică s-a înrădăcinat formula 5.

Probabilitatea evenimentului și veridicitatea rezultatelor, determinate pentru o distribuție normală prin abaterea pătratică σ , se evaluează prin aria suprafeței de sub curba repartiției normale, în funcție de valorile $\bar{x} \pm \sigma$. În intervalul valorilor $\bar{x} + \sigma$ și $\bar{x} - \sigma$ sub curbă se vor afla 68,26% din suprafața totală a curbei, în intervalul $\bar{x} + 2\sigma$ și $\bar{x} - 2\sigma$ se găsesc, deja, 95,44%, iar în intervalul $\bar{x} + 3\sigma$ și $\bar{x} - 3\sigma$ se vor afla 99,73% din aria aflată sub curba de repartizare normală (regula celor "trei sigma"). Ținând cont de precizia și veridicitatea informației hidrologice inițiale, precum și de cerințele practicii, în calculele hidrologice, ca regulă, se aplică intervalul $\bar{x} + 2\sigma$ și $\bar{x} - 2\sigma$, care corespunde intervalului de credibilitate (de încredere) $\pm 5\%$, sau limitei credibilității de 95%.

Ținând cont de faptul că dependența (funcția) liniară, de exemplu de forma $y=ax+b$, trebuie să corespundă cât se poate de fidel cu grupul de puncte obținute pe grafic, ceea ce este posibil la o diferență minimă dintre sumele pătratelor abaterilor datelor observate, de cele calculate prin ecuația de regresie, și atunci coeficientul de regresie a și parametrul b al acestei funcții se vor descrie prin ecuațiile:

$$a = r\sigma_y/\sigma_x, \quad b = \bar{y} - \bar{x}r\sigma_y/\sigma_x.$$

Ecuația funcției liniare (regresiei) x de y și y de x :

$$x - \bar{x} = (y - \bar{y})r\sigma_x/\sigma_y, \quad (1.7)$$

$$y - \bar{y} = (x - \bar{x})r\sigma_y/\sigma_x. \quad (1.8)$$

Eroarea valorii, calculate prin ecuația de regresie $y=f(x)$ (sau eroarea standard a determinării valorii y) se va determina prin expresia

$$\sigma_{y(x)} = \sigma_y\sqrt{1 - r^2}. \quad (1.9)$$

Eroarea parametrilor din ecuația regresiei liniare $y=f(x)$ se va aprecia prin ecuațiile:

$$\sigma_a = \left(\frac{\sigma_y}{\sigma_x}\right) \left[\frac{(1-r^2)}{\sqrt{n}}\right], \quad (1.10)$$

$$\sigma_b = \frac{\sigma_{y(x)}}{\sqrt{n}} - \frac{\sigma_y\sqrt{1-r^2}}{\sqrt{n}}. \quad (1.11)$$

Linia de regresie obținută, datorită selectivității datelor disponibile, ca regulă nu corespunde cu linia de regresie a mulțimii generale. Această deviere poate fi evaluată prin ecuația

$$\sigma_{\bar{y}(x_i)} = \sigma_{y(x)}\sqrt{\frac{1}{n-2} + \frac{(x_i - \bar{x})^2}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}}. \quad (1.12)$$

Aplicarea metodei corelației în pereche pentru analiza și calculul caracteristicilor hidrologice permite obținerea valorilor de calcul necesare și de o calitate suficientă pentru practica contemporană. Însă, cu cât sunt mai complicate procesele hidrologice, și cu cât sunt mai înalte cerințele față de precizia calculului, cu atât metoda devine mai puțin consistentă. Ba chiar mai mult, ea nu permite evaluarea în ansamblu a influenței complexului de factori asupra valorii caracteristicii hidrologice dorite.

Neajunsurile evidențiate, într-o mare măsură, pot fi diminuate sau eliminate prin aplicarea **metodei corelației liniare multiple**. Esența acestei metode constă în folosirea concomitentă a mai multor variabile pentru obținerea caracteristicii de calcul. Metoda se bazează pe postulatele metodei corelației liniare simple (cu două variabile). Această metodă este mai dificilă de aplicat în calcule. Astfel, tot mai pe larg, se aplică tehnica de calcul (diferite softuri de analiză statistică).

Ecuția regresiei multiple include nu un coeficient de corelație, ci câțiva (în funcție de numărul de variabile) coeficienți pari în diverse combinații. Aici, ca regulă, se utilizează nu variabilele inițiale, ci abaterile lor de la valoarea medie a variabilei (Δy). De exemplu, pentru trei variabile y , x_1 și x_2 ecuația de regresie va avea următoarea formă

$$\Delta y = \frac{\sigma_y}{\sigma_{x_1}} \frac{(r_{yx_1} - r_{yx_2} r_{x_1 x_2})}{(1 - r_{x_1 x_2}^2)} \Delta x_1 + \frac{\sigma_y}{\sigma_{x_2}} \frac{(r_{yx_2} - r_{yx_1} r_{x_1 x_2})}{(1 - r_{x_1 x_2}^2)} \Delta x_2. \quad (1.13)$$

Cu cât sunt mai multe variabile – cu atât este mai complicată forma ecuației. De aceea înscrierea ecuațiilor regresiei multiple se simplifică și se generalizează prin introducerea determinantilor D și a minorilor săi D_{yx_i} , D_{yy} . Coeficientul regresiei, în acest caz, va fi prezentat prin ecuația de sinteză

$$a = \frac{\sigma_y D_{yx_i}}{\sigma_{x_i} D_{yy}}. \quad (1.14)$$

Atunci coeficienții de regresie pentru o ecuație cu trei variabile vor fi astfel:

$$\Delta y = a_1 \Delta x_1 + a_2 \Delta x_2, \quad (1.15)$$

$$a_1 = \frac{\sigma_y}{\sigma_{x_1}} \frac{D_{yx_1}}{D_{yy}}, a_2 = \frac{\sigma_y}{\sigma_{x_2}} \frac{D_{yx_2}}{D_{yy}}. \quad (1.16)$$

Aici coeficientul de corelație simplă (r) se va determina din ecuația similară cu (1):

$$r_{ij} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}_i)(x_j - \bar{x}_j)}{[\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}_i)^2 \sum_{j=1}^n (x_j - \bar{x}_j)^2]^{0,5}}. \quad (1.17)$$

Coeficientul total (complet, integral) de corelație dintre o variabilă dependentă și toate cele independente se va determina din ecuația

$$R = \left(1 - \frac{D}{D_{yy}}\right)^{0,5}. \quad (1.18)$$

De exemplu, în cazul a trei variabile la coeficienți de corelație simplă r_{12} (dintre șirurile 1 și 2), r_{13} (dintre șirurile 1 și 3) și r_{23} (dintre șirurile 2 și 3), coeficientul general de corelație poate fi înscris astfel:

$$R_{1,23} = \left(\frac{r_{13}^2 + r_{12}^2 - 2r_{13}r_{12}r_{23}}{1 - r_{23}^2}\right)^{0,5}. \quad (1.19)$$

În acest caz, primul indice se referă la o variabilă independentă, iar alții doi (2 și 3) – la cele dependente.

Limitele variațiilor coeficientului general este de la 0 la 1,0. Cu ajutorul lui se apreciază eroarea ecuației obținute de regresie multiplă:

$$\sigma_y = \sigma_0 (1 - R^2)^{0,5}. \quad (1.20)$$

La folosirea metodei de corelație liniară multiplă este necesar de ținut cont, că erorile coeficienților de regresie cresc odată cu mărirea numărului variabilelor. În acest context A. Rojdestvenski și A. Cebotarev, afirmă că ”ținând cont de faptul că șirurile de date hidrologice au o durată relativ scurtă, aplicarea pentru construcția ecuațiilor de regresie multiplă a mai mult de patru variabile va duce la obținerea coeficienților de regresie foarte nesiguri și la soluții statistice mai puțin stabile”.

Metoda corelației liniare multiple se aplică nu numai în elaborarea ecuațiilor de calcul a caracteristicilor hidrologice, dar și pentru racordarea șirurilor hidrologice scurte la o perioadă lungă, la analiza sincronității oscilațiilor scurgerii râurilor, în scopul interpolării spațiale a caracteristicilor hidrologice. Însă practica

aplicării corelației liniare multiple în analiza și sinteza datelor hidrologice vorbesc de faptul că rezultatele obținute nu *întotdeauna sunt satisfăcătoare*. Aceasta depinde, evident, de încălcarea unor cerințe, care se conțin în metoda corelației liniare multiple. În primul rând, ele se referă la informația hidrologică (și de alt tip) inițială. Ea trebuie să fie *absolut precisă* și să nu conțină erori (greșeli) de măsurare. Spre regret, fiecare caracteristică hidrometeorologică (la fel și morfometrică) se măsoară cu erori și valorile acesteia sunt diferite pentru fiecare caracteristică.

Deseori, doar se admite că variabilele comparate se supun legii normale de repartiție, precum și că legăturile dintre variabilele cercetate au un caracter liniar. Deseori se consideră (fără verificările necesare), că șirurile disponibile prezintă eșantioane a valorilor variabilei aleatorii (valorile șirului nu corelează sau puțin corelează între ele). Desigur că aceasta nu este corect, mai ales în regiunile cu activitate de gospodărire intensă sau pentru anumite caracteristici hidrologice (scurgerea minimă, scurgerea subterană ș.a.) din unele regiuni geografice.

Trebuie să lipsească (sau să fie minimă) corelația dintre variabilele șirurilor utilizate pentru calcule (predicatorii), ceea ce în realitate nu se observă întotdeauna. Pot fi încălcate condițiile staționarității legăturilor ce se calculează, necesitatea depășirii considerabile (uneori până la de câteva ori) a volumului eșantionului peste numărul variabilelor independente.

În lipsa unei analize genetice corespunzătoare a condițiilor de formare a scurgerii, pot fi selectate pentru analiza statistică caracteristici aleatorii (predicatorii), care, din start, nu au deloc, sau au o legătură slabă cu caracteristica de calcul (prezisă), ceea ce va duce la o soluție nesatisfăcătoare. Dar poate avea loc și cazul invers, când un factor formal (fictiv) va suprima prin ponderea sa pe toți ceilalți, de exemplu includerea în numărul predicatorilor a scurgerii anuale la cercetarea scurgerii maxim sau minime, care sunt părți componente a scurgerii anuale.

Corelația multiplă (sau regresia) reprezintă o parte componentă a analizei statistice multifactoriale. **Metodele analizei** multifactoriale tot mai pe larg pătrunde în practica calculelor hidrologice. Analiza multifactorială este o noțiune complexă, care include diverse metode de studiu.

Aplicând metodele analizei statistice, este necesar de reținut, că, în esența sa, latura matematică a metodelor statistice este formală, adică indiferentă față de natura (cu atât mai mult – natura specifică) obiectelor cercetate. Din aceste considerente metodele statisticii matematice trebuiesc combinate cu metodele analizei genetice (analiza geografică), ceea ce permite explicarea și controlarea rezultatelor de calcul obținute.

Aplicând metodele statistice de analiză a datelor hidrologice (sau hidrometeorologice), este necesar de reținut că ultimele descriu evenimentele dintr-un diapazon temporar și cantitativ limitate, au erori de măsurare, uneori pot caracteriza doar indirect evenimentul ce ne interesează. De menționat, că metodele statistice aplicate, ca regulă, au condiții dure de limitare sau criterii limitative, de aceea elaborarea metodelor mai sofisticate de calcul nu tot timpul este justificată. Despre aceasta academicianul A. Krîlov, încă în anii 30 ai secolului trecut, spunea că "cât de precisă nu ar fi soluția matematică, ea nu va fi mai precisă decât acele postulate aproximative, pe care se bazează. Despre aceasta deseori se uită, la început se face o presupunere aproximativă sau o admitere, apoi formulei date i se atribuie o credibilitate mai mare decât ea merită, și aceasta fiindcă deducția ei este complicată".

Despre necesitatea evitării aplicării formale a metodelor statisticii matematice în soluționarea sarcinilor hidrologice vorbește unul din cei mai renumiți hidrologi, care primul introduce pe scară largă metodele analizei statistice probabilistice în calculele hidrologice - D. Sokolovski. Acesta, afirma că: "Metodele statisticii matematice, în hidrologie, au devenit metode standard, accesibile fiecărui tehnician, iar aceasta a generat un mare formalism în aplicarea lor pentru analiza șirurilor statistice scurte și neomogene, iar în

rezultat, adesea, admitem concluzii neargumentate și erori mari în calculele hidrologice. Fascinația față de metodele statisticii matematice, fără evidența esenței fizice a fenomenului, deseori duce la erori chiar și în cazul specialiștilor experimentați, la ignorarea legităților fizice și la schematizări oarbe”.

Însă, aplicarea competentă a metodelor analizei statistice probabilistice, care ar ține cont de criteriile de aplicare a metodelor, structura și veridicitatea datelor inițiale, interacțiunea lor fizică, la anumite admiteri argumentate, va permite obținerea unor caracteristici cantitative sigure, care descriu fenomenele și procesele hidrologice.

Deci, algoritmul unei analize complete a caracteristicilor hidrologice constă în următoarele: analiza genetică – analiza statistică (formalizarea și precizarea rezultatelor analizei genetice) – analiza genetică repetată a rezultatelor statistice obținute – luarea deciziilor (aplicarea metodelor matematice suplimentare).

II. SINTEZA CARACTERISTICILOR HIDROLOGICE

Calculul caracteristicilor hidrologice pentru un oarecare punct de observații hidrometrice (altfel zis – în cazul prezenței datelor observațiilor) reprezintă un caz particular al calculelor hidrologice. În practică cel mai adesea ne ciocnim de cazuri de insuficiență sau lipsă a datelor necesare. Una din metodele particulare de executare a calculelor se bazează pe utilizarea hărților hidrologice (hărțile cu izolinii ale scurgerii, hărțile cu izocrone, hărți ale regionării), a ecuațiilor (formulelor), graficelor sau tabelelor – obținute în rezultatul sintezei datelor observațiilor hidrometrice în puncte concrete (profile, secțiuni hidrometrice), suficiente ca durată.

Unul din procedeele importante de sinteză spațială utilizate sunt hărțile cu izolinii ale scurgerii. Tehnologiile SIG contemporane permit abandonarea izoliniilor în lucrul cu masivele de date spațiale, înlocuindu-le prin date raster. Însă practica ne impune utilizarea izoliniilor, în scopul înlesnirii percepției informației. Hărțile se aplică în calculul scurgerii lichide anuale, sezoniere, minimale, a scurgerii de aluviuni, în evaluarea resurselor de apă și a bilanțului apei pentru anumite teritorii.

2.1 Principiile fizico-geografice de construire a hărților hidrologice.

Construirea hărților este condiționată de postulatul despre *câmpurile de scurgere* și legătura (funcția) lor cu zonalitatea fizico-geografică a componentelor naturale, și în primul rând, cu zonalitatea climatică.

Câmpul, ca obiect fizic, este o unitate spațială (teritoriu), unde se analizează un anumit fenomen fizic. Ca regulă, câmp se consideră o formațiune continuă, cu toate că într-o mare măsură ea depinde de scara (detalierea) cercetărilor. Pentru sistemele naturale sunt caracteristice câmpurile complexe. În cazul aplicării hărților de scară mare, aceste câmpuri pot fi fragmentate în unități mai mici, elementare. De exemplu, într-un bazin fluvial mare se identifică bazine hidrografice elementare. Și invers, la scară mică, câmpurile elementare se contopesc într-un câmp mare. Caracteristicile câmpului pot fi descrise prin instrumentele analizei matematice cu aplicarea elementelor de teoria câmpurilor.

Caracteristicile principale ale câmpului, folosind terminologia fizicii (în special din domeniul electrotehnicii), sunt potențialul și tensiunea. Lucrul realizat pentru deplasarea unei mase de apă din râu, de la un profil spre altul se numește *potențial*. *Tensiunea* câmpului reprezintă un indice de instabilitate a forțelor externe, adică a gradientilor. Deoarece potențialul este diferit în diferite puncte ale spațiului și depinde de tensiune, atunci există și un gradient variabil ca distanță, iar vectorul acțiunii forțelor este orientat spre normala la suprafața potențialelor egale (suprafețe echipotențiale) și poate coincide cu vectorul tensiunii. Suprafețele echipotențiale pot fi prezentate prin tipuri diferite de izolinii.

La prezența nemogenității potențialelor dintr-un câmp, aici se formează un flux (torent), care se mișcă pe liniile de rezistență minimă. Astfel de torent poate fi considerat cursul râului dintr-un câmp hidrologic (bazinul râului). Deci, judecând după puterea torentului (sau torenților) putem concluziona asupra puterii câmpului și invers.

Reprezentarea câmpului hidrologic prin izoliniile scurgerii pe hartă, construită din datele scurgerii colectate în puncte de observație, permite și efectuarea procesului invers – determinarea scurgerii pentru puncte (profile, secțiuni) din datele câmpului dat. Una din principalele condiții aici este **variația lentă a gradientului scurgerii** în spațiul câmpului (teritoriu) și corespunderea acestei schimbări zonalității geografice.

Desigur că, noțiunea de câmp hidrologic este foarte convențională, deoarece aici există discontinuități (similar breșelor din nori), adică pot exista arii endoreice, areice etc., rolul cărora crește odată cu mărirea scării.

Astfel, construirea hărților izoliniilor scurgerii (sau ale altor caracteristici) se bazează pe legitățile fizice. Drept suport teoretic pentru hărțile hidrologice stă postulatul despre invariabilitatea umezirii medii a teritoriului în timpul istoric și zonalitatea regimului hidrologic al obiectelor acvatice. Prin ultima afirmație se au în vedere modificările legice ale regimului apelor de suprafață și a celor subterane, care au loc în diferite zone geografice (naturale) a Pământului, ca o urmare a manifestării zonalității climatice, deoarece scurgerea, în primul rând, depinde de factorii climatici.

Râurile, regimul hidric al cărora, reflectă toate trăsăturile tipice ale oscilațiilor multianuale ale scurgerii, specifice zonei geografice concrete, se definesc ca **râuri cu regim zonal al scurgerii**. Aici se atribuie, ca regulă, râurile medii și parțial cele mici.

Râurile, regimul hidric al cărora se deosebește substanțial de cel zonal, datorită influenței particularităților sau factorilor locali (existența lacurilor, mlaștinilor, carstului, etc.), iar caracterul scurgerii lor nu este tipic râurilor din zona geografică dată, se numesc **râuri cu regim azonal al scurgerii**. Acest regim este specific râurilor mici, dar uneori se manifestă și la cele medii.

Dacă regimul hidric al râurilor se formează sub influența particularităților a două și mai multe zone geografice, și are un caracter complex – ele se numesc **râuri cu regim polizonal al scurgerii**. Este specific râurilor mari. Acest regim se poate observa și la râurile situate doar într-o zonă, dar care primesc afluenți din alte zone. Aceasta condiționează aportul în timp diferit a apei în albia principală și ca rezultat deosebirea regimului hidric de cel zonal. Drept exemple pot servi râurile Prîpeat (afluenții de stânga a căruia curg din zona de pădure iar cei de dreapta din zona de stepă) și Amur (afluenții de stânga și dreapta își colectează apele din diferite zone de umiditate). Același tablou se observă la râurile care curg de-a lungul lanțurilor montane și afluenții cărora – o parte vin din munți, o parte – de pe câmpie.

Hărțile cu izolinii ale scurgerii se construiesc din datele scurgerii râurilor cu regim zonal, deoarece ele reflectă variațiile zonale ale caracteristicii date, care corespund modificărilor zonale ale factorilor fizico-geografici din teritoriul studiat. Variația acestor factori decurge lent în spațiu, dar cu o intensitate diferită, care este determinată de mersul multianual al proceselor climatice și caracterul influenței asupra lor a suprafeței subiacente. Ultimele sunt condiționate de particularitățile orografice, structura geologică a bazinului și morfologia sa, precum și alți factori indirecti sau convenționali, care pot influența substanțial sau, în general, pot determina formarea și regimul scurgerii în direcția măririi sau micșorării scurgerii comparativ cu scurgerea zonală. Pe de altă parte, scurgerea râurilor mari, care se formează în diferite zone climatice, adică care au deja un caracter polizonal, la fel, poate fi reflectat pe hărți, deoarece el diferă clar de cel zonal.

În funcție de caracteristica scurgerii cercetată (surgerea anuală, minimă, ș.a.) la categoria râurilor cu regim zonal se vor atribui și râurile, care au dimensiuni diferite ale bazinului de recepție. Ultimele se determină din graficele funcției modulului scurgerii de aria de recepție. Astfel de funcție reflectă dependența alimentării râului, la o umiditate anumită a teritoriului, de adâncimea de eroziune a albiei lui și adâncimea nivelului apelor freatice, care alimentează râul. Adâncimea nivelului apelor freatice, în repartizarea sa spațială, la fel urmează legea zonalității geografice: cu cât este mai mică umiditatea teritoriului (zonei geografice), cu atât la adâncimi mai mari se vor afla apele freatice. De aceea și dimensiunile ariei bazinului de recepție, la care regimul hidric al râurilor obțin trăsături zonale, variază în spațiu.

În fig. 1 sunt prezentate posibilele variații a modulului scurgerii, odată cu creșterea suprafeței bazinului de recepție. În intervalul de la 0 la F_i , scurgerea specifică poate crește sau scădea odată cu creșterea suprafeței de recepție. Caracterul variației sale este determinat de condițiile locale de formare a scurgerii. Valoarea F_i va depinde, în special, de adâncimea apelor subterane: cu cât mai aproape de suprafață ele se vor afla, cu atât F_i va fi mai mică, deoarece cu atât mai repede râul va putea drena toate acviferele ce o alimentează.

Valorile F_i sunt mai stabile în spațiu și ca regulă se află în limitele 50-75 mii km², cu toate că, pentru unele râuri, ele pot fi și mai mari.

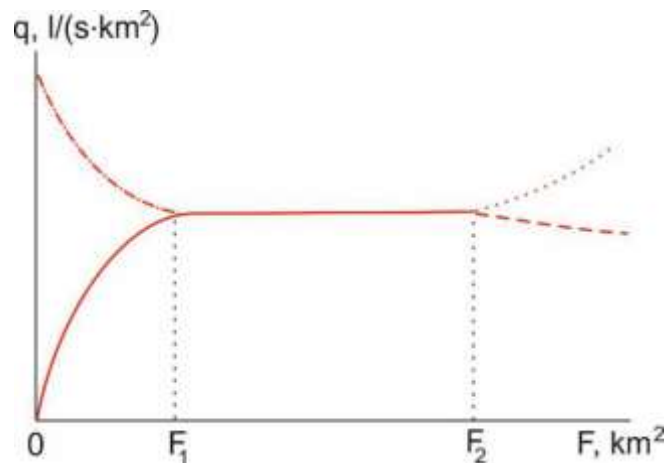


Fig. 1. Tipurile de funcție a modului scurgerii cu aria bazinului de recepție

Suprafața cuprinsă între F_1 și F_2 este specifică râurilor cu regim zonal al scurgerii, reprezentative pentru alcătuirea hărților cu izolinii a scurgerii.

Râurile cu suprafața bazinului de recepție mai mare de F_2 se atribuie la râurile polizonale, sau mari. Diapazonul suprafețelor bazinelor de recepție ale râurilor, pentru care este valabilă harta izoliniilor scurgerii: $F_1 < F_k < F_2$, unde F_1 este **prima suprafață critică**, iar F_2 – a doua, unde scurgerea râurilor încă se formează sub influența factorilor zonali, adică harta este valabilă, de exemplu, pentru râurile cu suprafața bazinului de recepție de la 1000 la 50 000 km² (F_k).

Astfel de analiză este justă, de asemenea, la utilizarea în cercetările și sintezele asupra scurgerii care se formează prin alimentarea mixtă a apelor subterane și de suprafață (anuală, sezonieră, de etiaj, minimă). La cercetarea scurgerii, care se formează doar de către apele de suprafață (surgerea maximă pluvială) astfel de grafice caracterizează un alt fenomen (reducția), despre ce se va vorbi mai târziu, iar hărțile izoliniilor scurgerii pluviale se vor construi în baza scurgerii racordate la o suprafață unică de recepție.

Principiile de construire a hărților cu izolinii ale scurgerii. Scurgerea apei în secțiunea dată a râului reprezintă o caracteristică integrală a scurgerii de pe suprafața bazinului de recepție. De aceea, la construirea hărții ea (surgerea) se atribuie la centrul de greutate a bazinului de recepție, care poate fi determinat acum suficient de precis (prin aplicarea tehnologiilor SIG). Metodicile existente admit determinarea centroidului foarte convențional, chiar "la ochi" – în cazul hărților de scară mică. Scurgerea poate fi exprimată (și cartografiată) prin scurgerea specifică ($l/s \times km^2$) sau stratul scurgerii (mm).

Izoliniile scurgerii pentru râurile de câmpie se realizează prin interpolare liniară directă dintre centroidele bazinelor de recepție vecine. În regiunile montane se ține cont de influența altitudinii bazinului de recepție asupra scurgerii. Pentru aceasta se construiesc grafice ale funcției modului scurgerii de altitudinea medie a bazinului de recepție, apoi se determină gradientul variației scurgerii, corespunzător altitudinii unde se află centroidul bazinului.

Ca metode de interpolare – pot fi folosite nu doar cele liniare, dar și polinomiale sau Kriging, Spline, etc. Modelul ales va necesita o calibrare ulterioară.

Stratul scurgerii, ca unitate de măsură, se folosește în construirea hărților pentru analiza bilanțului de apă.

Sintagma "hărți cu izolinii" este deja învechită, deoarece interpolarea, în prezent, se realizează prin modelări matematice oferind drept produs și alte formate pe lângă izoliniile. Dar, perceperea vizuală pentru o analiză ulterioară este înlesnită de folosirea ca produs final a izoliniilor scurgerii.

La modelarea izoliniilor pot fi aplicate metodele interpolării liniare, interpolării liniare optime și alte metode de interpolare liniară propuse de diverse softuri SIG. Ultimele includ atât metode determinate (polinomului global, interpolării liniare, triangulării, spline, distanțelor inverse ponderate, funcții radiale de bază), cât și metode geostatistice (kriging și co-kriging).

În acord cu cercetările detaliate ale E. V. Orlova, dedicate analizei comparative a metodelor menționate și posibilității aplicării lor pentru cartografierea caracteristicilor hidrologice, preferabile sunt metodele kriging și co-kriging. Acestea evidențiază nu doar distanțele dintre punctele de observație, dar și poziția lor reciprocă, permit extrapolarea câmpurilor de izolinii în afara diapazonului de date, iar metoda co-kriging mai permite realizarea interpolării variabilei de interes cu luarea în calcul și a altor variabile, care o influențează, de exemplu relieful (altitudinea punctelor).

Dintre alte metode, rezultate satisfăcătoare oferă și metoda funcțiilor radiale de bază.

Totuși, recomandări clare în vederea alegerii unei sau altei metode în literatura normativă nu există. Trebuie de reieșit de fiecare dată din natura caracteristicii cartografiate, a problemelor soluționate, a particularităților și dimensiunilor teritoriului, din asigurarea cu date și de selectat acea metoda, care va permite crearea hărților izoliniilor, ce vor corespunde cerințelor și preciziei rezultatelor produse.

Precizia determinării scurgerii din hărțile cu izolinii depinde de:

- Eroarea datelor inițiale;
- Lungimea șirurilor de monitorizare a scurgerii, folosite la construirea hărții;
- Variabilitatea scurgerii în timp (de coeficientul de variație);
- Densitatea rețelei hidrografice din teritoriul cercetat;
- Omogenitatea reliefului;
- Evidența impactului antropic;
- Metoda de interpolare.

Toate condițiile enumerate pot condiționa diferite erori. Unele din ele variază în funcție de caracteristica cercetată a scurgerii. De exemplu, scurgerea maximă, adesea, se măsoară cu o eroare mai mare, decât în cazul măsurării scurgerii minime. La fel și variabilitatea scurgerii minime este mai mică decât a celei maxime, pentru majoritatea bazinelor de recepție, mai ales în zonele cu umiditate suficientă și surplus de umiditate. Ceilalți factori influențează caracteristicile scurgerii în măsură aproximativ egală.

Valoarea scurgerii și pasul (echidistanța) izoliniilor pot condiționa o eroare mare în zona cu umiditate insuficientă, deoarece aici valorile absolute ale scurgerii sunt mici, iar diferența dintre izolinii, ca regulă, constituie 50-100% (de exemplu avem izolinii cu pasul 0,1; 0,2; 0,3; 0,5 l/s×km²), adică cu pasul 0,1 și 0,2 l/s×km², egal sau comparabil cu dimensiunile scurgerii). În zona de umiditate suficientă izoliniile vecine diferă una de alta cu mult mai puțin – cu 15-25% (de exemplu, izoliniile au valorile de 5; 6; 8; 10 l/s×km², adică cu pasul 1 și 2 l/s×km², ceea ce e cu mult mai mic decât însăși scurgerea).

O variație a hărților izoliniilor scurgerii este metoda interpolării valorilor dintre două (și mai multe) puncte de observații, în scopul determinării scurgerii în al treilea punct, situat între ele. Acest procedeu se aplică pentru teritoriile bine studiate în aspect hidrologic. Ca regulă se folosesc 2-3 posturi de reper. În condițiile unui relief omogen se realizează o interpolare liniară directă. În cazul unui relief variabil (sectoare de câmpie se succedă cu podșuri, sau chiar munți) variația scurgerii dintre punctele de reper se consideră

proporțională variației altitudinilor, adică cu aplicarea valorii gradientului scurgerii cu înălțimea, sau se aplică metoda interpolării optime.

Metoda interpolării este mai precisă, decât metoda cartografică a izoliniilor, deoarece eroarea finală de calcul depinde în special de următorii factori:

- Precizia determinării scurgerii în punctele de reper;
- Distanța dintre puncte (cu cât sunt mai aproape cu atât este mai precis rezultatul);
- Diferența scurgerii dintre punctele de reper (cu cât ea este mai mare, cu atât mai substanțială poate fi eroarea);
- Ponderea impactului antropic;

Pe lângă hărțile izoliniilor scurgerii, în calculele hidrologice se mai aplică *hărțile izochronelor* (începutul sau sfârșitul perioadelor de etiaj, stabilirea podului de gheață, topirii zăpezilor, scurgerii sloiurilor ș.a.), hărțile rezervelor de umiditate din zăpadă, hărțile precipitațiilor, evaporației ș.a.)

2.2 Utilizarea hărților pentru evaluarea interacțiunii caracteristicilor hidrologice.

Construirea hărților, care combină două caracteristici interdependente, permite evaluarea prealabilă a corelației lor pe teritorii vaste.

Această evaluare se realizează conform cosinusului unghiului dintre direcțiile gradientilor suprafețelor statistice comparate, adică $r \approx \cos \alpha$. Dacă $\alpha = 0^\circ$, atunci direcția gradientilor coincide, adică $r = +1,0$, iar dacă $\alpha = 180^\circ$, adică gradientii sunt orientați în direcții opuse, atunci $r = -1,0$. Legătura lipsește, când $\alpha = 90^\circ$, deoarece $\cos 90^\circ = 0$, la $\cos 36^\circ$, $r = 0,8$. Drept exemplu de astfel de combinații poate servi construirea izoliniilor scurgerii și evaporării pe aceeași hartă, sau a datelor medii ale scurgerii sloiurilor de gheață și temperaturilor medii în perioada de primăvară ș.a.

Hărțile cu izolinii pot fi utilizate nemijlocit pentru construirea graficelor de corelație dintre **două fenomene**, cu o evaluare ulterioară a coeficientului de corelație simplă. Pentru aceasta, de pe hărțile comparate A și B, se citește două eșantioane a valorilor a_i și b_i , din puncte strict identice și se construiește graficul funcției valorilor a_i și b_i . Coeficientul de corelație se calculează din formula de corelație pară

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (a_i - a_{med})(b_i - b_{med})}{(n\sigma_a\sigma_b)} \quad (2.1)$$

unde a_{med} și b_{med} , valorile medii aritmetice ale valorilor a_i și b_i ; n - indică numărul perechilor de date citite de pe hartă; σ_a și σ_b - devierile medii pătrate, determinate din formule:

$$\sigma_a = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (a_i - a_{med})^2}{n} \right]^{0,5}, \sigma_b = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (b_i - b_{med})^2}{n} \right]^{0,5} \quad (2.2)$$

Utilizarea hărților permite lărgirea substanțială a informației necesare despre legătura caracteristicilor cercetate pe teritorii vaste și mai cu seamă în regiunile slab studiate, obținerea tabloului spațial a acestei legături, la fel și într-o mare măsură analizarea corectitudinii trasării izoliniilor, atrăgând o atenție deosebită la locurile cu o corelație slabă a caracteristicilor cercetate.

Hărțile permit și evaluarea raportului în spațiu dintre **trei fenomene** A, B și C. Pentru aceasta se aplică corelația particulară la excluderea fenomenului al treilea. Aceasta permite determinarea, dacă nu este condiționată legătura, de exemplu, dintre fenomenele A și B, de influența fenomenului C. Calculele se realizează prin formula, care poate fi prezentată, dacă excludem C, în următoarea formă (folosind eșantioanele i, b, c):

$$r_{ab/c} = (r_{ab} - r_{ac}r_{bc}) / [(1 - r_{ac}^2)(1 - r_{bc}^2)]^{0,5} \quad (2.3)$$

Hărțile pot fi aplicate și pentru determinarea influenței simultane a trei și mai mulți factori (fenomene), dacă vom aplica corelația multiplă, care poate fi reprezentată, de exemplu pentru trei factori A, B, C ca

$$R_{abc} = (r_{ab}^2 + r_{ac}^2 - 2r_{ab}r_{ac}r_{bc}) / [(1 - r_{ac}^2)]^{0,5} \quad (2.4)$$

De exemplu, analiza a trei hărți diferite dintr-un teritoriu indică faptul că coeficientul corelației simple dintre înălțimea stratului de zăpadă (A) și cantitatea de precipitații din perioada rece (B) poate constitui 0,87 ($r_{ab}=0,87$), legătura înălțimii cuverturii de zăpadă cu împădurirea teritoriului (C) $r_{ac}=0,65$. Aici, coeficientul de corelație dintre B și C va fi doar $r_{bc}=0,24$. Însă coeficientul total de corelație $R_{abc}=0,98$. Deci, influența comună a precipitațiilor solide și împăduririi vor determina înălțimea cuverturii de zăpadă din teritoriul studiat.

Măsurarea corelației atât particulare, cât și generale, dintr-un teritoriu la fel poate fi prezentată pe hartă în formă de *izorelate*. Valorile corelației pare, particulare sau generale se determină în punctele de reper (monitoring). Din valorile obținute se vor trasa izocorelatele, care indică variația în spațiu a fenomenelor analizate, adică modificările în spațiu, în dependență de formele de relief, caracterul zonelor climatice ș.a. Deseori se întâlnesc cazuri, când valoarea medie a corelației pare per ansamblu pentru regiunea dată destul de înaltă, însă la o analiză a variației ei în formă de izocorelate, se evidențiază locurile concentrării valorilor maxime și minime, dependente de formele de relief sau de regiunile cu umiditate diferită.

De rând cu aceasta A. Berleant, menționează: "Procedeele grafice și matematice nu dezvăluie esența conținutului legăturilor, de aceea fiecare studiu cartografic trebuie însoțit și completat cu analize geografice, cu dezvăluirea legăturilor de cauză-efect. Doar ele sunt capabile de a răspunde la subiectul despre esența legăturilor".

Construirea hărților fenomenelor hidrologice pentru diferite intervale de timp poate reda dinamica fenomenului dat, de exemplu variația scurgerii apei pe anotimpurile anului sau diferite intervale de timp. Hărțile construite în ani diferiți pot indica modificarea proceselor hidrologice în funcție de impactul uman.

Același A. Berleant, punctează că, lucrând cu hărțile hidrologice, este necesar de înțeles că "oricare rezultat, cât de precis nu ar fi, dar interpretat greșit, este mai puțin important și mai necesar, decât acela, care are o explicație științifică corectă, chiar dacă și este obținut cu o precizie mai mică".

2.3 Regionarea teritoriului

Regionarea teritoriului este unul din cel mai importante procedee aplicat în știința geografică. "Nu poate exista nici o disciplină geografică, care nu ar fi evidențiat regiuni – hidrologice, geomorfologice, oceanice, pedologice, fizico-geografice (complexele naturale)..." spunea geograful rus A. Saușkin. Regionarea reprezintă un proces de evidențiere și studiere a sistemului teritorial, a sistematizării, organizării și structurării lui ierarhice. Astfel, regiunea reprezintă un sistem teritorial, care la rândul său reprezintă o parte din formațiuni teritoriale mai mari ale suprafeței terestre.

Regionarea teritoriului are o largă aplicare în cercetările hidrologice, ca un procedeu de sinteză, în scopul determinării caracteristicilor hidrologice în aspect cantitativ și calitativ. Regionarea se aplică la clasificarea obiectelor hidrologice în baza proprietăților sale. Prin regionare se realizează calculul scurgerii apei și aluviunilor. În calculele hidrologice prin aplicarea regionării și apoi a analizei matematice se determină caracteristicile hidrologice în acele cazuri când hărțile izoliniilor scurgerii sunt limitate în aplicare sau în general nu pot fi folosite.

Pe hărțile cu izolinii sunt indicate valorile zonale, condiționate de particularitățile fizico-climatice și sunt specifice, predominant, râurilor medii. Particularitățile locale (azonale) de formare a scurgerii, valoarea ei, în cazul râurilor mici nu poate fi evaluată de hărțile cu izolinii ale scurgerii. Din aceste considerente, pentru determinarea scurgerii râurilor mici, adică a râurilor, scurgerea cărora se formează sub influența factorilor locali, iar suprafața lor nu depășește prima suprafață critică (F_1), sinteza se realizează în formă de regionare, cu o determinare în continuare a funcțiilor de calcul în formă de grafice sau ecuații descriptive, sau tabele.

Principiile regionării. În geografie, metoda regionării este unul din principalele procedee de sinteză. Procedul este independent și destul de complicat, și necesită volume mari de informații. În funcție de sarcinile puse, pe același teritoriu pot fi evidențiate diferite regiuni și deseori la baza evidențierii lor se află principii diferite. În evidențierea regiunilor pot fi aplicate procedee (metode) **tipologice, genetice și funcționale**.

În cazul **procedului tipologic** se grupează obiectele (punctele), asemănătoare după particularități concrete, în special după indicatorii morfologici. De exemplu se evidențiază regiuni înmlăștinite sau cu o pondere mare a lacurilor, sau după caracterul vegetației.

Folosind **procedul genetic**, regionarea se realizează prin combinarea obiectelor, care sunt supuse impactului similar al factorilor, de exemplu, combinarea sistemelor fluviale într-o singură regiune în funcție de tipul de alimentare.

În cazul **procedului funcțional**, sunt cercetate interacțiunile dintre obiecte, mecanismul lor. Procedul permite unificarea într-un sistem a diferitelor obiecte naturale, dar care sunt interdependente (care se completează unul pe altul), care funcționează ca un complex natural unic. Drept exemplu – bazinul râului, ca sistem hidrologic, care constă din diferite elemente (părți), dar, per ansamblu, formează rețeaua râurilor cu un debit de apă anumit.

În regionarea hidrologică pot fi aplicate în același timp toate procedeele sau doar unul din ele. Aceasta depinde de sarcina pusă, de scara cercetării și caracterul datelor folosite. Realizând cercetările teritoriale, regionarea, ca regulă, începe cu procedul genetic, grupând obiectele conform factorilor care le influențează, apoi urmează procedul tipologic, realizând clasificarea care ia la evidență proprietățile proprii ale obiectului. Aici poate avea loc împletirea sau combinarea procedeelelor. Așa, în unele cazuri, la evidențierea factorilor, procedul genetic se combină cu cel funcțional, și poate fi aproape de cel tipologic, când se aplică metoda clasificării în determinarea factorilor.

Un interes deosebit îl prezintă procedul genetic, deoarece el permite diseminarea concluziilor obținute în baza cercetării, la totalitatea de obiecte, care se află în condiții analogice. Aici, la folosirea lui, deseori, automat se aplică și celelalte două procedee. De exemplu, se operează cu sistemele fluviale, care includ lacurile și mlaștinile ca obiecte naturale, interconectate cu rețeaua fluvială, și de aceasta se ține cont la clasificarea hidrologică.

Pentru calculele hidrologice este importantă evidențierea regiunilor cu aceleași caracteristici ale interacțiunii parametrilor hidrologici cercetați și a factorilor ce îi determină. Aceasta permite obținerea metodelor cantitative de calcul. Ele pot fi prezentate, de exemplu, în formă de funcții de calcul regionale. Așa funcții reflectă influența unui sau altui factor fizico-geografic important, care condiționează importanța unui sau altui parametru al scurgerii. Impactul acestor factori poate fi evidențiat, atât prin includerea lor în ecuația de calcul, cât și prin evidențierea regiunilor omogene din punct de vedere al acestor factori sau al grupului de factori, adică prin aplicarea procedeelelor tipologice și genetice. În ultimul caz influența factorilor se evidențiază nu în formă cantitativă, dar calitativă. Deseori, acest procedeu este singurul posibil din cauza lipsei caracteristicilor cantitative. De exemplu, evidența influenței condițiilor hidrologice în cel mai complet mod poate fi realizată doar prin regionare; regiunile fiind omogene conform acestor condiții.

Astfel, evidența regiunilor cu un complex asemănător de condiții fizico-geografice, care includ factorii de bază, ce participă în formarea caracteristicii date a scurgerii, permite micșorarea numărului parametrilor din ecuația de calcul, păstrând numărul de factori care formează scurgerea.

Regionarea teoretică a teritoriului în scopul realizării calculului hidrologic se bazează pe păstrarea în timp a caracterului reportului dintre mediul geografic și regimul scurgerii râurilor, ce se formează în condiții naturale locale. Modificarea substanțială a acestor condiții va condiționa modificări corespunzătoare ale scurgerii.

Pot fi menționate câteva tipuri de regionare, folosite în sintezele hidrologice. Se evidențiază regiunile omogene după una-două particularități, de exemplu regiunea de pădure, cu lacuri, cu pajiști, ș.a. (procedeu tipologic). De menționat, că o caracteristică dată poate fi omogenă pe regiune (în expresie cantitativă) sau poate varia după anumite legități. Pot fi evidențiate regiuni, unde se ține cont doar de asemănările conform indicilor calitativi. Așa tip regionare pe larg se aplică, de exemplu, în hidrogeologie, când sunt evidențiate teritorii, constituite din roci cu aceeași vârstă și structură litologică, dar cu rezerve diferite de apă, care se manifestă cantitativ (procedeu funcțional). La cercetările scurgerii nu este suficientă doar regionarea numai în baza indicatorilor calitativi, fără exprimarea lor cantitativă. În elaborarea metodelor de calcul valorează regionarea, bazată pe evidența asemănării caracterului dependenței caracteristicii date a scurgerii, de factorii principali, care determină valoarea ei, adică care se bazează pe procedeu genetic. Regionarea dată este, într-un fel, etapa finală a procesului evidențierii regiunilor omogene, deoarece în cazul dat are loc evidențierea regiunilor, atât prin comunitatea condițiilor naturale (forma calitativă), cât și în baza caracterului influenței lor calitativă asupra scurgerii râurilor.

La evidențierea regiunilor omogene din punct de vedere al indicilor hidrologici (indici particulari – omogenitatea regiunii, de exemplu, după condițiile de formare a scurgerii sezoniere sau minime) este necesar de respectat principiile regionării fizico-geografice: principiile unității și complexității genetice, la fel și principiile omogenității relative și comunității teritoriale a regiunilor.

Există o diferență în noțiunile *"omogenitatea geografică a regiunii"*, când modificările indicilor în cadrul regiunii poate fi tratată ca neesențială pentru scopurile și gradul de detaliere propuse, și *"omogenitatea hidrologică a regiunii"*, când particularitățile de formare a scurgerii sunt invariabile pe toată regiunea, iar particularitățile care indirect influențează scurgerea – variază. În primul caz se evidențiază regiunile cu același relief, ponderea lacurilor, înmlăștinire, împădurire, umiditate a solului, litologie. Aici valoarea scurgerii va fi aceeași pentru toată regiunea sau va depinde doar de factorii care se modifică pe întregă regiunea, de exemplu de adâncimea bazei de eroziune sau dimensiunile bazinelor de recepție. În al doilea caz se observă modificarea unui sau altui indice geografic pe toată regiunea, de exemplu ponderea lacurilor, înmlăștinirea, când se remarcă prezența dependenței modificării scurgerii de modificarea valorilor acestor indici. În practică deseori are loc combinarea acestor principii de regionare geografică și hidrologică, care se completează una pe alta.

În realizarea regionării o mare importanță, în afară de principiile evidențierii regiunilor, îi revine **modului de determinare a hotarelor (limitelor)**, deoarece hotarul presupune o schimbare bruscă a caracteristicilor hidrologice analizate. De aceea hotarul regiunii ca regulă se asociază locului schimbării bruște a condițiilor fizico-geografice, în raport cu care s-a realizat împărțirea teritoriului în sectoare omogene. Anumită importanță în evidențierea regiunilor revine caracterului reliefului, schimbul teritoriilor de câmpie în cele de podiș, schimbarea condițiilor climatice. Cel mai des hotarul coincide cu linia de cumpănă a apelor. Cumpenele de apă sunt asociate formelor înalte de relief, care au o influență asupra repartiției precipitațiilor și umiditatea generală a teritoriului. Din aceste considerente hotarele regiunilor pot fi trasate pe cumpenele de apă a râurilor mari și medii. Drept hotar al regiunii poate servi și

albia râului mare, dacă ea coincide cu linia de schimbare a condițiilor fizico-geografice (de-a lungul munților, pe hotarele zonelor naturale, pe fracturi tectonice, etc.).

La delinierea hotarelor regiunilor, evidențiate în scopul folosirii lor în calculele hidrologice, este necesar de ținut cont de ponderea bazinului râului cu condiții de formare a scurgeri unice, în raport cu alte părți ale bazinului cu alte condiții. Așa, dacă în bazinul râului a avut loc modificarea condițiilor hidrogeologice și valoarea alimentării subterane s-a schimbat, atunci o modificare vizibilă în scurgerea râului se va observa nu imediat, dar treptat. Cel mai esențial ea se va manifesta la confluența a două râuri, formare scurgerii unei din ele având loc în alte condiții hidrogeologice. În acest caz hotarul regiunii poate trece pe cumpăna de apă și prin locul confluenței lor. În mod analogic putem proceda și la analiza scurgerii de suprafață.

Omogenitatea regiunilor. Creșterea numărului de regiuni din teritoriului va duce la sporirea omogenității lor conform condițiilor de formare a scurgerii și micșorării deosebirilor în dimensiunilor lor. La o densitate suficientă a punctelor de monitoring hidrologic în teritoriu, putem evidenția regiuni elementare cu scurgerea specifică stabilă. Valoarea medie ponderată a acestora va permite evaluarea scurgerii lor pentru un bazin al râului concret. Acest procedeu este cunoscut drept calcul al scurgerii pentru *bazine de recepție particulare*.

Detalierea regiunii, de rând cu prezența cantității necesare de date, depinde și de scara hărții. Cu cât scara este mai mică, cu atât sunt mai mari regiunile evidențiate, cu atât este mai dificil de respectat gradul de omogenitate. De menționat, că pe hărțile de scară mică practic nu sunt reprezentate râuri mici, anume pentru care este destinată metoda regiunii. Cu cât este mai mare volumul de informație necesară cu atât este mai rațional de utilizat scară mai mare. La o regiune generalizată este imposibil de ținut cont de particularitățile unor bazine de recepție, mai cu seamă a celor mici.

Evidențierea regiunilor omogene după particularitățile genetice (uniformitatea condițiilor climatice și morfologice, asemănarea condițiilor de alimentare și descărcare a acviferelor în râuri, etc.) necesită date detaliate și complete despre structura și condițiile fizice de suprafață și subterane ale bazinului din teritoriul analizat. Aplicarea metodelor statistice în determinarea regiunilor omogene va permite micșorarea volumului necesar de informație și, în același timp, evaluarea cantitativă a gradului de uniformitate a regiunilor evidențiate. Aici se aplică criteriile de omogenitate, coeficienții de corelație, precum și metodele de analiză multicriteriale (metoda componentelor principale, metodele clasificării). Însă, evidențierea prealabilă a regiunilor omogene este necesar de realizat în baza analizei condițiilor fizico-geografice, care determină regimul și volumul scurgerii râurilor, apoi de precizat hotarele lor aplicând procedee statistice. În acest caz cu mult se va micșora durata obținerii combinațiilor reușite a punctelor omogene, mai cu seamă la cercetările teritoriale largi, cu un mare număr de puncte de monitoring analizate.

Evidențierea regiunilor omogene prin aplicarea metodelor statistice se realizează în baza evaluării probabilității apartenenței caracteristicilor scurgerii cercetate dintr-un șir de puncte, dintr-o totalitate generală, adică supunerea lor unei și aceeași legi a repartiției probabilităților. Această evaluare se realizează prin aranjarea și clasificarea rezultatelor comparării pare, de exemplu a parametrilor curbei de asigurare, cu aplicarea criteriilor de omogenitate. Dacă deosebirile dintre parametrii curbei de asigurare a punctelor comparate sunt dictate doar de cauze aleatorii, atunci putem afirma că lipsește o deosebire esențială dintre cele două șiruri de date comparate. Compararea consecutivă a șirurilor de date disponibile pentru teritoriul dat, mai precis - a parametrilor curbei de asigurare ce le caracterizează, va permite determinarea hotarului, unde divergențele dintre parametri sunt esențiale și nu aleatorii, condiționate de cauze de origine diferită. Grupa se consideră omogenă, dacă toate combinațiile posibile de perechi în interiorul aceste grupe au nivelul minim de probabilitate credibilă. Gruparea se consideră omogenă la nivelul de probabilitate credibilă β , mai mic de 90%. Valoarea lui se determină din ecuația

$$\beta = 2\Phi_0(t_p), \quad (2.5)$$

unde $\Phi_0(t_p)$ – funcția normală Laplace, egală cu

$$\Phi_0(t_p) = \frac{2}{\sqrt{2\pi}} \int_{t_p}^{\infty} \exp\left(-\frac{t_p^2}{2}\right) dt_p. \quad (2.6)$$

În practică, ea se determină pe cale inversă din ecuația (2.5) la valorile date β . Din tabelul funcției normale $\Phi_0(t_p)$ (prezentă în manualele de teorie a probabilității) la fel în mod invers se determină valorile t_p , care corespund anumitei valori β (tab. 2.1)

Tabelul 2.1

Coraportul β și t_p la o aproximare normală

$\beta, \%$	99	95	90	80	70	50	40	30	20	10	0
t_p	2,58	1,96	1,46	1,28	1,04	0,68	0,52	0,38	0,25	0,12	0,0

Valorile t_p pentru șirurile pare comparate se determină din coraportul

$$u \geq Mu + t_p\sigma_u, \quad (2.7)$$

unde u – numărul de inversii (statistica criteriului Wilkinson), adică numărul de valori cercetate dintr-un șir, predecesorii unei valori din alt șir, la amplasarea acestor valori într-o totalitate aranjată. De menționat că, dacă aci se folosește valoarea medie a scurgerii, atunci se va efectua racordarea ei la o dimensiune a bazinului de recepție. La volumele eșantioanelor n_1 și n_2 , care nu depășesc 10 ani, numărul de inversii se repartizează aproximativ normal cu centrul

$$Mu = n_1n_2/2 \quad (2.8)$$

și dispersia

$$Du = \frac{n_1n_2(n_1+n_2+1)}{12} \quad (2.9)$$

la $\sigma_u = \sqrt{Du}$.

Înlocuind în raportul (2.8) valorile u , Mu , σ_u , ușor determinăm t_p , iar din tab. 2.1 – valorile respective β . Dacă valoarea β la compararea pară a punctelor amplasate alături, se află în limite admisibile, atunci aceste puncte se consideră omogene.

Putem realiza o cercetare concomitentă a tuturor posibile combinații a șirurilor de observații din teritoriul dat, indiferent de amplasarea lor față de punctul inițial (de la care începem calculele) de comparare, adică primul punct de comparat cu al doilea, al treilea, patrulea ș.a.m.d., al doilea – cu al treilea, patrulea, cincilea, ș.a.m.d., al treilea – cu patrule, cincilea, șaselea, ș.a.m.d.

Apoi se realizează selectarea combinațiilor obținute după valoarea β . Toate valorile β admisibile se grupează ținând cont de principiile regionării geografice descrise anterior (gruparea dată trebuie să se unească într-un regiune, fără intruziuni străine, cu o uniformitate genetică, ș.a.). Rezultatele comparării pare cu sortarea și clasificarea ulterioară pot fi verificate și precizate, aplicând criteriul inversiei multiple, când parametrii indicați u , Mu , σ_u , se determină în pereche, apoi se sumează și doar din suma fiecăruia din ei se determină t_p . Acest procedeu permite evaluarea complexității grupării evidențiate, care se consideră completă, dacă adăugarea măcar a unui punct din gruparea vecină, va duce la creșterea β până la valoarea

mai mare decât cea critică. Desigur că tot acest complex de calcule se realizează prin aplicarea softurilor statistice.

Omogenitatea regiunii din punct de vedere a factorilor fizico-geografici, care determină scurgerea râurilor, poate fi caracterizată prin corelația liniară multiplă (complet, integru) R , cu evidența coeficienților particulari de corelație r , care indică cât de strânsă este legătura acestor factori cu scurgerea. **Cu cât mai aproape de 1 va fi valoarea R și mai mare valoarea r , cu atât înseamnă că mai complet s-a ținut cont de factorii naturali și cu atât mai univoc ei influențează scurgerea**, deci cu atât este mai omogen regiunea evidențiat din punct de vedere a influenței acestor factori.

Raioanele evidențiate după indicii nominalizați (în afară de principiile fizico-geografice descrise) au o anumită legătură interdependentă a argumentelor și funcțiilor, specifice doar teritoriului dat și doar în intervalul de timp anumit (an, anotimp). Această metodă combină în sine procedeele genetice și statistice de evidențiere a regiunilor, deoarece regionarea prealabilă se realizează în baza genezei și doar apoi se efectuează precizarea hotarelor prin matrice de corelație, realizarea numerică a cărora oferă rezultate mai bune în determinarea coeficienților de corelație generali și particulari. Aici trebuie de ținut cont de erorile lor medii pătrate, deoarece ele sunt cu atât mai mari, cu cât este mai mică diferența dintre numărul de factori cercetați și numărul de puncte folosite pentru analiză. Acest postulat este important, deoarece limitează aplicarea metodei numai pentru teritoriile bine studiate din punct de vedere hidrologic. Drept criteriu cantitativ de omogenitate a regiunii evidențiat se iau valorile coeficienților de corelație general și particular. Raionul se consideră omogen, dacă ei vor fi **egali sau mai mari de 0,8 și 0,55 respectiv**.

În tab. 2.2 sunt indicate valorile erorii medii pătrate a coeficientului general de corelație R în funcție de numărul de puncte informaționale N și numărul de factori analizați n , determinați prin ecuația

$$\sigma_R = (1 - R^2) / (N - n)^{0,5} \quad (2.10)$$

Analiza datelor din tabel indică, că la valori mari a coeficientului $R (R \geq 0,95)$ eroarea lui nu este mare, chiar și la o diferență mică dintre N și n . Însă în practică cel mai des sunt întâlnite valorile R 0,80-0,90, în acest caz numărul punctelor folosite în calcule la $\sigma_R < 1$ trebuie să depășească 15-20. Dar cu cât este mai mic teritoriul regiunii, cu atât este mai mic și numărul de puncte aici. Pe de altă parte mărirea dimensiunilor regiunii în pofida creșterii numărului de puncte va duce la micșorarea omogenității lui. Această lege va lucra în condițiile Republicii Moldova unde densitatea rețelei de monitoring este suficientă dacă vom lua în considerație și posturile limitrofe din țările vecine.

Tabelul 2.2

Dependența erorii medii pătrate de coeficientul general de corelație σ_R și de coraportul N și n

N	R					
	0,7	0,8	0,85	0,9	0,95	0,99
$n=3$						
10	0,19	0,14	0,11	0,072	0,038	0,008
15	0,15	0,10	0,081	0,055	0,029	0,006
20	0,12	0,087	0,068	0,046	0,024	0,005
25	0,11	0,076	0,060	0,040	0,021	0,004
30	0,098	0,069	0,054	0,037	0,019	0,004
$n=4$						
10	0,21	0,15	0,11	0,078	0,041	0,008
15	0,15	0,11	0,084	0,057	0,030	0,006
20	0,13	0,090	0,070	0,048	0,025	0,006
25	0,11	0,079	0,061	0,041	0,022	0,004

n=5						
10	0,23	0,16	0,12	0,085	0,045	0,009
15	0,16	0,11	0,089	0,060	0,032	0,006
20	0,13	0,093	0,072	0,049	0,026	0,005
25	0,11	0,080	0,063	0,042	0,022	0,004
30	0,10	0,072	0,056	0,038	0,020	0,004
n=6						
10	0,26	0,18	0,14	0,095	0,050	0,010
15	0,17	0,12	0,093	0,063	0,033	0,007
20	0,14	0,096	0,075	0,051	0,027	0,005
25	0,12	0,082	0,064	0,044	0,023	0,004
30	0,10	0,073	0,057	0,039	0,020	0,004

La realizarea regionării hidrologice, atât în scopul evidențierii regiunilor, omogene din punct de vedere a regimului hidric al râurilor sau regimului scurgerii de aluviuni, cât și pentru determinarea factorilor principali în calculul scurgerii, se utilizează un set bogat de hărți geografice generale și tematice: hărți ale reliefului, vegetației, solurilor, geologice, geomorfologice, hidrogeologice, hidrochimice, climatice (precipitații, temperatura, evaporarea) ș.a. Compararea acestor hărți și suprapunerea cu hărțile regiunilor hidrologice permite acordarea hotarelor lor cu hotarele peisajelor geografice. De exemplu, hărțile parametrilor hidrogeologici și geologici (regiunilor) servesc drept suport în evidențierea regiunilor omogene din punct de vedere a condițiilor de formare a scurgerii minime. Desigur, că aici se folosesc și hărțile reliefului, vegetației, precipitațiilor, etc.

Astfel, efectuând regionarea teritoriului în scopuri hidrologice, adică regionare specializată (aplicată – pentru analiza formării scurgerii, calculul scurgerii, evaluarea repartiției în spațiu a caracteristicilor hidrologice ș.a.), este necesar de folosit un număr mare de hărți geografice și de realizat o analiză statistică a datelor hidrologice, cu evidențierea factorilor principali (sau componentelor principale). Pentru calculul hidrologice o deosebită importanță are evidențierea în teritoriul studiat a regiunilor cu valori egale sau similare a parametrilor de calcul și a coeficienților sau regiunilor cu tip similar al funcțiilor scurgerii și altor caracteristici cu factorii ce le determină.

În ultimii ani regionarea deseori se identifică cu clasificarea, deoarece diferența dintre grupele de puncte (punctele de monitoring), care pot fi luate drept clase, este condiționată de neomogenitatea și dimensiunile complexului de factori naturali, care formează scurgerea și alte caracteristici hidrologice. Părerea despre regionare, ca o formă de clasificare permite evaluarea cantitativă a impactului unor procese naturale, aplicând metodele analizei multicriteriale, folosite la clasificarea obiectelor complexe. Posibilitatea și necesitatea regionării teritoriului poate fi determinată prin evaluarea transformării rețelei de monitoring dispersată uniform în teritoriu la proiectarea ei într-un spațiu tipologic, adică într-un spațiu al caracteristicilor. De menționat, că este necesar transformarea informației inițiale astfel, încât să evidențiem principalele trăsături (caracteristici) a obiectelor clasificate și să le excludem pe cele neesențiale ("zgomotul alb"). Aceasta se poate realiza prin transformarea liniară a informației inițiale din spațiul caracteristicilor, folosind metoda componentelor principale sau analiza factorială. După transformările necesare vom obține un sistem de indicatori independenți (caracteristici sau factori). Aceasta va permite identificarea coraporturilor dintre indicatorii eșantionului inițial, numărul lor și gradul de informitate. Metoda analizei multicriteriale poate fi aplicate în regionare nu numai a suprafeței terestre, dar și a spațiilor acvatice (lacuri, lacuri de acumulare).

2.4 Prelucrare grafică a datelor hidrologice

Folosirea metodelor grafice este comodă în aplicațiile practice datorită reprezentativității, simplității (sau relativ simplității) în realizare și spectrul larg de aplicare (funcții liniare și curbilinii). În unele cazuri doar funcția grafică permite obținerea soluției, deoarece caracterul complicat al relațiilor dintre caracteristicile cercetate poate să nu permită descrierea lor analitică, din cauza veridicității insuficiente a soluțiilor obținute.

Funcțiile grafice. Informația hidrologică inițială (date hidrologice și ale altor observații), ca regulă este în formă tabelară. Ele (datele) indică variația caracteristicilor hidrologice în timp, dar nu oferă o imagine clară despre interacțiunea caracteristicilor cercetate, de exemplu despre legătura debitelor maxime de apă și rezervelor de umiditate din zăpadă primăvara ș.a. Construirea graficelor funcției permite obținerea unei prezentări clare despre caracterul funcției dintre variabilele analizate, realizarea interpolării valorilor analizate, determinarea expresiei analitice a funcției (atunci când aceasta este posibil și rațional), determinarea parametrilor regionali a formulelor empirice. Analiza grafică poate indica care anume model statistic este mai comod, la fel poate reduce volumul calculelor. Câmpul de puncte imediat va indica dacă este vreo legătură și forma ei. Deosebit de prețios este faptul, că pe graficul funcției se văd distinct punctele ce se abat, care necesită o analiză specială. La alte forme de prelucrare a datelor (matematice, computerizate), datele anormale pot fi camuflate, provocând o deformare a rezultatului (de exemplu supraestimarea sau subestimarea coeficienților de variație sau de corelație), care nu tot timpul pot fi determinate.

La construirea graficelor se aplică diferite scări: uniformă, logaritmică sau semilogaritmică. În prezent aceste lucrări pot fi realizate utilizând softul Excel. Ideea constă în obținerea unei linii drepte și dacă din start e clar că aceasta nu va fi posibil, că funcția va fi curbilinie, este rațional de utilizat scările logaritmică sau semilogaritmică, unde funcțiile curbilinii se transformă în liniare. De asemenea poate fi aplicată metoda trendului.

Experiența cercetărilor hidrologice indică, că deseori în practica calculelor hidrologice întâlnim funcții, descrise prin ecuațiile următoare:

- Funcții liniare $y = ax + b$;
- Funcții la putere $y = ax^n$;
- Funcții exponențiale $y = ac^x$.

În fig. 2 sunt indicate exemple de grafice ale acestor funcții pentru diferite legături. Scara axelor de coordonate se alege astfel, încât pasul treptelor să corespundă uneia din valorile: 1, 2, 5, 10 (sau variațiilor zecimale a lor), iar panta (înclinația) unghiului liniei funcției să fie aproape de 45° . Linia funcției din câmpul de puncte se va duce prin centrele de greutate sau prin valorile asigurate ale variabilelor (în cazul dispersiei mari a punctelor), dacă între ele există o legătură genetică.

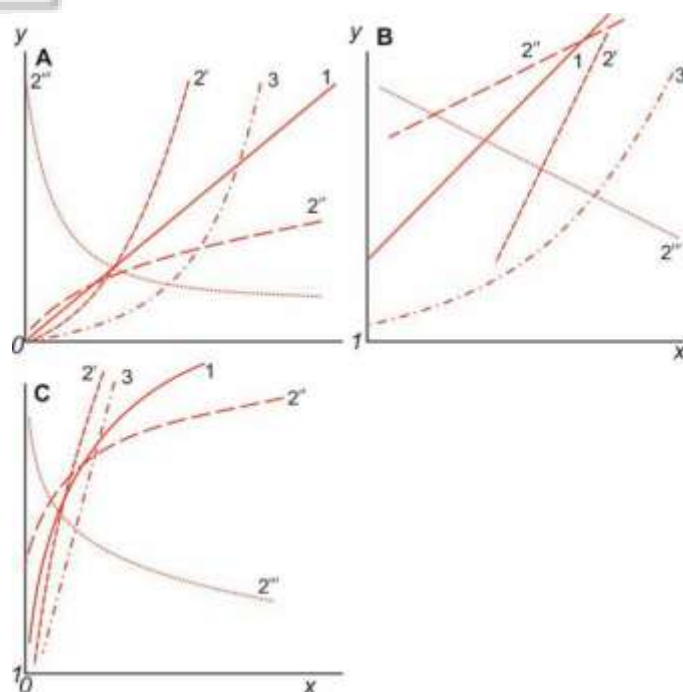


Fig. 2. Tipurile de funcții. A - scară uniformă; B - scară logaritmică; C - scară semilogaritmică

1) $y = ax + b$; 2) $y = ax^n$, (2' pentru $n > 1$, 2'' pentru $0 < n < 1$, 2''' pentru $n < 0$); 3) $y = ac^x$.

Funcțiile grafice dintre trei variabile (x, y și z sau $z=f(x,y)$) se construiesc, ca regulă, prin aplicarea metodei conturului. Valorile x și y indică coordonatele punctului, iar valoarea z se reflectă printr-o familie de drepte (sau curbe) din câmpul coordonatelor. Liniile, care unesc valori egale ale z , se numesc *contururi*:

În practică, construirea se realizează utilizând softuri de statistică grafică, însă pentru o înțelegere a metodei vom analiza construirea manuală a lor.

Considerând că ce mai importantă variabilă este x :

1. Se calculează coordonatele centrelor de greutate a punctelor, prin divizarea în grupe a comunității de variabile x (trei și mai multe), care la rândul său se divizează în subgrupe după variabila y , și se calculează valorile medii \bar{x} , \bar{y} și \bar{z} (coordoanatele), care se depun în câmpul punctelor funcției $z=f(x)$. Dreptele obținute prin aceste coordonate vor indica funcția $z=f(x)$ la valoarea fixată y (fig.3).

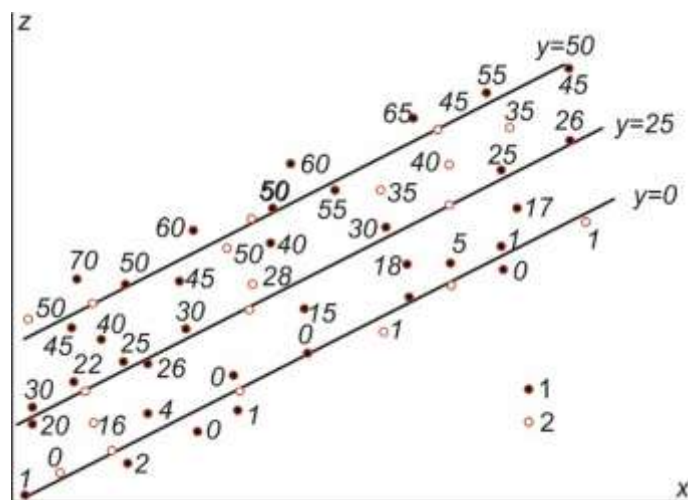


Fig. 3. Graficul funcției din trei variabile $z=f(x, y)$

1. valori factologice ale y ; 2 - centre de greutate a grupelor de puncte

2. Se construiește graficul funcției x și z , și la fiecare punct se înscrie valoarea y . Se construiește linia legăturii, care rotunjește valorile apropiate ale y . Se construiește al doilea grafic, care unește y cu Δz – devierea calculată din graficul z_c , de cea factologică z_f , adică $\Delta z = z_f - z_c$. Utilizând diferite valori y , putem determina Δz . Linia de calcul a funcției $z=f(x)$, care corespunde unui y concret, va fi paralelă liniei inițiale a graficului, aflându-se la o distanță Δz de ea. În fig. 4 prezentăm un exemplu de așa grafice.

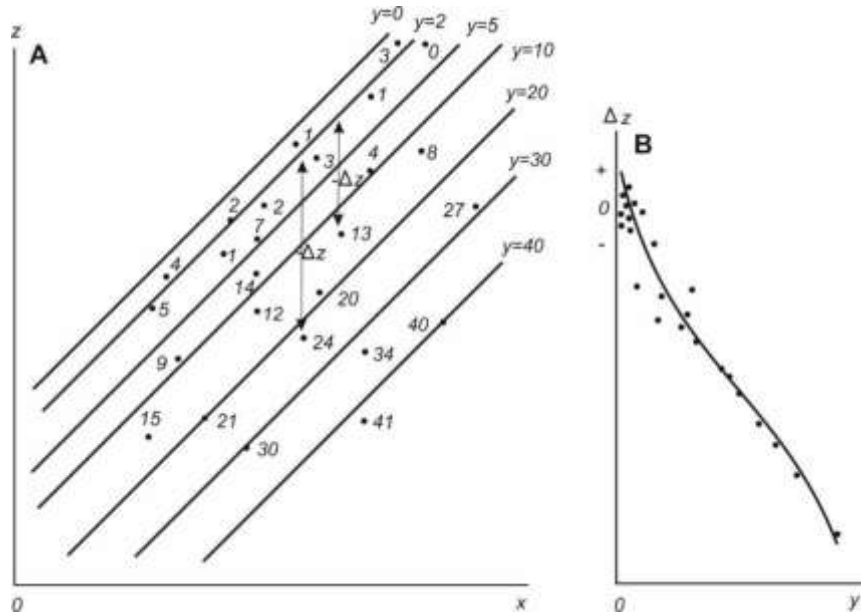


Fig. 4. Funcția din trei variabile $z=f(x, y)$

A) $z=f(x, y)$ și $y=const$; B) $\Delta z = z_f - z_c = f(y)$; cifrele lângă puncte – valori factologice ale y

3. La o dispersie de tip evantai a punctelor din graficul funcției, adică devierea punctelor de la linia funcției $z=f(x)$, la $y=const$ depind nu numai de y , dar și de x , este rezonabil de construit graficul $\Delta z/x = f(y)$. De menționat că pe graficul $z=f(x)$ se trasează linia medie, de la care se calculează Δz și se construiește graficul dat. Aplicând diferite valori ale y , putem prin acest grafic determina valorile $\Delta z/x$ și calcula coordonatele punctelor, care determină dreptele $z=f(x)$ la $y=const$.

Graficele empirice sunt juste în limitele iluminării lor de către datele observațiilor, deoarece după aceste limite forma funcției se poate modifica. Însă limitele lor de aplicare pot fi extinse, dacă este posibilă argumentarea păstrării formei liniei de funcție la alte valori ale variabilelor, deci este rațională determinarea hotarelor aplicării graficelor funcției sau ecuației sale.

Funcțiile grafice pot fi aplicate independent în calculele hidrologice sau pot servi ca suport metodelor analitice. Însă ele au unele neajunsuri. Funcțiile grafice nu iau la evidență corelația dintre variabilele analizate (argumente sau predicatori), de aceea poate fi obținută o corelație falsă din cauza unei grupări nereușite (incorecte) a variabilelor sau sistematizării lor. Aceasta mai poate fi condiționată și de caracterul neevident al influenței corelației reciproce și autocorelației. Funcția grafică nu permite evaluarea cantitativă a ponderii (importanței) anumitor variabile și nu oferă o evaluare amplă a rezultatelor obținute.

În practica calculelor hidrologice este rațională combinarea metodelor grafice și analitice, bazate pe evidența preciziei necesare de calcule (sau posibilei precizii, condiționate de calitatea informației inițiale) și timpului investit pentru obținerea rezultatului dat.

Selectarea formulelor empirice reieșind din funcțiile grafice:

1. Dacă funcția grafică este prezentată printr-o dreaptă, ecuația ei va avea forma $y=ax+b$ sau $y=ax$. Aceste ecuații sunt juste pentru graficele construite în *coordonate carteziane*.

2. Dacă linia funcției reprezintă o curbă în coordonate carteziane, ea trebuie recalculată în coordonate logaritmice sau semilogaritmice. Dacă în coordonate logaritmice curba se va transforma într-o dreaptă, atunci se va aplica o ecuație de forma $y=ax^n$ sau $y=ax^n+b$, dacă curba $y=f(x)$ se află în originea coordonatelor (o variație a ei este formula $y=a(x+c)^n$) și, de menționat că semnul "+" poate fi schimbat pe "-". La prezența membrilor suplimentari b sau c , linia funcției în coordonate logaritmice se va curba în partea inferioară. De aceea este necesar de ales așa valoare b (sau c), încât funcția dintre $(y-b)$ și x pe cadranul logaritmico să fie dreaptă.

Dacă funcția se transformă într-o dreaptă pe cadranul semilogaritmico (axa ordonatelor - logaritmico, iar axa absciselor - obișnuită), atunci se folosesc ecuațiile $y=ac^{nx}$ sau $y=ac^{nx}+b$. Valoarea b se alege prin probe, din condiția îndreptării curbei de pe cadranul semilogaritmico $y-b=f(x)$.

3. Dacă punctele empirice nu formează o dreaptă nici pe un tip din cadranele indicate, atunci se va utiliza una din următoarele formule algebrice:

$$y = \frac{b}{ax+1}, \text{ adică } \frac{1}{y} = \frac{a}{b}x + \frac{1}{b}$$

(Funcția dintre valorile $\frac{1}{y}$ și x va fi liniară),

$$y = \frac{bx}{(ax^n + 1)}$$

Ultima ecuație poate fi transformată:

$$\frac{y}{x} = \frac{b}{ax^{n+1}} \text{ și } \frac{y}{x} = \frac{a}{b}x^n + \frac{1}{b}$$

Funcția dintre $\frac{y}{x} - \frac{1}{b}$ și x trebuie să fie liniară pe cadran logaritmico.

În cazul unei funcții grafice complicate ea poate fi descrisă prin câteva formule, fiecare din care are limitele sale de aplicare. Formulele empirice pot fi aplicate doar în limitele acoperite de datele observațiilor, iar extrapolarea se permite doar în cazul variației mici a funcției.

III. CALCULUL NORMEI SCURGERII ÎN CAZUL ȘIRULUI SUFICIENT DE DATE HIDROMETRICE

Prin **norma scurgerii** se are în vedere valoarea medie a scurgerii dintr-o perioadă multianuală de așa durată, la prelungirea căreia, valoarea obținută practic nu se schimbă, adică se află în limitele erorii admisibile. Norma scurgerii poate fi calculată prin medierea valorilor medii anuale (norma scurgerii anuale), valorilor anuale a scurgerii apelor mari de primăvară sau etiaj, sau media din valorile anuale extreme (norma scurgerii maximi și minime). În practică, deseori, în loc de normă, de exemplu, a scurgerii anuale se folosește sintagma "norma scurgerii".

Dacă valoarea medie se determină pentru un șir scurt de observații sau se presupune că șirul nu este reprezentativ, atunci ea se va numi **valoare medie multianuală**, dar nu normă. Aceasta se reflectă și în simbolizare. De exemplu, pentru debitul de apă: norma \bar{Q} , media pentru perioadă (media multianuală) Q_0 .

Norma scurgerii poate fi exprimată prin diferite caracteristici: *debit de apă*, *modul al scurgerii*, *strat* sau *volum al scurgerii*.

În calculele hidrologice cel mai des se folosește *debitul de apă*. El reprezintă caracteristica de bază inițială, obținută în baza datelor măsurătorilor hidrometrice prin folosirea funcției debitelor măsurate și nivelelor de apă din secțiunea de calcul (în secțiunea monitoringului hidrometric). Prin debit pot fi determinate restul caracteristicilor scurgerii. Pe larg sunt utilizate debitele medii lunare și medii diurne.

Modulul și stratul scurgerii, ca regulă, se folosesc pentru construirea hărților hidrologice, iar stratul scurgerii și la calculele bilanțului de apă.

Precizia determinării normei scurgerii depinde de reprezentativitatea perioadei de observații și calitatea informației hidrometrice.

3.1 Aprecierea reprezentativității șirului de observații

Șirul statistic de observații hidrologice în secțiunea concretă a râului reprezintă doar o parte din ansamblul de date, deoarece durata observațiilor se numără în ani sau zeci de ani și nu cuprinde epoca climatică contemporană. Din aceste considerente este necesar de apreciat, cât de bine șirul ales sau perioada aleasă pentru calcule (perioada de calcul) reflectă legitățile tipice a variației scurgerii în timp pe teritoriul analizat, adică cât de reprezentativ pentru calcule este șirul dat.

Reprezentativitatea șirului de date hidrologice se determină prin eroare medie pătrată a valorii medii a șirului, care indică cât de mult ea se deosebește de norma scurgerii. Deci, reprezentativitatea depinde de durata șirului de observații și de coeficientul de variabilitate, adică de faptul în ce măsură șirul de date a observațiilor asupra scurgerii include în sine ani mai umezi și mai secetoși, și cicluri finite a regimului, care s-au manifestat în teritoriul studiat. După cum indică practica cercetărilor, influența ultimilor devine neesențială la o durată a observațiilor de 50-60 ani și mai mult. În caz contrar este nevoie de realizat o prelucrare suplimentară a datelor (despre ce s-a vorbit anterior), considerând șirul insuficient de lung.

Analiza modificărilor scurgerii naturale pentru cele mai lungi intervale de timp indică prezența oscilațiilor permanente a debitelor în funcție de ani. Oscilațiile scurgerii în timp se manifestă în forma succesiunii în timp a grupelor de ani secetoși cu ape mari. Ele se deosebesc una față de alta atât ca deviere de la valoarea medie a scurgerii din toată perioada analizată, cât și ca durată a perioadei. Aceste grupe formează cicluri de diferită durată și de diferită amplitudine a oscilațiilor. Durata de timp, pe parcursul căreia se observă o creștere a apelor, se numește *faza ciclului cu ape mari* (perioade umede), iar la o micșorare permanentă – *faza cu ape mici* (perioada secetoasă). În fig. 5 sunt indicate elementele curbei ciclice de oscilații a scurgerii.

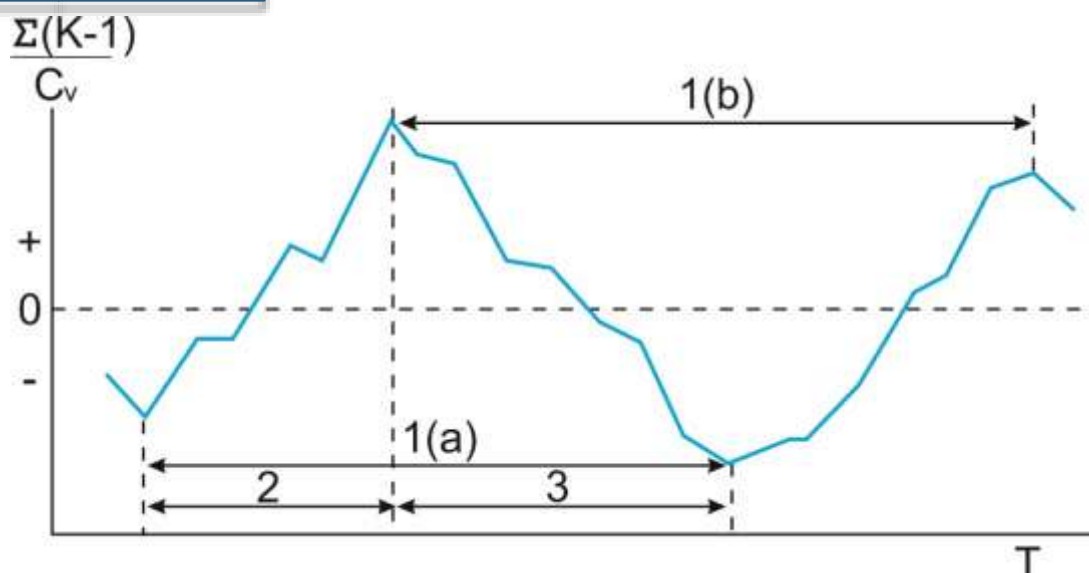


Fig. 5. Elementele oscilațiilor ciclice a scurgerii

1 – ciclul (a și b – variante pentru analiză), 2 – fază cu ape mari, 3 – faze cu ape mici

Cauza oscilațiilor ciclice a scurgerii râurilor, în primul rând sunt factorii climatici, care la rândul său sunt condiționați de influența factorilor astrofizici. În formă schematică aceasta poate fi descris astfel – oscilațiile intensității radiației solare (activitatea solară), de rând cu oscilațiile orbitei Pământului și axei de rotație, care condiționează variația intensității radiației solare, care ajunge la suprafața terestră, formează oscilații climatice seculare (mii și zeci de mii ani) și intraseculare (ani la rând), care la rândul său dictează oscilațiile umidității teritoriului și regimului hidric al râurilor. Peste aceste oscilații se suprapun și oscilațiile scurgerii, condiționate de particularitățile regionale geografice ale teritoriilor. Așa tablou complicat de formare a scurgerii determină dimensiunile diferite a lor și durata diferită a ciclurilor: de la 2; 4 ani până la 20; 30; 40 ani și mai mult. De menționat că ciclurile de durată scurtă sunt incluse în ciclurile de lungă durată.

Problema oscilațiilor multianuale a scurgerii este vastă și complicată, dar referitor la calculele hidrologice prezintă interes doar aspectele, care se atribuie la subiectele evaluării reprezentativității și surșilor de observații asupra scurgerii. De aceea ne putem limita doar la subiectele evidențierii ciclurilor și coraportului oscilațiilor multianuale a scurgerii râurilor pe teritorii vaste.

După cum s-a menționat anterior, ciclurile au diferite durate. Ele variază nu numai în spațiu, sar și pentru un râu concret.

Deoarece oscilațiile scurgerii râurilor decurg în mod diferit pe teritorii mari, există așa noțiuni ca sincronitatea și asincronitatea oscilațiilor scurgerii, ș.a. (fig. 6).

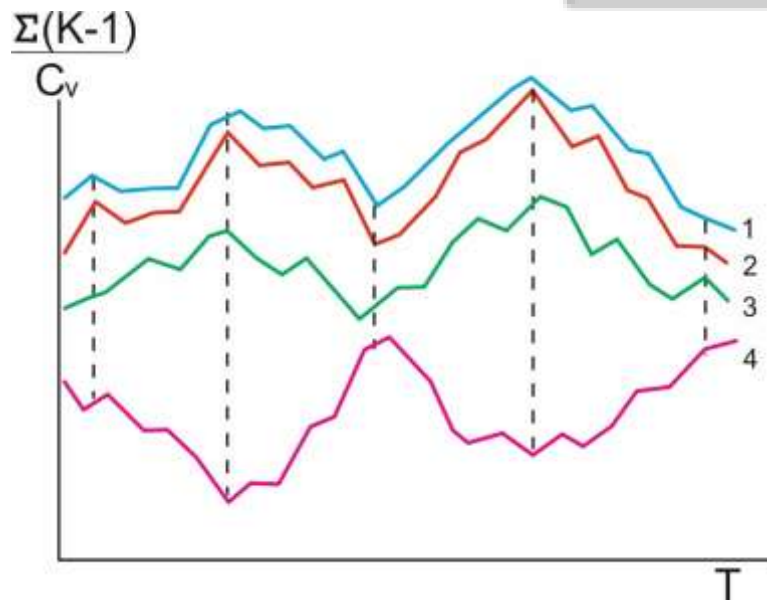


Fig. 6. Curbe integrale ale scurgerii

- 1 și 2 – oscilații sincronice;
- 2 și 4 – oscilații asincronice;
- 2 și 3 – oscilații sinfazice;
- 3 și 4 – oscilații asinfazice.

Sincronic – mersul identic al scurgerii din anumiți ani a râurilor comparate, **asincronic** – mersi invers al scurgerii pentru întreaga perioadă, sau anumite perioade mai scurte.

Sinfazic – mersul identic al oscilațiilor scurgerii nu a anumitor ani, dar a fazelor întregi a scurgerii, adică grupelor de ani cu scurgere mică, medie și mare, de diferite durate, **asinfazic** – mersul invers a fazelor scurgerii.

Oscilațiile sincronice a scurgerii sunt specifice, ca regulă, diferitelor secțiuni ale aceluiași râu, sau bazinului de recepție de dimensiuni medii. Iar la analiza oscilațiilor multianuale a scurgerii pe arii mari, cel mai des se observă oscilații sinfazice sau asinfazice. De menționat, că pentru analiza și evaluarea oscilațiilor scurgerii este necesar de folosit așa obiecte acvatice, unde cauzele particulare a oscilațiilor, specifice doar bazinului de recepție dat, se nivelează și pe prim plan se conturează doar legitățile generale (zonale), ceea ce-i specific râurilor medii. Oscilațiile sinfazice a scurgerii pot cuprinde regiuni mari, dar între ele aceste regiuni vor fi asinfazice.

În anii 70 ai sec. XX A. Rojdestvenski aplică pentru analiza șirurilor scurgerii metoda descompunerii funcțiilor aleatorii în două componente – aleatorie și nealeatorie. Componenta nealeatorie are oscilații mai lente, condiționate de intensitatea radiației solare și a altor factori climatici. Oscilațiile componente aleatorii în jurul celei nealeatorii sunt total independente și se determină de legile repartiției numerelor aleatorii.

Cel mai simplu procedeu de cercetare a ciclicității oscilațiilor scurgerii este construirea *graficilor cronologice combinate*. Însă prezența ciclurilor mici (2; 4; 6 ani) pe fondalul oscilațiilor multianuale le poate camufla pe ultimele. Din aceste considerente în loc de grafice cronologice destul de frecvent se utilizează *graficele mediilor glisante* a scurgerii anuale din intervalul de timp analizat.

Oscilațiile ciclice a scurgerii sunt camuflante de fluctuațiile rapide a scurgerii în unii ani, condiționate de procesele hidrometeorologice a anului dat (sau precedent), adică se suprapune un "zgomot" (oscilații, care nu sunt condiționate de procesele heliofizice), care depinde de oscilațiile aleatorii a scurgerii. Acest

"zgomot" trebuie lichidat, lăsând doar informația despre variabilitatea multianuală (oscilațiile). Pentru aceasta se face o nivelare a datelor empirice a scurgerii, adică înlocuirea datelor inițiale prin media pe grupe (media aritmetică nivelată). Grupele sunt impare (3-5 membri). De exemplu valorile Q_1, Q_2, Q_3 se nivelează în Q_2 , apoi Q_2, Q_3, Q_4 se nivelează în \tilde{Q}_3 , ș.a.m.d. La nivelarea permanentă

$$\tilde{Q}_i = \frac{1}{T} \sum_{k=-\frac{T-1}{2}}^{k_i=\frac{T-1}{2}} Q_{i+k}, \quad (3.1)$$

unde \tilde{Q}_i – valoarea nivelată a membrului i ; T – intervalul de nivelare (mediere).

Pentru primul și ultimul membri a șirului nivelarea nu se răspândește, de aceea la medierea din trei valori, membrii extremi ai șirului de nivelare se determină din ecuațiile:

$$\tilde{Q}_1 = \frac{5Q_1+2Q_2-Q_3}{6} \text{ și } \tilde{Q}_n = \frac{5Q_n+2Q_{n-1}-Q_{n-2}}{6}. \quad (3.2)$$

La medierea din cinci valori:

$$\tilde{Q}_1 = 0,2(3Q_1 + 2Q_2 + Q_3 - Q_5), \quad \tilde{Q}_2 = 0,1(3Q_{n-1} + 2Q_{n-2} + Q_{n-1} + Q_4), \quad (3.3)$$

unde \tilde{Q}_1 și \tilde{Q}_2 – primele valori ale șirului, iar ultimele valori

$$\tilde{Q}_{n-1} = 0,1(Q_{n-3} + 2Q_{n-2} + Q_{n-1} + 4Q_n), \quad \tilde{Q}_n = 0,2(3Q_n + 2Q_{n-1} + Q_{n-2} - Q_{n-4}). \quad (3.4)$$

Nivelarea poate fi repetată. Grupele de valori este mai bine de ales impare, deoarece cea mai bună nivelare se obține pentru valorile medii, pentru că se ține cont de comportamentul funcției pe ambele părți de valoarea nivelată (punct). Așa gen de nivelare se numește liniară (*filtrul linear*). Însă în graficele glisantelor medii de rând cu nivelarea fluctuațiilor mai are loc și diluarea hotarelor ciclurilor. De menționat, că cu cât este mai mică variabilitatea temporară a scurgerii (coeficientul C_v), cu atât mai mică est amplitudinea ciclurilor și cu atât mai dificilă este evidențierea lor.

Mult mai sigur ciclurile pot fi determinate din **curbele integrale diferențiate** (sau curbe sumare ale devierilor valorilor anuale a scurgerii de la valoarea medie pentru toată perioada de observații). Curba integrală a scurgerii reprezintă o varietate a curbei sumare a scurgerii, care caracterizează consecutivitatea creșterii volumelor de apă, care curge prin secțiunea râului analizată de la un oarecare început cronologic. Spre deosebire de ea curba integral diferențiată ia în evidență și oscilațiile scurgerii din perioade relativ scurte de timp. Ea se construiește prin sumarea devierilor coeficienților modul de la medie, adică ordonatele se calculează ca $\sum_1^i(K-1)$, unde $K = Q_i/\bar{Q}$. Astfel ordonatele curbei indică la sfârșitul fiecărui i -an, suma în creștere a devierilor coeficienților modul anual K , de la normă sau de la media multianuală $(\bar{K}-1)$.

Pentru posibilitatea comparării oscilațiile multianuale a diferitelor râuri, se realizează excluderea influenței variabilității scurgerii în timp, care se reflectă prin coeficientul de variație (variabilitate) a șirului de observații (C_v), adică $\sum(K-1)/C_v$.

Curbele integral diferențiate permit determinarea scurgerii (în raport cu media) din anumite perioade, de aceea pot fi aplicate la selectarea râurilor analog. În calitate râuri analog servesc doar râurile cu oscilațiile scurgerii sincronice sau sinfazice în raport cu râul de calcul. La continuarea șirurilor (prelungirea) trebuie de tins spre includerea ciclurilor complete, deoarece adăugarea doar a unor grupe de ani va provoca creșterea erorii normei sau modulului mediu multianual al scurgerii.

Analiza oscilațiilor multianuale a scurgerii se realizează pentru studierea frecvenței repetării anilor cu scurgere mare și anilor secetoși, precum și a duratei lor. Clarificarea frecvenței și duratei grupărilor de ani

cu ape pline și secetoși, permite determinarea reprezentativității șirului de observații în vederea includerii în el a celor mai nefavorabili ani.

Procedeele de evaluare a reprezentativității șirului depind de caracteristica scurgerii analizate. La calculele normei scurgerii anuale se va considera an reprezentativ șirul, care include 2-4 cicluri, iar valoarea medie a scurgerii acestui șir se va deosebi nu mai mult 3-5% de normă. Dacă se analizează scurgerea minimă, atunci în perioada reprezentativă se vor include cei mai secetoși ani și anotimpuri, care s-au observat vreo dată la acest râu (sau teritoriu). Dacă se calculează scurgerea maximă, atunci în perioada reprezentativă se vor include anii sau anotimpurile cu cea mai multă apă. Anii cu ape mari și anii secetoși se iau în considerație, dacă scurgerea lor depășește (sa este mai mică) scurgerea anuală. Cu cât mai explicit în șirul dat de observații vor fi reflectate apele mari și apele mici, cu atât mai credibil va fi rezultatul calculelor în evaluarea unei sau altei caracteristici a scurgerii, valorii medii și asigurate a scurgerii.

Astfel, la calcularea scurgerii maxime și minime trebuie de tins spre includerea în perioada reprezentativă nu pur și simplu a ciclurilor, dar a ciclurilor ce vor conține grupele extreme de ani cu ape mari sau mici.

3.2 Analiza statistică a structurii șirurilor scurgerii

Metodele contemporane de calcul a caracteristicilor scurgerii se bazează pe aplicarea statisticii matematice. Corectitudinea aplicării lui, deci, și credibilitatea rezultatelor obținute, se vor determina, în primul rând, de structura șirurilor, în funcție de care se va aplica metoda prelucrării statistice a datelor.

Șirurile de date se analizează la aleatorie și independență, omogenitate și legăturile interne. Se aplică criteriile statistice de verificare a ipotezelor. Verificarea ipotezelor despre aleatoriu și independență în formarea șirurilor scurgerii se realizează prin criteriile de aleatoriu, de exemplu numărului total și lungimea maximă a seriilor. Folosirea acestor criterii statistici se bazează pe asocierea caracteristicilor scurgerii șirului cu eșantionul de aceeași durată, compus din valori aleatorii și independente. Aici se vor studia frecvența și durata seriilor de scurgere diferită în oscilațiile debitelor de apă. Grupările cu ape mari și mică se evaluează în raport cu mediana șirului multianual. Criteriile de lungime maximă a seriilor pot fi calculate aplicând legea repartizării Poisson:

$$k = \lg \left[-\frac{n}{\ln(1-\alpha)} \right] / \lg 2 - 1, \quad (3.5)$$

unde n – numărul de membri ai șirului, α – nivelul de credibilitate în părți din unitate; $k=k_{max}$ – lungimea maximă a seriilor din șir.

Numărul critic total de serii se va determina din ecuația

$$R = 0,5(n + 1) - U_\alpha \sqrt{n - 1}, \quad (3.6)$$

unde U_α – devierea normată a valorii aleatorii de la medie, repartizat conform legii normale la credibilitatea $\alpha\%$; R – numărul total de serii.

Verificarea șirurilor după aceste criterii se bazează pe ipoteza zero despre lipsa legăturilor din cadrul șirului. Drept bază, ca regulă, servește indicele de 5% credibilitate ($\alpha=5\%$), cu toate că pot fi și nivele la $\alpha=1$ și 10%.

Dacă ipoteza despre aleatoria și independența șirurilor scurgerii este respinsă, atunci se studiază prezența în aceste șiruri a legăturilor interne, prin calculul funcțiilor de autocorelație

$$r_{(\tau)} = \frac{\sum_1^\tau (Q_i - \bar{Q}_i)(Q_{i+\tau} - \bar{Q}_{i+\tau})}{(n - \tau - 1)}, \quad (3.7)$$

unde n – numărul membrilor șirului inițial; τ – valoarea (pasul) devierii; Q_i și \bar{Q}_i – valorile membrilor șirului de la Q_1 până la $Q_{n-\tau}$ și de la $Q_{1+\tau}$ până la Q_n ; $\bar{Q}_i, \bar{Q}_{i+1}, \sigma_i, \sigma_{i+\tau}$ – mediile și devierile medii pătrate a segmentelor corespunzătoare a șirului.

La aplicarea statisticii matematice în calculele hidrologice este important de știut, sunt oare eșantioanele staționare (omogene), deoarece folosirea curbelor teoretice de asigurare, strict vorbind, este posibilă doar atunci, când aceste comunități sunt formate din elemente calitativ omogene și independente. În practica calculelor hidrologice, evaluarea omogenității se realizează prin compararea diferitelor caracteristici statistice. Pentru aceasta se aplică criteriile statistice de omogenitate, elaborate pentru valorile aleatorii independente, precum și pentru șirurile, care au legături interne dintre membrii vecin ai șirului. Cel mai des se folosește criteriul parametric Student, iar evaluarea omogenității dispersiilor selective se realizează prin criteriul Fisher.

Datele despre structura statistică a șirurilor scurgerii râurilor din teritoriul analizat permit evidențierea șirurilor, care în primul rând necesită o analiză a genezei scurgerii, ținând cont de influența factorilor naturali și antropici.

Astfel, datele despre structura statistică a șirurilor scurgerii permit evaluarea stabilității normei scurgerii din peisajul geografic dat, deoarece impactul schimbărilor climatice sau activității omului (crearea lacurilor de acumulare, agricultura intensivă, defrișarea) pot modifica cantitatea medie de precipitații și evaporării, ceea ce va condiționa și modificarea normei scurgerii. Aceasta este posibil (și se manifestă deja) în regiunile activității umane intensive, care cuprind teritorii imense. Impactul activității antropice influențează, în primul rând, râurile mici, apoi și cele mari.

3.3 Calculul normei scurgerii

Calculul normei scurgerii, ca caracteristică hidrologică, nu este o procedură dificilă, deoarece din ecuație reiese că

$$\bar{Q} = \frac{Q_1 + Q_2 + \dots + Q_{N-1} + Q_N}{N} = \sum_1^N Q_i / N, \quad (3.8)$$

unde Q_1, Q_2, \dots, Q_N – debitul de apă a caracteristicii scurgerii din perioada analizată (zi, lună, anotimp, an, etc.), de exemplu debitul mediu anual sau debitul minim diurn; N – durata perioadei multianuale folosită în calcule.

Teoretic valoarea N trebuie să corespundă totalității generale a datelor, însă în practică aceasta nu se observă datorită duratei insuficiente a perioadelor de observație asupra scurgerii. Majoritatea punctelor de monitoring a scurgerii au o durată de observații sub 20-30 ani. De aceea norma scurgerii se va deosebi de cea reală cu o valoare oarecare, și cu cât diferența este mai mare, cu atât mai puțin precis se va determina norma. Respectiv, această valoare caracterizează precizia calculării normei scurgerii.

La un n (numărul de ani cu observații) suficient de mare, diferența dintre valoarea medie aritmetică Q_0 dintr-un eșantion relativ scurt și media reală din totalitatea generală N (sau exceptarea matematică \bar{Q}_N) va fi mai mică, adică eroarea medie pătrată a mediilor de n -ani se va micșora odată cu creșterea lungimii eșantionului n și se va exprima prin formula

$$\sigma_n = \sigma_Q / \sqrt{n}. \quad (3.9)$$

unde σ_Q devierea medie pătrată a mediilor anuale Q_i de la media timp de n ani, exprimată, ca regulă, astfel:

$$\sigma_Q = \sqrt{\frac{\sum_1^n (Q_i - Q_0)^2}{n}}. \quad (3.10)$$

La rândul său, valoarea σ_n a șirului scurt se deosebește de σ_N a totalității generale cu o valoare δ , care totalmente depinde de durata eșantionului, adică

$$\delta = \sqrt{n/(n-1)}.$$

La o durată a șirului de observații peste 30 ani, diferențele dintre σ și σ_0 devin foarte mici, de aceea la o perioadă de observații sub 30 ani, în loc de (3.10) se aplică formula

$$\sigma_Q = \sqrt{\frac{\sum_1^n (Q_i - Q_0)^2}{(n-1)}}. \quad (3.11)$$

În practică, această formulă se aplică în toate cazurile.

Astfel, prin eroarea standard σ se evaluează precizia valorilor calculate (valorilor medii selectate).

În practica cercetărilor și calculelor scurgerii deseori se aplică eroarea medie pătratică *relativă*

$$\sigma_{\bar{Q}} = \left(\sigma_n/Q_0\right) 100\%. \quad (3.12)$$

Ea permite compararea preciziei determinării scurgerii diferitelor râuri.

În calculele scurgerii formula (3.12), ca regulă, se aplică în altă formă obținută cu evidența formulei (3.9):

$$\sigma_{\bar{Q}} = \sigma_Q / (Q_0 \sqrt{n}) = C_v / n^{0,5}. \quad (3.13)$$

Coraportul σ_Q/Q_0 indică gradul de variabilitate a scurgerii în timp și se caracterizează prin coeficientul de variație (sau variabilitate) C_v .

Formula (3.13) permite calculul perioada necesară de observații la valoarea indicată a erorii medii pătrate $\sigma_{\bar{Q}}$.

În cazul prezenței legăturii corelative a scurgerii a anilor vecini, eroarea medie pătrată crește și va fi necesar de luat în considerare autocorelație apărută. Ici menționăm, că influența ei nu este semnificativă la $r < 0,2$, dar se mărește odată cu creșterea coeficientului de autocorelație. Din aceste considerente, evidența autocorelației se realizează pentru două cazuri:

când $0,2 < r < 0,5$

$$1) \quad \sigma_{\bar{Q}} = \sigma_Q / \sqrt{n} = \sqrt{\frac{1+r}{1-r}}. \quad (3.14)$$

2) când $r > 0,5$ se aplică formula Krițki-Menkel

$$\sigma_{\bar{Q}} = \sigma_Q / \sqrt{n} = \sqrt{\frac{1 + \frac{2r}{n(1-r)} \left(n - \frac{1-r^n}{1-r}\right)}{1 - \frac{2r}{n(n-1)(1-r)} \left(n - \frac{1-r^n}{1-r}\right)}}. \quad (3.15)$$

Coeficientul de autocorelație dintre membrii vecini ai șirului:

$$r(1) = \frac{\sum_1^{n-1} (Q_i - \bar{Q}_1)(Q_i - \bar{Q}_2)}{\sqrt{\sum_1^{n-1} (Q_i - \bar{Q}_1)^2 \sum_2^n (Q_i - \bar{Q}_1)^2}}, \quad (3.16)$$

$$\bar{Q}_1 = \sum_1^{n-1} Q_i / (n-1), \quad \bar{Q}_2 = \sum_2^n Q_i / (n-1). \quad (3.17)$$

Eroarea medie pătrată admisibilă a normei depinde de caracteristicile scurgerii analizată și variază în limitele 5-15%. Devierile maxime a valorii aleatorii de la medie vor fi mai mari, în schimb probabilitatea apariției lor se va micșora considerabil odată cu creșterea intervalului de credibilitate (vezi regula "trei sigma"). La o eroare indicată de calcul a normei scurgerii de 3%, eroarea maximă poate fi până la 10%, iar la o eroare de 10% - ajunge la 30% într-un caz din 100.

IV. DETERMINAREA NORMEI SCURGERII LA DIFERITE VOLUME DE DATE HIDROLOGICE INIȚIALE

Scurgerea anuală se atribuie la categoria caracteristicilor hidrologice principale. Ea este o caracteristică integrală a scurgerii râurilor și **permite aprecierea nu numai a resurselor de apă** din bazin, dar și a regiunilor întregi, a umidității a lor, a bilanțului de apă a acestor teritorii. Cercetările oscilațiilor scurgerii anuale în timp și spațiu permite evaluarea posibilităților de folosire a resurselor de apă în economia țării: proiectarea lacurilor de acumulare, irigare, asigurare cu apă, redistribuirea scurgerii. Scurgerea anuală reprezintă o caracteristică de bază în elaborarea noilor metode de calcule hidrologice în baza folosirii metodelor statisticii matematice și teoriei probabilității, analizei sistemice și altor metode matematice. Pe exemplul scurgerii anuale se elaborează majoritatea modelelor hidrologice, se studiază subiectele ciclicității scurgerii râurilor, se elaborează normativele caracteristicilor de calcul. Diferite scheme ale clasificărilor hidrologice și regiunilor, la fel se bazează pe scurgerea anuală. La temelia analizei subiectelor hidrologice cu caracter teoretic general, analizei legăturilor scurgerii râurilor cu factorii climatici, se află datele despre scurgerea anuală, deoarece ea este relativ stabilă în timp și datorită caracterului său integral.

În funcție de prezența și volumul informației despre scurgere, la calculele scurgerii anuale se aplică:

- 1) la o durată lungă de observații, care satisface determinarea normei scurgerii, calculul se realizează nemijlocit din datele observațiilor. De menționat, că în calcule se va utiliza perioada reprezentativă din acest șir sau tot șirul, dacă durata lui constituie 50-60 ani și mai mult;
- 2) dacă șirul de observații este scurt și nu este reprezentativ, atunci se realizează racordarea la o perioadă lungă prin aplicarea metodei analogiei hidrologice;
- 3) dacă șirul de observații este foarte scurt și nu poate fi aplicată metoda analogiei hidrologice (lipsesc râurile analoage) sau în general datele hidrologice lipsesc, atunci norma scurgerii se determină în baza sintezelor, realizate la râurile studiate, sau se aplică ecuațiile bilanțului de apă.

Dacă râul de calcul s-a aflat sau se află sub influența activității antropice de gospodărire, este necesar de realizat restabilirea scurgerii, care corespunde regimului natural al acesteia. În caz dacă se planifică o utilizare oarecare a râului, care se află în stare naturală, atunci în valorile de calcul se introduc corecțiile necesare.

Calculul normei scurgerii anuale la o perioadă lungă de observații se realizează conform indicațiilor anterioare. În continuare se vor prezenta procedeele de calcul care se aplică pentru punctele 2 și 3 descrise. Dacă în primul caz se aplică, în primul rând, metode statistice de analiză – în restul cazurilor – metodele de calcul se bazează pe analiza genetică sau sintezele datelor (dar, în final se aplică și metodele statistice), cu evidența legităților geografice de răspândire spațială a lor, ceea ce necesită un studiu al condițiilor de formare a scurgerii anuale.

4.1 Formarea scurgerii anuale

În acord cu clasificarea factorilor fizico-geografici, principalele în formarea debitelor de apă sunt factorii ce produc scurgere. Însă ele sunt sub influența nemijlocită a factorilor indirecti. **Scurgerea anuală se formează din precipitații atmosferice lichide și solide, și din apele subterane.** Ultimele, la rândul său, tot din precipitații se formează, dar intervalul de timp în care precipitațiile formează scurgere de suprafață și scurgere subterană, poate fi foarte diferit. Aceasta se determină în primul rând de adâncimea zonei de drenare și de viteza scurgerii (mișcării) apelor subterane.

Precipitațiile sunt un factor climatic și repartiția lor în spațiu se supune legităților zonalității geografice. Însă pentru teritoriile de câmpie, la aceeași latitudine în direcție de la vest spre est, cantitatea de precipitații

se schimbă mai brusc, decât temperatura. Deci, la aceeași latitudine sunt situate zone cu diferită cantitate de precipitații, dar cu temperaturi similare. De aici – evaporarea poate fi aproximativ egală pe latitudine, iar scurgerea se va deosebi cu mult, deoarece ea este determinată de diferența dintre precipitații și evaporare. Din aceste considerente aceeași cantitate de precipitații poate forma diferite valori ale scurgerii și evaporare, în funcție de variația condițiilor termice.

În regiunile nordice o parte mare din precipitații participă în formarea scurgerii și ea, scurgerea nu depășește evaporarea. În regiunile temperate (dacă foarte general) scurgerea și evaporarea sunt comparabile. În direcția sudică evaporare ajunge la depășire scurgerii de câteva ori. În tab. 6, sunt prezentate variația caracteristicilor scurgerii la aceleași cantități de precipitații în diferite zone geografice (datele prezentate sunt selectate pentru râuri cu lipsa activității antropice).

Tabelul 4.1

Coraportul elementelor bilanțului de apă (mm) pentru diferite zone geografice

Zona	Precipitații, X	Evaporare, E	Scurgerea, Y	E/Y	Y/X
Taiga	475	129	346	0,4	0,73
Păduri mixte	560	332	228	1,4	0,41
Silvostepă	467	359	101	3,6	0,22
Stepă	475	412	63	6,5	0,13

Așa un coraport dintre scurgerea anuală și precipitații condiționează caracterul diferit al legăturii lor pe zone și regiuni – de la funcții destul de strânse, până la practic neobservabile. Însă este necesar de ținut cont, că precipitațiile pot influența scurgerea de suprafață și prin scurgerea subterană. Ca rezultat scurgerea anului curent se formează nu numai din precipitațiile acestui an, dar și a lunilor precedente și chiar anilor precedenți. Precipitațiile anului precedent au o importanță deosebită în zonele cu umiditate redusă și chiar insuficientă, unde adâncimea acviferelor este cu mult mai mare decât în zonele umede.

De exemplu, în Republica Moldova majoritatea precipitațiilor cade în perioada caldă a anului. Însă majoritatea lor, mai cu seamă cele din zonele cu umiditate insuficientă, se pierde la evaporare și infiltrare, de aceea creșterea sumei anuale de precipitații (din contul celor de vară) nu numai că va continua prin sporirea scurgerii anuale din anul calendaristic analizat.

De menționat, că utilizarea anului calendaristic (sau alte perioade calendaristice) în analiza fenomenelor hidrologice nu tot timpul este justificată, deoarece pot fi comparate procesele și fenomenele de aceeași fază, sezon sau cu o geneză omogenă. Geneza comună este deosebit de importantă. Așa, scurgerea râurilor din zona cu umiditate suficientă se formează din contul apelor mari de primăvară, care la rândul său sunt formate din precipitațiile perioadei rece a anului, adică începând cu anul precedent. Evident că și legătura scurgerii anuale cu precipitațiile trebuie căutată dintr-un interval anual, determinat cu o deviere înapoi. Tot aici – dacă ținem cont de participarea apelor subterane în formarea scurgerii anuale, această deviere poate fi mărită cu durata propagării apelor subterane până în albia râului.

Deosebit de mare este rolul precipitațiilor precedente în formarea scurgerii anului dat la râurile regularizate, în primul rând prin numărul mare al lacurilor de acumulare. În caracterul funcției scurgerii de precipitații, un rol mare îi revine și repartiției precipitațiilor din cadrul anului, regimului lor, mai ales a coraportului dintre precipitațiile solide și lichide.

În regiunile musonice se observă o corespundere în timp dintre precipitații și scurgere. Aici precipitațiile cad predominant vara. Ploile sunt intensive și repede formează viituri, care deseori se contopesc într-un val de viituri, care determină scurgerea anuală.

Precipitațiile anuale merită a fi cercetate ca o caracteristică complexă, defalcându-le în componentele *de fondal, altitudine și barieră*. Precipitațiile de fond reprezintă o funcție de latitudine și longitudine a teritoriului studiat, cele de altitudine depind de înălțimea locului (funcția precipitațiilor de fond cu altitudinea locului), iar componenta de barieră se determină de orografie și se determină a restul din diferența dintre cantitatea totală de precipitații și suma celor de fond cu cele de altitudine. Așa defalcare în componente genetice permite o evidență mai bună a condițiilor generale și locale. Astfel, norma precipitațiilor anuale poate fi înscrisă astfel:

$$\bar{X} = X(\varphi, \lambda) + X\xi(H) + X(B), \quad (4.1)$$

unde φ și λ – latitudinea și longitudinea geografică a locului măsurării precipitațiilor; H – altitudinea locului.

Pentru calculul scurgerii anuale aplicarea precipitațiilor, ca parametru principal al ecuațiilor sunt elaborate multe ecuații locale (regionale), care pot fi liniare și curbilini. Ultimul este mai general și aici menționăm formulele Shraiber, Oldekop, Sokolovski:

$$Y = \alpha(X - X_1), \quad (4.2)$$

$$Y = X \exp(-\alpha/X), \quad (4.3)$$

unde Y – scurgerea medie anuală; α – coeficientul scurgerii; X – precipitațiile medii anuale; X_1 – precipitațiile minime anuale, care formează scurgere în condițiile date; α – constantă.

Cu cât mai larg se studia dependența scurgerii de precipitații, cu atât mai clar se conturează complexitatea subiectului dat și necesitatea antrenării în cercetare și a altor factori meteorologici. Însă, odată cu apariția și perfecționarea ulterioară a hărților scurgerii anuale, investigațiile în funcțiile de calcul bazate pe dependența de precipitații s-a oprit brusc. În special acest coraport se analizează în studiul bilanțului de apă. Aceasta direcție este axată pe elaborarea procedeeleor de calcul a evaporării medii multianuale, apoi determinarea scurgerii din ecuația bilanțului de apă.

În prezent este necesară aplicarea în calculele scurgerii anuale a râurilor nestudiate, de rând cu precipitațiile din intervale diferite de timp și a deficitului de umiditate și principalelor caracteristici a bazinului de recepție (din categoria factorilor indirecti și convenționali).

Deficitul de umiditate se aplică în calcule prin expresia Velikanov-Sokolovski $\alpha = Y/X = 1 - E/X$, însă $E/X = f(d)$ și atunci

$$\alpha = 1 - f(d) = 1 - \sqrt{d/d_{max}}, \quad (4.4)$$

unde α – coeficient de scurgere anuală; Y – scurgere medie multianuală; X – precipitații medii anuale; E – evaporare medie anuală; d – deficit de umiditate; d_{max} – valoarea maximă a deficitului de saturație, la care coeficientul mediu al scurgerii va fi egal cu o.

Precipitațiile căzute parțial se pierd la evaporare, iar cea parte, care formează scurgerea râurilor – este puternic transformată în spațiu și timp de către factorii suprafeței subiacente. Transformarea maximă a precipitațiilor are loc, ca regulă, în rezultatul impactului factorilor, care acumulează o oarecare parte din precipitațiile lichide (sau topite). La acești factori se atribuie lacurile și lacurile de acumulare, mlaștinile și terenurile înmlăștinite.

Lacurile redistribuie scurgerea în timp, acumulând precipitațiile căzute pe suprafața sa și acumulând o parte din scurgerea de pe bazinul de recepție. De asemenea ele sporesc pierderile de apă la evaporare. De aceea, referitor la scurgerea anuală, influența lacurilor se va reflecta în cazul capacității lor (lacurilor) de reglare multianuală a scurgerii, de pierdere a apei la evaporare de pe suprafața oglinzii apei lacului, comparabile cu volumul de apă de lac la deversor. **În rezultatul regularizării scurgerii pe ani, scurgerea medie anuală se va micșora, în anii cu ape mari și se va mări în anii secetoși**, dacă le vom compara cu râurile din vecinătate – fără lacuri.

În zonele cu umiditate suficientă, evaporarea de pe uscat și apă se deosebesc doar de 1,5-2,0 ori., iar în zonele cu deficit de umiditate – de 4-7 ori. De exemplu în zona de stepă micșorarea scurgerii anuale din cauza creșterii evaporării de pe suprafața lacurilor poate ajunge la 100% din scurgerea zonală și râul în aval de lac poate seca pe o perioadă lungă de timp.

Astfel, influența lacurilor asupra scurgerii naturale în zonele umede nu este esențială, cu excepția lacurilor mari, care redistribuie scurgerea pe ani. În zonele cu umiditate variabilă și insuficientă rolul lacurilor crește și ele pot substanțial diminua scurgerea anuală, comparativ cu râurile fără lacuri din aceeași regiune. Deosebit de mult se va micșora scurgerea în anii secetoși datorită micșorării cantității de precipitații și creșterii bruște a evaporării, ceea ce condiționează oscilațiile scurgerii în timp, adică mărirea coeficientului de variație a scurgerii anuale.

În formă cantitativă diminuarea scurgerii anuale sub influența lacurilor (ΔY) poate fi determinată în baza ecuației bilanțului de apă ca o diferență dintre scurgerea de pe bazinele fără lacuri (Y) și cu lacuri (Y_{lac}) din regiunea dat (cu condiții fizico-geografice similare de formare a scurgerii):

$$\Delta Y = Y - Y_{lac} = (X - E_u) - [X - E_u - (E_a - E_u)f_{lac}] = (E_a - E_u)f_{lac}, \quad (4.5)$$

unde E_u și E_a – evaporarea medie anuală de pe uscat și suprafața apei; f_{lac} – ponderea suprafeței lacurilor în suprafața bazinului de recepție (părți din întreg).

Influența lacurilor asupra scurgerii anuale a râurilor nestudiate poate fi apreciată din formula, care reiese din ecuația bilanțului de apă:

$$\bar{q}_{lac} = \bar{q}(1 - f_{lac}) + \left[(\bar{X} - \bar{E}_a)f_{lac} / 31,5 \right] \quad (4.6)$$

unde \bar{q}_{lac} și \bar{q} – norma scurgerii anuale a râului cu lacuri și fără lacuri; \bar{X} – norma precipitațiilor din bazinul de recepție; \bar{E}_a – norma evaporării de pe suprafața apei.

Influența lacurilor asupra scurgerii devine considerabilă dacă ponderea suprafeței lor ajunge la 2-3%. Cel mai mare impact asupra scurgerii îl realizează lacurile mari și lacurile din partea inferioară a bazinului de recepție, adică în apropiere nemijlocită de secțiunea de calcul, deoarece anume ele colectează scurgerea din bazin.

Influența pădurilor asupra scurgerii anuale se manifestă în compararea cu bazinele neîmpădurite. Ea nu este univocă și depinde de panta bazinului de recepție, și adâncimea apelor subterane, care alimentează râurile din zonele de pădure și silvostepă. La o adâncime mică de la suprafață (sub 10 m) și pante ale bazinului sub 40‰, în zona de pădure scurgerea râurilor din bazinele împădurite poate depăși scurgerea din cele fără păduri cu 10-12%. Acesta este condiționat de micșorarea scurgerii de versant și sporirea scurgerii subterane, datorită capacității de infiltrare mai mare a solurilor din pădure în comparație cu cele neîmpădurite, precum și de p sporire oarecare a precipitațiilor lichide și solide (datorită redistribuirii, mai ales în zona de silvostepă) de-asupra pădurii.

În zona de silvostepă se observă un tablou similar la aceeași condiții, însă scurgerea de pe bazinele de recepție împădurite depășește scurgerea de pe bazinele dezgolite în limite mai mari – 5-20%. Însă la pante mari ale bazinelor de recepție și adâncimi mari ale apelor subterane (peste 10 m) în zona de pădure diferența scurgerii dintre ariile împădurite și cele fără păduri – nu se va observa, iar în silvostepă scurgerea chiar se va micșora. Ultima are loc deoarece se micșorează alimentarea apelor freatice de către precipitațiile atmosferice și creșterea cheltuielilor de umiditate la evaporarea neproductivă.

De rând cu cele expuse, scurgerea anuală a râurilor mici cu bazine împădurite se poate micșora, datorită reorientării apelor de suprafață (mai mult decât în cele ale ariilor neîmpădurite) spre cele orizonturile subterane, care nu participă în alimentarea râurilor. Micșorarea scurgerii poate ajunge la 30-50%. Însă acest proces are loc doar în bazinele de recepție foarte mici: vâlcele, ravene, pâraie și, predominant, în zona de silvostepă, deoarece în zona de pădure – apele subterane sunt aproape de suprafață.

De menționat, că rolul hidrologic al pădurii se manifestă deosebit de complicat. Scurgerea anuală este influențată nu numai de pădure și solurile din pădure, dar și de vârsta pădurii. Cercetările detaliate a elementelor bilanțului de apă din zona de pădure, la defrișare și restabilirea în continuare a pădurii, indică impactul diametral opus a vârstei pădurii asupra scurgerii. Analiza diferenței de precipitații și consumului sumar de apă a pădurii permite evaluarea scurgerii de pe parcelele împădurite. Modelând schimbările evaporării sumare anuale, s-a determinat că, după defrișarea pădurii mature în primii 1-2 ani sporește umiditatea stratului superior al solului și nivelele apelor freatice se ridică cu 0,5-1,5 m. Concomitent brusc crește scurgerea sumară din sectorul defrișat (cu 30-50%). Scurgerea anuală maximă se formează în al treilea – al patrulea an după tăierea pădurii și se menține până la anul 5-6, până ce se ridică arboretul dens. Odată cu dezvoltarea acestei cuverturi tinere de pădure scurgerea se micșorează brusc și către 22-24 ani după defrișare revine la normă. Dezvoltarea în continuare a pădurii condiționează sporirea consumului de apă și scăderea rapidă a scurgerii anuale, minimumul căreia se manifestează către 40-60 ani după despădurire. În această perioadă de pe parcelele de pădure tânără în albiile râurilor ajung doar 55-65% din norma scurgerii anuale. În perioada 60-100 ani după despădurire are loc rarefierea naturală a pădurii și el începe să consume mai puțină umiditate, iar scurgerea crește, apropiindu-se de normă. Procesul de îmbătrânire a pădurii continue, ceea ce duce la o micșorare a evaporării sumare și creșterea scurgerii anuale cu 6-10%. Circa 140 ani după apariția pădurii noi se stabilește o stare de echilibru al bilanțului de apă din sectorul analizat. În fig. 7 sunt prezentate evoluția în timp a elementelor bilanțului de apă.

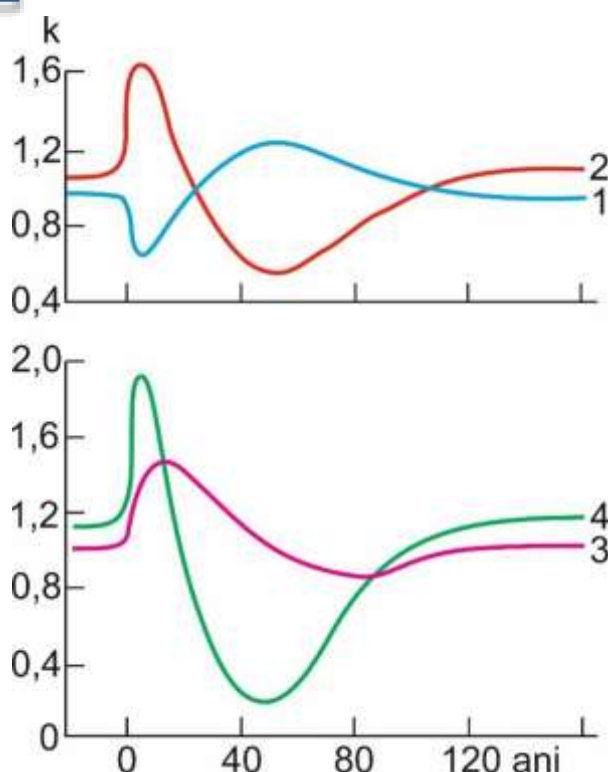


Fig. 7. Influența vârstei pădurii asupra valorilor medii multianuale a evaporației anuale

- (1) și scurgerii anuale (2), din perioadele de primăvară (martie-mai)
 (3) și de etiaj (iunie-februarie) (4). Valoare este indicată în părți din norma scurgerii.

Dacă vom analiza schimbarea scurgerii anuale pe perioade cu o durată mai lungă, de exemplu câte 50 ani, atunci primii 50 ani scurgerea de pe parcelele despădurite și reîmpădurite va fi aproximativ egal cu norma, în următorii 50 ani scurgerea va fi sub normă cu 25%, iar în a treia perioadă de 50 ani – mai mare cu 5-8%. Dacă durata perioadelor analizate va fi 100 ani, atunci scurgerea medie aici va fi cu 10% sub normă, iar timp de 150 ani – cu 5%. Astfel, tăierea pădurii cu restabilirea ei ulterioară, va micșora scurgerea medie anuală cu 8-10% în comparație cu norma contemporană a scurgerii zonale.

De menționat că, mecanismul influenței pădurii asupra scurgerii este cu mult mai complicat, dacă se va ține cont de speciile de copaci și vârsta lor, neuniformitatea împăduririi bazinului de recepție, diversitatea tipurilor de sol și gradul lor de eroziune, cantitatea diferită de precipitații și evaporarea diferită, etc., precum și faptul că însăși **scurgerea anuală este o funcție integrală a scurgerii râurilor.**

Astfel, influența scurgerii asupra scurgerii anuale a râurilor trebuie privită din două aspecte: impactul asupra scurgerii sumare din anul concret și asupra scurgerii medii multianuale (norma). În primul caz variațiile acestei influențe va fi maximă. În al doilea caz – impactul poate fi nesemnificativ sau practic să lipsească, mai ales la râurile mari și medii. De menționat, cu trebuie de evitat confundarea influenței pădurii asupra scurgerii cu capacitatea de regularizare a scurgerii de către pădure.

Suprafața bazinului de recepție a râului reflectă dependența scurgerii de a adâncimea bazei de eroziunii a albiei. Cu cât ultima este mai mare, cu atât este mai intensă alimentarea râului de către apele subterane, și cu cât mai repede râul începe drenarea acviferelor principale, cu atât este mai mică suprafața bazinului la care va înceta variația modulului scurgerii (alimentarea ponderată a râului). Hidrologul rus K. Voskresenski a demonstrat că suprafața bazinului, la care modulul său nu mai variază odată cu creșterea suprafeței (adică prima suprafață critică F_1), variază în teritoriu în acord cu zonalitatea geografică.

În zona de silvostepă – 50-100 km², deoarece crește adâncimea apelor freatice și se necesită deja o capacitate oarecare a râului pentru a drena acviferele permanente. În zonele de stepă aceste dimensiuni cresc și mai mult – 1000-2000 km².

Impactul **activităților de gospodărire** asupra scurgerii anuale prezintă un rezultat al acestei influențe asupra elementelor bilanțului de apă din bazinul de recepție. Principalele forme de activitate de gospodărire, care pot influența scurgerea anuală și norma ei sunt: construirea lacurilor de acumulare și a iazurilor, dezvoltarea irigațiilor, redistribuirea scurgerii (dintr-un bazin în altul), consumul apei în agricultură și industrie, desecarea, măsurile agroameliorative, defrișarea și împădurirea.

Modificarea scurgerii anuale poate fi observată la construirea lacurilor de acumulare pe albiile râurilor, când se inundă masive mari de teren. După construirea lacului de acumulare are loc modificarea scurgerii în secțiunea aval al râului (ΔQ) din contul modificării evaporării din bazinul râului (ΔE), umplerea cuvetei lacului și mărirea rezervelor de apă subterană în rezultatul infiltrării apei (ΔS)

$$\Delta Q = \Delta E + \Delta S \quad (4.8)$$

Modificarea scurgerii anuale pentru irigare pot fi considerabile nu numai în cazul râurilor medii dar și celor mari. Aici modificarea scurgerii anuale prin irigare are loc din contul consumului ireversibil (ΔQ_{ir}):

$$\Delta Q_{ir} = Q_{cap} - Q_{ret} + \Delta E', \quad (4.9)$$

unde Q_{cap} – captarea apei pentru irigare; Q_{ret} – scurgerea sumară a apelor returnabile; $\Delta E'$ - modificare evaporării, condiționată de înlocuirea cuverturii vegetale pe sectoarele irigate.

Per ansamblu, pentru un bazin de recepție, consumul ireversibil de apă la irigare se determină prin adunarea valorilor pentru parcelele irigate, care sunt identificate cu evidența posturilor de monitoring, punctelor de captare și deversare surplusului de apă, structurii de suprafață și subterane a bazinului de recepție. Pierderile sumare pot constitui 20-30% și mai mult. Cu cât mai puțin se respectă normele de irigare, cu atât sunt mai mari pierderile de apă captate la irigare și cu atât mai multă apă se extrage din râu.

Modificarea scurgerii anuale în rezultatul redistribuirii ei are loc atât la râurile-donator, cât și la râurile-recipiente (adică râurile ce primesc alimentare suplimentare). Evaluarea modificării scurgerii are loc prin ecuațiile:

pentru râul donator

$$\Delta Q = \beta \sum Q_{cap}, \quad (4.10)$$

pentru râul recipient

$$\Delta Q = \beta \sum Q_{cap} (1 - v), \quad (4.11)$$

unde ΔQ – modificarea scurgerii din contul redistribuirii; Q_{cap} – captarea (extragerea) sumară a apei din râu sau lacul de acumulare; β – coeficient de pierderi la transportare prin infiltrare din bazinul-donator; v – coeficient de pierderi la transportare prin evaporare în limitele bazinului recipient.

Consumul de apă în industrie, gospodăria comunală și agricultură forează pierderile ireversibile a scurgerii anuale, care se determină din formula

$$\Delta Q_{ind} = \sum Q_{cap} - \sum Q_{dev}, \quad (4.12)$$

unde Q_{cap} – captarea sumară a apei din râuri și ape subterane drenate de râuri; Q_{dev} – deversarea sumară a apelor.

Desecarea terenurilor înmlăștinite și umede condiționează o modificare a scurgerii râurilor ΔQ din contul modificării evaporării sumare din teritoriile desecate în rezultatul activităților de gospodărire (ΔE) și micșorării rezervelor seculare a apelor subterane (ΔS)

$$\Delta Q = \Delta E + \Delta S. \quad (4.13)$$

Modificarea evaporării sumare reprezintă un factor ce permanent influențează scurgerea anuală, iar descărcarea rezervelor seculare a apelor subterane are loc în perioada realizării lucrărilor ameliorative și pe parcursul a 3-5 ani după finisarea lor.

Evaluarea modificărilor scurgerii anuale sub influența măsurilor agroameliorative (aratul terenurilor agricole, aratul adânc de toamnă, plantarea fâșiilor forestiere) se realizează, ca regulă, pentru râurile din zona cu deficit de umiditate

$$\Delta Q = \sum \Delta Q_v f_i + \sum \Delta Q_f f_i. \quad (4.14)$$

unde ΔQ_v – micșorarea scurgerii de versant de pe diferite suprafețe (pajiște, fâșie forestieră, etc.) cu evidența acumulării suplimentare a zăpezii în rețeaua hidrografică; ΔQ_f – sporirea scurgerii freactice; f_i – suprafețele unor terenuri în limitele solurilor nisipo-argiloase și argiloase în părți din suprafața totală a bazinului.

Micșorarea scurgerii în zonele de silvostepă și stepă, în bazinele constituite din soluri ușoare, constituie 4-6%, în rest – 10-20%, însă plantarea fâșiilor forestiere micșorează această valoare cu 6-10%.

Evidența defrișării și restabilirii pădurilor asupra scurgerii anuale se realizează prin calculul modificării scurgerii anuale în funcție de vârsta pădurii și suprafața ocupată de ea. Vârsta pădurii se determină în decenii, de aceea și modificarea scurgerii așa fel se calculează pe decenii. Inițial din ecuația (4.15) se determină modificarea scurgerii de pe sectoarele împădurite, sub influența structurii de vârstă a pădurii pe decenii, apoi, prin ecuația (4.16) se determină modificarea totală a scurgerii:

$$\Delta Q_p = k_1 f_1 + k_2 f_2 + \dots + k_n f_n, \quad (4.15)$$

$$\Delta Q = \Delta Q_p f_p, \quad (4.16)$$

unde ΔQ_p – valoarea medie decimală a modificării scurgerii sumare în rețeaua de râuri, de pe sectoarele împădurite; k_1, k_2, \dots, k_n – coeficienți de impact a vârstei pădurii asupra scurgerii în deceniile 1, 2, ..., n deceniu de vârstă a pădurii; f_1, f_2, \dots, f_n – aria pădurilor de diferită vârstă în părți toată pădurea bazinului de recepție; f_p – împădurirea bazinului de recepție în părți din aria totală a bazinului.

Ecuațiile indicate permit evaluarea modificării scurgerii din fiecare deceniu, iar per ansamblu, pentru o perioadă multianuală, această variație poate fi determinată ca media din suma algebrică a modificării scurgerii din fiecare deceniu.

4.2 Calculul normei scurgerii la insuficiența datelor

Șirul statistic de valori medii anuale a scurgerii se va considera insuficient pentru calculul normei scurgerii anuale atunci când el nu este reprezentativ, adică nu include cicluri finite, iar eroarea medie pătrată a valorii medii a șirului depășește 5-10%. Șirurile scurgerii utilizate trebuie să fie cantitativ omogene și aleatorii.

Determinând că, șirul de date de monitoring hidrologic asupra scurgerii anuale este insuficient pentru efectuarea calculelor, este necesar de a-l prelungi prin *racordarea* acestui șir la o perioadă multianuală, care satisface noțiunea de *reprezentativitate*. Perioada necesară se determină după râurile-analog, care dispun

de puncte cu monitoring a scurgerii de durată mai lungă, ca regulă peste 50 ani. Aceasta va permite micșorarea până la minimum a erorii de determinare a normei scurgerii pentru punctul de calcul.

În dependență de gradul de asemănare a condițiilor de formare a scurgerii în profilul de calcul și profilul-analog, ceea ce se reflectă în caracterul legăturii lor, norma scurgerii poate fi determinată fără restabilirea datelor anuale a scurgerii sau calculată din șirul, care conține date restabilite a scurgerii pentru anul suplimentar (sau omis).

La selectarea râurilor-analog se ține cont de următoarele:

- Râul de calcul și potențialul râu-analog trebuie să se afle în apropiere geografică maximă, deoarece cu cât este mai mare distanța dintre bazine, cu atât sunt mai probabile deosebirile în condițiile de formare a scurgerii;
- Condițiile climatice, care determină formarea scurgerii râurilor analizate, trebuie să fie practic similare;
- Oscilațiile scurgerii anuale la râurile comparate trebuie să fie sincrone, deoarece la oscilații sinfazice a scurgerii – legătura va fi mult mai slabă;
- Relieful bazinelor de recepție, solurile și condițiile hidrogeologice din bazinele analizate nu trebuie să se deosebească considerabil;
- Ponderea lacurilor, mlaștinilor și pădurilor, după valorile sale relative trebuie să fie asemănătoare (în acele zone și regiuni, unde ele influențează considerabil scurgerea), adică impactul lor asupra scurgerii anuale este necesar să fie aproape identic;
- Suprafețele bazinelor de recepție nu se pot deosebi mai mult de 10 ori pentru râurile de câmpie, deoarece atunci nu se vor observa deosebiri cardinale în condițiile generale de formare a scurgerii;
- Lipsesc factorii, care substanțial denaturează scurgerea naturală (carstul, revărsarea apelor arteziene, lacurile de acumulare, captări și deversări, etc.);
- Durata anilor comuni cu observații asupra scurgerii anuale în ambele râuri trebuie să fie nu mai mică de 10 ani, deoarece în acest interval de timp, ca regulă, se manifestă trăsăturile comune de formare a scurgerii.

Criteriu obiectiv de corectitudine în alegerea râului punctului-analog, este legătura destul de strânsă dintre anii cu monitoring comun, care se caracterizează prin corelația (pară sau multiplă) și raportul coeficientului de regresie k către eroarea medie pătrată a sa σ_k , la condiția că $r \geq 0,7$ și $k/\sigma_k \geq 2$.

Drept analog poate fi luat unul sau câteva puncte de monitoring a scurgerii, care corespund cerințelor indicate. Ținând cont de faptul, că va fi nevoie de operat cu obiecte naturale, selectarea analogului, sau chiar a câtorva analoguri, care totalmente satisfac cerințelor față de bazinul analog, deseori este foarte dificil. Pot fi cazuri, când un punct cu cea mai lungă perioadă de observații nu satisface totalmente cerințele necesare, iar punctul care corespunde cerințelor – are un șir mai scurt de observații. În acest caz este rațional de utilizat la început șirul mai lung, apoi cel mai scurt, dar cu legătură mai strânsă. Numărul de puncte-analog, folosite pentru racordarea scurgerii anuale din punctul dat, poate fi de la unul – la trei-patru. Un număr mai mare de analoguri nu favorizează sporirii considerabile a coeficientului de corelație totală, deoarece volumul lucrărilor crește, iar rezultatul rămâne practic același.

În cazul alegerii câtorva bazine-analoguri (în special la calculele în masă) este rațional de utilizat *funcțiile de corelație spațială*, care reprezintă funcția coeficienților de corelație a scurgerii anuale a râurilor de distanța dintre centrele de greutate a bazinelor de recepție. Odată cu mărirea distanței dintre centre – coeficienții de corelație par descresc. Astfel, cu ajutorul funcțiilor de corelație spațială poate fi conturat regiunea cu potențialele bazine-analoguri.

În aceleași scopuri poate fi folosită *matricea coeficienților pari de corelație*, care prezintă coeficienții corelației pare dintre scurgerea tuturor puncte din regiunea studiat. Pentru aceasta din matriță se selectează coeficienții de corelație dintre scurgerea punctului de calcul și a presupuselor puncte-analoguri, care depășesc 0,7. Toți coeficienții selectați se aranjează în descresștere. Fiecărui coeficient i se înscrie numărul de ani cu observații, din care poate fi reconstruită scurgerea pentru punctul-analog.

Aceste lucrări sunt raționale la racordări masive a scurgerii. De menționat, că același analog poate fi utilizat pentru mai multe puncte de calcul, dacă ele sunt amplasate în condiții fizico-geografice similare.

Racordarea scurgerii anuale la o perioadă lungă, ca regulă, se efectuează din datele caracteristicii scurgerii analogice, însă în regiunile slab studiate în aspect hidrologic, sau unde în genere lipsesc date, drept analog **pot fi aplicate datele meteorologice, în primul rând – datele despre precipitații și deficitul de umiditate**. În acest caz se analizează legătura scurgerii anuale, de exemplu cu precipitațiile, și în baza precipitațiilor pentru o perioadă lungă de timp se va determina norma scurgerii anuale pentru punctul cu un șir scurt de date. Cerințele față de caracteristicile legăturii rămân aceleași.

Racordarea datelor scurgerii anuale la o perioadă lungă de timp poate fi realizată **grafic, analitic sau grafoanalitic**.

Procedeul grafic se aplică la folosirea concomitentă a doar uni analog. La construirea graficului funcției scurgerii anuale din punctul de calcul cu punctul-analog se aplică datele cu aceeași perioadă de observații. Linia funcției ca regulă este dreaptă și trece prin originea coordonatelor. La o legătură strânsă (coeficient de corelație înalt) norma scurgerii anuale din punctul de calcul se determină nemijlocit din graficul funcției prin norma scurgerii anuale a punctului analog, sau prin funcția de forma $\bar{Q} = k\bar{Q}_a$. Această ecuație permite, după caz, restabilirea scurgerii din unii ani, folosind în loc de norma scurgerii – scurgerea unui an concret.

La un așa caracter de legături, funcțiile grafice pot fi înlocuite prin cele analitice (ceia ce este rațional la calculul masive și cu aplicarea calculatoarelor), dacă se vor aplica coeficienții, care caracterizează raportul scurgerii din perioada scurtă cu observații comune la norma scurgerii din punctul analog, adică

$$\bar{Q} = Q_{med}\bar{Q}_a / Q_{med.a} = Q_{med}k, \quad (4.17)$$

unde Q_{med} și $Q_{med.a}$ – scurgerea medie anuală din punctul de calcul și punctul-analog corespunzător pentru perioada de observații comune asupra scurgerii.

Valoarea coeficientului k poate fi determinată ca o medie pentru regiunea dat, din câteva puncte-analog, dacă deosebirile în oscilațiile scurgerii din perioada analizată în regiune nu sunt mari (în limita erorilor admisibile). Atunci valorile coeficienților k devin regionale și pot fi aplicate pentru racordarea scurgerii anuale la alte puncte de calcul din regiunea cercetată. Dar, în acest caz, norma scurgerii va fi puțin subestimată datorită medierii coeficientului k .

În zona cu umiditate insuficientă linia funcției din grafice poate să nu treacă prin originea coordonatelor, deoarece în anii foarte secetoși, la un râu cercetat poate lipsi scurgerea din cauza pierderilor la evaporare, retențiilor din lacuri și iazuri, influența cărora în ultimii ani este enormă. În acest caz aplicarea coeficientului k poate duce la erori considerabile din cauza scurgerii diferite în anii secetoși, fapt ce va determina și variabilitatea generală a scurgerii.

În unele cazuri linia funcției va fi curbilinie. Așa legătură necesită un număr mai mare de observații comune (până la 15-20), mai ales în zona curburii, necesită cuprinderea cu date a 70-80% din amplitudinea scurgerii anuale, necesită ca funcțiile curbilinie să nu fie aleatorii. În cazul dat graficul funcției se aplică pentru

continuarea (prelungirea) șirului prin restabilirea anuală a scurgerii, cu un calcul ulterior a normei scurgerii din șirul restabilit.

Funcțiile grafice sunt limitate în aplicarea sa doar de un singur analog și nu permit evidența vădită a coeficientului de corelație și a erorilor caracteristicilor utilizate, chiar dacă reprezintă un procedeu mai ilustrativ și relativ mai rapid. Utilizarea calculatoarelor permite evitarea acestor neajunsuri. Calculele se realizează aplicând funcțiile analitice, forma cărora este determinată de numărul de puncte-analoguri. Se aplică softuri statistice sau chiar Excel-ul, cu posibilitățile sale de alcătuire a formulelor complicate.

În cazul **unui singur analog** se aplică ecuația de regresie cu două variabile, care permit restabilirea scurgerii pentru fiecare an:

$$\begin{aligned} Q &= kQ_a + Q', \\ Q' &= Q_{med} - kQ_{med.a}, \quad k = r\sigma/\sigma_a, \end{aligned} \quad (4.18)$$

$$r = \frac{\sum(Q_i - Q_{med})(Q_{ai} - Q_{med.a})}{\sqrt{\sum(Q_i - Q_{med})^2 \sum(Q_{ai} - Q_{med.a})^2}}, \quad (4.19)$$

unde Q_{med} și $Q_{med.a}$ – valorile medii a scurgerii din punctul racordat și punctul-analog din perioada de observații comune; k – coeficient de regresie; r – coeficient de corelație pară dintre valorile scurgerii în punctul racordat (Q_i și Q_{med}) și în punctul analog (Q_{ai} și $Q_{med.a}$); σ și σ_a – devierile medii pătrate a mediilor anuale de la media din perioada comună de observații în punctul de calcul și punctul-analog; Q' – membru liber, care ține cont de deosebirile scurgerii din perioada cu observații comune.

Analogul se consideră acceptabil, dacă se respectă condițiile

$$r \geq 0,7, k/\sigma_k \geq 2 \text{ când } \sigma_k = (\sigma/\sigma_a) \left[(1 - r^2) / (n - 1)^{0,5} \right]. \quad (4.20)$$

Ecuația de regresie liniară pentru norma scurgerii:

$$\bar{Q} = Q_{med} + r(\sigma/\sigma_a)(\bar{Q}_a - Q_{med.a}), \quad (4.21)$$

unde

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum(Q_i - Q_{med})^2}{n-1}}, \quad \sigma_a = \sqrt{\frac{\sum(Q_{ai} - Q_{med.a})^2}{n-1}}, \quad (4.22)$$

$$r = \frac{\sum_1^n (Q_i - Q_{med})(Q_{ai} - Q_{med.a})}{n\sigma\sigma_a}, \quad (4.23)$$

sau

$$r = \frac{\sum_1^n (K_i - 1)(K_a - 1)}{(n-1)C_v C_{va}}, \quad (4.24)$$

sau din formula Blohinov

$$r = \frac{1}{(n-1)C_v C_{va}} \left(\frac{\sum_1^n Q_i Q_{ai}}{\bar{Q} \bar{Q}_a} \right). \quad (4.25)$$

Eroarea normei scurgerii la corelația pară constă din eroarea valorii medii a șirului multianual al râului analog și eroarea corelației, care se formează datorită dispersiei punctelor de legătură. Eroarea medie pătrată relativă a valorii scurgerii medii multianuale racordate (în %), cu evidența erorii corelației se va înscrie astfel:

$$\varepsilon \bar{Q} = \frac{100\sigma_n}{\bar{Q}\sqrt{n}} \sqrt{1 + r^2 \left(\frac{n}{N} \frac{\sigma_{N_a}^2}{\sigma_{n_a}^2} - 1 \right)}. \quad (4.26)$$

În cazul a **două râuri analog** se aplică ecuația de regresie cu trei variabile

$$\bar{Q} = k_1 \bar{Q}_{a1} + k_2 \bar{Q}_{a2} + Q'. \quad (4.27)$$

Valorile k_1 și k_2 se stabilesc din determinant și minorii săi:

$$k_1 = \frac{\sigma_{D_{01}}}{\sigma_{a1} D_{00}}, k_2 = \frac{\sigma_{D_{02}}}{\sigma_{a2} D_{00}}, \quad (4.28)$$

$$D = \begin{vmatrix} 1 & r_{01} & r_{02} \\ r_{10} & 1 & r_{12} \\ r_{20} & r_{21} & 1 \end{vmatrix},$$

$$D_{00} = \begin{vmatrix} 1 & r_{12} \\ r_{21} & 1 \end{vmatrix} = 1 - r_{12}^2,$$

$$D_{01} = \begin{vmatrix} r_{10} & r_{12} \\ r_{20} & 1 \end{vmatrix} = r_{10} - r_{20}r_{12},$$

$$D_{02} = \begin{vmatrix} r_{10} & 1 \\ r_{20} & r_{21} \end{vmatrix} = r_{10}r_{21} - r_{20},$$

$$Q' = Q_{med} - k_1 Q_{a1med} - k_2 Q_{a2med}, \quad (4.29)$$

$$\sigma_{k1} = \frac{\sigma}{\sigma_{a1}} \sqrt{\frac{1-R^2}{(n-2)(1-r_{12}^2)}}, \quad (4.30)$$

$$\sigma_{k2} = \frac{\sigma}{\sigma_{a2}} \sqrt{\frac{1-R^2}{(n-2)(1-r_{12}^2)}}.$$

În cazul a **trei râuri analog** se aplică ecuația de regresie cu patru variabile

$$\bar{Q} = k_1 \bar{Q}_{a1} + k_2 \bar{Q}_{a2} + k_3 \bar{Q}_{a3} + Q', \quad (4.31)$$

unde

$$k_1 = \frac{\sigma_{D_{01}}}{\sigma_{a1} D_{00}}, k_2 = \frac{\sigma_{D_{02}}}{\sigma_{a2} D_{00}}, k_3 = \frac{\sigma_{D_{03}}}{\sigma_{a3} D_{00}}, \quad (4.32)$$

$$D = \begin{vmatrix} 1 & r_{01} & r_{02} & r_{03} \\ r_{10} & 1 & r_{12} & r_{13} \\ r_{20} & r_{21} & 1 & r_{23} \\ r_{30} & r_{31} & r_{32} & 1 \end{vmatrix},$$

$$D_{00} = \begin{vmatrix} 1 & r_{12} & r_{13} \\ r_{21} & 1 & r_{23} \\ r_{31} & r_{32} & 1 \end{vmatrix} = 1 - r_{23}^2 - r_{12}^2 - r_{13}^2 + 2r_{23}r_{12}r_{13},$$

$$D_{01} = \begin{vmatrix} r_{10} & r_{12} & r_{13} \\ r_{20} & 1 & r_{23} \\ r_{30} & r_{32} & 1 \end{vmatrix} = r_{01} - r_{01}r_{23}^2 - r_{02}r_{12} - r_{03}r_{13} + r_{23}r_{02}r_{13} + r_{23}r_{03}r_{12},$$

$$D_{01} = \begin{vmatrix} r_{10} & r_{12} & r_{13} \\ r_{20} & 1 & r_{23} \\ r_{30} & r_{32} & 1 \end{vmatrix} = r_{01} - r_{01}r_{23}^2 - r_{02}r_{12} - r_{03}r_{13} + r_{23}r_{02}r_{13} + r_{23}r_{03}r_{12}$$

$$D_{02} = \begin{vmatrix} r_{10} & 1 & r_{13} \\ r_{20} & r_{21} & r_{23} \\ r_{30} & r_{31} & 1 \end{vmatrix} = r_{02} - r_{02}r_{13}^2 - r_{01}r_{12} - r_{03}r_{23} + r_{13}r_{01}r_{23} + r_{13}r_{03}r_{12},$$

$$D_{03} = \begin{vmatrix} r_{10} & 1 & r_{12} \\ r_{20} & r_{21} & 1 \\ r_{30} & r_{31} & r_{32} \end{vmatrix} = r_{03} - r_{02}r_{12}^2 - r_{01}r_{13} - r_{01}r_{13} + r_{12}r_{01}r_{23} + r_{12}r_{02}r_{13},$$

$$Q' = Q_{med} - k_1 Q_{a1med} - k_2 Q_{a2med} - k_3 Q_{a3med}, \quad (4.33)$$

$$\sigma_{k1} = \frac{\sigma}{\sigma_{a1}} \sqrt{\frac{1-R^2}{(n-3)(1-r_{23}^2-r_{12}^2-r_{13}^2+2r_{23}r_{12}r_{13})}}, \quad (4.34)$$

$$\sigma_{k2} = \frac{\sigma}{\sigma_{a2}} \sqrt{\frac{1-R^2}{(n-3)(1-r_{23}^2-r_{12}^2-r_{13}^2+2r_{23}r_{12}r_{13})}},$$

$$\sigma_{k3} = \frac{\sigma}{\sigma_{a3}} \sqrt{\frac{1-R^2}{(n-3)(1-r_{23}^2-r_{12}^2-r_{13}^2+2r_{23}r_{12}r_{13})}}.$$

Devierea medie pătrată a datelor observate față de cele calculate din ecuația regresiei (4.27) sau (4.31) se determină din funcția

$$\sigma_{\bar{Q}} = \sigma \sqrt{1 - R^2}, \quad (4.35)$$

unde

$$R = \sqrt{1 - D/D_{00}}.$$

Metoda grafoanalitică de racordare se bazează pe aplicarea a trei ordonate a curbei de repartizare. Metoda a fost elaborată de G. Alexeev și de aceea în practicile de calcul așa i se numește – metoda grafoanalitică Alexeev.

La aplicarea metodei grafoanalitice valoarea medie multianuală a scurgerii se determină prin intermediul a trei coordonate de reper, care corespund asigurărilor 5; 50 și 95%, determinate din graficul funcției legăturii scurgerii din punctul de calcul și punctul analog. Ordonatele aplicate se determină din curba de asigurare, construită pentru punctul analog, apoi prin graficul funcției se transpun pe punctul de calcul. Din ordonatele restabilite a scurgerii pentru punctul racordat se calculează valorile dorite:

$$\bar{Q} = Q_{50\%} - \Phi_{50\%}\sigma, \quad (4.36)$$

$$\sigma = \frac{(Q_{5\%} - Q_{95\%})}{(\Phi_{5\%} - \Phi_{95\%})}, \quad (4.37)$$

$$\Phi = f(S), S = \frac{(Q_{5\%} + Q_{95\%} - 2Q_{50\%})}{(Q_{5\%} - Q_{95\%})}, \quad (4.38)$$

unde $Q_{5\%}$, $Q_{50\%}$, $Q_{95\%}$ - debite de apă cu asigurarea 5; 50 și 95%, determinate din curba nivelată a punctului analog și recalculat prin graficul funcției pentru punctul de calcul; $\Phi_{5\%}$, $\Phi_{50\%}$, $\Phi_{95\%}$ - ordonatele normate a curbei binominale de repartizare a asigurării, care corespund *coeficientului Skewness* (de deviere a asimetriei) S , defalcat pentru punctul de calcul.

De menționat, că valorile anuale consecutive, calculate prin ecuațiile de regresie (sau graficele funcțiilor), sunt în mare măsură mediate (rotunjite) și nu țin cont de amplitudinea reală a oscilațiilor scurgerii. Cu cât este mai mic coeficientul legăturii corelative, cu atât mai mare este diferența dintre scurgerea calculată pentru anul concret de cea reală. Aceasta poate fi corectată, dacă se va utiliza ecuația de calcul a valorilor anuale consecutive:

$$Q'_i = \frac{Q_i - Q_{med}}{R} + Q_{med}, \quad (4.39)$$

unde Q_i - valorile scurgerii, calculate din ecuația de regresie; Q_{med} - valoarea medie a scurgerii anuale din perioada comună de observații.

În regiunile (regiunile, bazinele râurilor) cu activitate antropică intensivă, unde impactul ei asupra scurgerii anuale este atât de semnificativ, încât modificările sumare a scurgerii dintr-un interval de timp (ani) depășesc limitele erorii medii pătrate a datelor inițiale, este necesar de realizat **restabilirea scurgerii naturale** a râului din perioada modificată. Pentru restabilirea scurgerii (unii ani sau întreaga perioadă) se aplică metodele regresive nominalizate anterior, cu aplicarea corelației pare sau multiple. Aceste metode, ca regulă, se aplică la o evidență complexă a impactului tuturor forme de activitate umană asupra scurgerii. La diferențierea tipurilor de impact se aplică metodele bilanțului de apă. Ultimele se bazează pe datele detaliate a elementelor bilanțului de apă a bazinului (sau sectorului de albie) cu evidența impactului factorilor antropici.

Restabilirea scurgerii anuale în baza metodelor regresive se realizează conform datelor bazinelor-analog, care au un regim al scurgerii natural din toată perioada de monitoring. Șirul restabilit se verifică la omogenitate prin aplicarea *criteriilor statistice de omogenitate*. Dar, inițial evaluarea omogenității șirurilor de date hidrometrice se realizează în baza analizei genetice a condițiilor de formare a scurgerii prin determinarea cauzelor, care condiționează neuniformitatea datelor inițiale. În continuare pot fi aplicate criteriile statistice a omogenității valorilor medii și dispersiei, cu evidența legăturilor de corelație din interiorul șirului și dintre șiruri.

Evaluarea omogenității șirurilor începe cu aprecierea omogenității dispersiilor selective, care se realizează prin *criteriul Fisher (F)*. Statistica Fisher se calculează din ecuația

$$F = \frac{\sigma_x^2}{\sigma_y^2}, \quad (4.40)$$

unde σ_x și σ_y – dispersii selective, la numărător se află dispersia mai mare.

Ipoteza omogenității dispersiilor selective se respinge, dacă $F > F_\alpha$, unde F_α – valoarea critică a statisticii, sau se acceptă, dacă $F \leq F_\alpha$. În ultimul caz se consideră, că datele observațiilor (șirul restabilit) nu contrazice ipoteza omogenității înaintate. Valoarea F_α se determină în funcție volumul eșantionului $n_x = n_y$ la nivelul de credibilitate dat α , a corelației din interiorul șirului $r(1)$ și dintre șiruri R . La evaluarea omogenității caracteristicilor hidrologice, ca regulă se aplică nivelele de credibilitate de la 1 la 20%, mai des 5%.

Evaluarea omogenității mediilor selective se realizează prin *criteriul Student*. Statistica Student (t) se calculează din ecuația

$$t = \frac{\bar{X} - \bar{Y}}{\sqrt{\frac{n_x \sigma_x^2 + n_y \sigma_y^2}{n_x + n_y}}} \sqrt{\frac{n_x n_y (n_x + n_y - 2)}{n_x + n_y}}, \quad (4.41)$$

unde \bar{X} și \bar{Y} – medii selective; n_x și n_y – volumul eșantioanelor.

Valoarea critică a statisticii Student se calculează din ecuația

$$t'_\alpha = C_t t_\alpha,$$

Unde t'_α - valoarea critică a criteriului Student la prezența corelației; t_α – valoarea critică a statisticii pentru aleatoria setului ($r(1)=0$ și $R=0$) la același nivel de libertate $k=n_x+n_y-2$; C_t – coeficient de transformare, care se determină în funcție de R pentru diferite $r(1)$ din nomograme speciale.

Evaluarea scurgerii restabilite a râului se realizează prin aplicarea metodele statistice descrise.

4.3 Determinarea normei scurgerii în lipsa datelor monitoringului hidrologic

În practica hidrologică cel mai des scurgerea se calculează pentru râurile nestudiate. În cazul lipsei datelor despre debitele de apă măsurate, determinarea normei scurgerii anuale se realizează prin unul din procedeele descrise.

- 1) Prin interpolare liniară cu aplicarea punctelor de reper;
- 2) Din hărțile izoliniilor scurgerii anuale;
- 3) Din regiunile funcțiilor scurgerii anuale de factorii determinativi;
- 4) Din ecuația bilanțului de apă.

Primul procedeu este cel mai simplu. El poate fi aplicat, dacă secțiunea de calcul se află între două puncte de observații situate pe același râu. În alte cazuri – pentru interpolare se folosesc două-trei (sau mai multe) puncte din râurile vecine, între care este situată secțiunea de calcul. Numărul punctelor crește în cazul reliefului complicat și o diferență mare dintre scurgerea punctelor de reper. **Interpolarea se realizează între centrele de greutate a râurilor folosite. Pentru râurile de câmpie se aplică interpolarea liniară**, iar în cele montane – se ține cont și de gradientul vertical al scurgerii.

La baza procedului doi și trei stau cercetările funcției scurgerii anuale cu factorii fizică-geografici, care formează scurgerea anuală. În baza acestor cercetări se realizează sinteze teritoriale în formă de hărți cu izolinii a scurgerii (se aplică metodele interpolării geografice) și hărți regionale a valorii parametrilor sau coeficienților funcțiilor regionale de calcul.

4.4 Construirea hărților cu izolinii a scurgerii anuale a râurilor.

La construirea hărții sunt recomandate datele normei (medii multianuale) scurgerii râurilor, cu suprafața bazinelor de recepție peste 100 km² în zona de silvostepă și peste 2000 km² în zona de stepă. Nu se recomandă folosirea datelor scurgerii râurilor cu carst și cu lacuri, la fel și a celor afectate de activitatea antropică. Modulul sau stratul scurgerii se atribuie la centrul (centroidul) bazinului de recepție. La bazinele cu relief de câmpie izoliniile se trasează prin interpolare liniară dintre centroide.

Datele contemporane a scurgerii anuale și metodologiile de construire a hărților cu aplicarea tehnologiilor SIG permit determinarea valorii ei pentru râurile nestudiate, cu o precizie sub ±10%.

Hărțile izoliniilor scurgerii anuale pot fi utilizate pentru determinarea ei în bazinele mici ale râurilor, adică cu suprafețe de recepție sub prima suprafață critică. Pentru aceasta este necesar de inclus în valoarea scurgerii citită de pe hartă a corecției la suprafața, care consideră diferența dintre scurgerea râurilor zonale și azonale:

$$k = \bar{q}_{F_i} / \bar{q}_k, \quad (4.42)$$

unde \bar{q}_k – scurgerea specifică zonale, determinat din harta izoliniilor; \bar{q}_{F_i} scurgerea specifică râului mic, care se determină, ca regulă, din graficul funcției regionale.

Valoarea k se indică medie pe regiune (regiune) sau zonă geografică pentru dimensiunile date ale ariei. De exemplu, în zona de pădure, la râurile cu suprafața bazinului de recepție peste 10 km² valoarea k variază de la 0,8 la 1,0, în funcție de regiune, în zona de stepă – valoarea este unică – $k=2,0$.

Funcțiile regionale ale scurgerii anuale de factorii ce o determină se aplică în calculul scurgerii râurilor mici, care au condiții specifice de formare a scurgerii. Pentru regiunile cu condiții omogene de formare a scurgerii anuale se construiesc graficele funcțiilor, de exemplu, a modulului scurgerii anuale cu aria bazinului de recepție, care permit determinarea nemijlocită a scurgerii râului mic sau determinarea valorilor regionale ale coeficientului k .

La analiza multicriterială a scurgerii anuale se evidențiază regiunile sau zonele cu valori similare (medii) sau egale ale parametrilor sau coeficienților, prezenți în ecuația de calcul. Numărul de regiuni din teritoriu cercetat poate fi de la unul, până la numărul egal cu numărul de parametri din ecuația de calcul. Toate aceste ecuații, evident că, sunt empirice, de exemplu:

$$\bar{Y} = y(X) + y(\lambda) + y(H) + y(h) + y(F_i), \quad (4.43)$$

Aici scurgerea formează funcții teritoriale cu factorii: precipitațiile X , latitudinea geografică a centroidului bazinului de recepție (λ), altitudinea medie a bazinului de recepție H , cota talvegului albiei din punctul de monitoring h , suprafața bazinului de recepție F_i . Ultima este mai diversă și poate genera delimitarea regiunii în subregiuni mai mici.

Numărul de regiuni, în mare măsură, depinde de factorii care sunt folosiți în analiză:

- de fond (climatice), care sunt relativ omogene pe arii largi;
- regionali, care se manifestă la câteva bazine ale râurilor vecine;
- locali, care se manifestă într-un bazin sau câteva bazine vecine mici. Aici este nevoie de o detaliere mai mare în regionarea teritoriului.

4.5 Calibrarea normei scurgerii anuale de-a lungul râului

La calcularea normei scurgerii anuale la punctele situate pe același râu, este necesar de calibrat scurgerea de-a lungul râului, deoarece datorită impreciziei datelor măsurate sau calculate prin procedee indirecte, valorile normei scurgerii anuale de-a lungul râului pot fi necalibrate, adică pot să nu satisfacă anumitor legități de variație a scurgerii de-a lungul râului (creșterea sau micșorarea sistematică a modulului scurgerii de-a lungul râului, sau brusc, dar absolut legitim într-un sector dat, etc.).

Calibrarea normei scurgerii anuale de-a lungul râului se realizează prin evidența aportului (scurgerii) lateral, printr-o metodă anumită:

- 1) metoda diferenței;
- 2) prin debitul mediu anual de apă al principalilor afluenți;
- 3) din harta scurgerii anuale;
- 4) prin metoda bilanțului de apă.

Metoda diferenței (evidența aportului lateral) constă în determinarea modulului scurgerii din sub-bazinele bazinului cercetat, prin diferența debitelor de apă la sectorul amonte și aval, și analiza variației lor de-a lungul râului în acord cu modificarea condițiilor de formare a scurgerii. Scurgerea specifică din sub-bazine se determină din formula

$$q_{\sigma} = (Q_{av} - Q_{am}) / (F_{av} - F_{am}), \quad (4.44)$$

unde Q_{am} și Q_{av} – debitele de apă în secțiunile amonte și aval, racordate la aceeași perioadă calendaristică; F_{am} și F_{av} – suprafețele de recepție corespunzătoare.

Metoda diferenței se aplică la condiția, că erorile debitelor medii multianuale de apă nu depășesc 5-10% și diferența debitelor măsurate din secțiunea amonte și aval depășește 50%. În caz contrar eroarea diferenței poate de câteva ori să depășească eroarea reală a debitelor de apă. Doar la creșterea diferenței debitelor cu 50-100% eroarea factologică nu va depăși 15-30% din diferența reală a debitelor de apă.

Dacă sunt afluenți mari între secțiuni (*metoda 2*) și debitul lor comun de apă constituie peste 50% din scurgerea din restul suprafeței de recepție dintre secțiuni, atunci aportul lateral se va determina din modulul mediu al acestor afluenți:

$$Q_{lat} = (F_{av} - F_{am}) \bar{q}_{lat} / 1000, \quad (4.45)$$

unde Q_{lat} – debitul de apă lateral (al afluenților); \bar{q}_{lat} – modulul mediu anual al scurgerii afluenților.

Dacă afluenții laterali sunt foarte diferiți ca volum al scurgerii, atunci aportul lateral se va determina din modulul ponderat

$$q_{lat} = (q_1 f_1 + q_2 f_2 + \dots + q_i f_i) / F_{lat}, \quad (4.46)$$

unde q_i , q_i – modulii afluenților; f_i , f_i – suprafețele afluenților; F_{lat} – suprafața sumară a afluenților (sub-bazinelor).

Dacă date despre scurgerea afluenților nu există, atunci modulul mediu sau mediu ponderat al scurgerii laterale se va determina din *harta normei scurgerii anuale*.

Metoda bilanțului de apă se aplică la prezența (disponibilitatea) datelor sigure (precise) despre componentele ei, ținând cont și de impactul antropic asupra scurgerii.

La determinarea scurgerii laterale (aportului lateral) o importanță mare pot avea factorii activității de gospodărire:

- captarea (extragerea) apei pentru asigurarea cu apă a diferitelor ramuri ale economiei, irigarea transportarea ei în bazinele vecine;
- deversările în albie a apelor industriale și subterane, captate din alte bazine sau din acvifere adânci, care nu sunt drenate de râuri;
- evaporarea de pe suprafața lacurilor de acumulare, din sistemul fluvial dat;
- măsurile agrotehnice, ameliorative, silvice, care modifică pierderile sumare a scurgerii la evaporare și infiltrare.

Factorii enumerați pot spori sau diminua scurgerea, iar influența cantitativă a lor poate fi determinată. Pentru aceleași scopuri pot fi utilizate datele serviciilor de exploatare a construcțiilor hidrotehnice. Calcululele pot fi realizate aplicând metoda bilanțului de apă. Dar, **dacă corecția sumară a impactului de gospodărire (factorul antropic) nu depășește erorile medii pătrate ale datelor inițiale, ea (corecția) poate fi neglijată.**

4.6 Aplicarea în calculule scurgerii a ecuațiilor bilanțului de apă

Ecuția bilanțului de apă reprezintă baza fizică a majorității proceselor hidrologice și a metodelor de calcul hidrologice. Cunoscând elementele bilanțului de apă putem determina o necunoscută din ecuație. Însă precizia insuficientă în determinări deseori nu permite aplicarea acestei metode în practică.

Cele mai sigure rezultate metoda bilanțului de apă oferă în cazul analizei elementelor bilanțului de apă pentru un an și în cazul unui interval mai lung de timp pentru bazine închise cu arii destul de mari. La prezența datelor necesare această metodă, ca metodă de calcul, este cea mai simplă, de aceea se realizează observații speciale asupra elementelor bilanțului de apă (la stații de scurgere, expediții, ș.a.). De exemplu, elaborarea metodelor raționale de calcul a normelor de irigare, necesită cercetări speciale pentru obținerea datelor despre elementele bilanțului de apă a terenurilor irigate, pentru diferite intervale de timp.

Ecuția de bază a bilanțului de apă a unui bazin închis, pentru o perioadă medie multianuală va fi

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{E}, \quad (4.47)$$

unde \bar{Y} – scurgerea medie multianuală din bazin; \bar{X} – cantitatea medie multianuală de precipitații; \bar{E} – evaporarea medie multianuală din bazinul râului.

Pentru perioada anuală, ecuația bilanțului de apă pentru un bazin închis, fără schimb de apă periferic este

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{E} \pm U, \quad (4.48)$$

unde U – variația rezervelor de umiditate din bazinul râului pe parcursul anului (diferența dintre rezervele de apă la începutul și sfârșitul anului).

Rezervele apei din bazin pot fi atât de suprafață (zăpadă, gheață, apa din lacuri și mlaștini), cât și subterane (apa din sol și apa subterană). În anii umezi aceste rezerve se acumulează, deoarece $X > (Y+Z)$, iar în anii secetoși se consumă, deoarece aici $X < (Y+Z)$, adică scurgerea și evaporarea sunt condiționate nu numai de precipitațiile anului dat, dar și de consumul umidității din bazin, acumulată în anii precedenți.

Ecuția (4.48) poate fi înscrisă mai desfășurat, de exemplu

$$Y_{sup} + Y_{sub} = X - E_{sol} - E_{tr} + E_{con} \pm U \pm W. \quad (4.49)$$

Aici scurgerea totală a râului este divizată în scurgerea de suprafață Y_{sup} și cea subterană Y_{sub} , iar evaporarea – în evaporare de pe sol E_{sol} , transpirația plantelor E_{tr} , și condensarea E_{con} . Schimbul de apă în regiunile periferice se notează prin W .

Alcătuirea ecuației detaliate a bilanțului de apă este posibilă doar în cazul, când sunt cunoscute toate condițiile principale de formare a scurgerii (factorii fizico-geografici, caracterul influenței lor – precipitațiile, diferite tipuri de evaporare, formale scurgerii și formele de alimentare a râurilor). **Însă cea mai mare problemă constă în determinarea cantitativă a componentelor ecuației bilanțului de apă.**

Încă în anii 60 ai sec. XX s-a determinat, că cantitatea de precipitații măsurată sistematic se subaprecia cu 15-45% pentru cele lichide și circa 60% pentru cele solide. Eroarea constă în tipul aparatului de măsurare a precipitațiilor, nivelul de protecție a lui de la vânt și de poziția fizico-geografică a locului măsurării.

Evaporarea, ca regulă se calculează în mod indirect. Există mai multe metode de calcul a evaporării. Se aplică și metoda ecuației bilanțului de apă, dar în acest caz eroarea în precipitații se resimte la evaporare.

Astfel, per ansamblu, mai precis se contabilizează scurgerea râurilor, apoi precipitațiile. Se are în vedere, că la respectarea strictă a metodicilor și procedeele de măsurare, de utilizare a aparatelor respective – precizia măsurării scurgerii este mai înaltă. Cele mai mari dificultăți apar la calculul evaporării și scurgerii subterane în râuri. Aceasta explică de ce metodele bilanțului de apă, care au ce-a mai mare justificare fizică, au cea mai mică aplicare în calculele scurgerii râurilor.

Ecuațiile bilanțului de apă pot fi aplicate pentru calculul caracteristicilor scurgerii pentru un interval anual de timp, pentru orice râuri – componentele ecuației bilanțului de apă se modifică doar în diferită măsură. Aceleași ecuații pot fi aplicate pentru calculul scurgerii anuale în lacuri, lacuri de acumulare și mări.

Reieșind din (4.47), ponderea precipitațiilor scurse și evaporate, va constitui în sumă o unitate:

$$\frac{\bar{Y}}{\bar{X}} + \frac{\bar{E}}{\bar{X}} = 1. \quad (4.50)$$

Ponderea precipitațiilor scurse se numește **coeficient de scurgere** Y/X , celor ce se evaporă – **coeficient de evaporare** E/X . Evident că fiecare din coeficienți variază de la 0 la 1,0. Dar în sumă ei nu depășesc 1.

Înțelegerea legităților de repartizare în teritoriu a scurgerii permite realizarea unei analize calitative a distribuției spațiale a ei, evitarea erorilor grave și evaluarea corectă a resurselor de apă din regiunile concrete.

Resurse de apă ale râurilor se numesc rezervele medii de apă, care se află în rețeaua de râuri (hidrografică) în perioada de calcul (an, sezon, etc.). Cel mai des resursele de apă dintr-un teritoriu se determină din scurgerea anuală a unui teritoriu (bazin al râului, regiune administrativ, țară, ș.a.).

Scurgerea, care se formează într-un teritoriu (scurgerea locală), se determină ori prin adunarea valorilor separate a scurgerii râurilor, ori prin diferența dintre aport și scurgere pentru teritoriul dat. În majoritatea cazurilor valorile medii ale scurgerii locale, obținute concomitent prin aceste procedee, sunt comparabile, însă dacă scurgerea, care se formează pe teritoriul dat, constituie cca 50% și mai mult din diferența de volume a aportului și scurgerii, atunci eroarea diferenței (al doilea procedeu) poate fi mai mare. În lipsa datelor despre scurgerea unor râuri - volumul scurgerii locale se determină din harta normei anuale a scurgerii sau prin aplicarea altor procedee descrise anterior.

De menționat – resursele de a râurilor nu ne oferă o caracteristică amplă a asigurării cu apă a unui teritoriu. Ultima se determină nu numai de condițiile climatice a teritoriului, dar mai depinde și de bilanțul de gospodărire a apelor, care exprimă coraportul cantității de apă consumate și prezența ei reală.

Drept indice al asigurării cu apă poate servi diferența $Q_{sc}-D_{um}$, care indică depășirea resurselor de apă Q_{sc} peste deficitul de umiditate D_{um} , care este egal cu diferența dintre evaporarea maximă posibilă (evaporația) și evaporarea reală (E_o-E). Dar în activitățile practice calculul surplusului sau insuficienței de umiditate poate fi realizat prin diferența dintre precipitații și evaporație, deoarece diferența $Q_{sc}-D_{um}$ numeric este egală cu $X-E_o$, dacă în ecuația bilanțului de apă valoarea U este aproape de zero.

V. DETERMINAREA DEBITELOR DE APĂ CU DEPĂȘIRE DE CALCUL (PROBABILITATEA DEPĂȘIRII)

Sarcina principală în calculele scurgerii este determinare caracteristicilor ei pentru perioada de exploatare a construcțiilor hidrotehnice și a altor tipuri de construcții în albiile râurilor și pe bazinele de recepție. Aici se reiese din ipoteza, care se bazează pe experiența observațiilor hidrometeorologice multianuale și a cercetărilor teoretice – că în viitor, pentru perioada la care se calculează scurgerea – se vor păstra valorile ei medii, calculate pentru perioada precedentă, cu condiția că condițiile fizico-geografice nu se vor modifica. Modificările scurgerii, care au loc în rezultatul influenței activității antropice, trebuie luate în considerație în acea măsură, în care ele pot fi evaluate cantitativ. Aceasta determină importanța practică a normei scurgerii.

Oscilațiile neregulate ale scurgerii, adică devierile de la valorile medii, impune necesitatea evaluării acestor oscilații. Aceste oscilații a scurgerii în timp, care nu se supun unor anumite legități, se evaluează în baza presupunerii despre supunerea lor legii numerelor mari, cu aplicarea metodelor ale teoriei probabilității. Principalul procedeu de evaluare a probabilității repetării unei valori a scurgerii este utilizarea curbelor de repartizare.

5.1 Parametrii curbelor de repartizare a probabilităților

La temelia procedeelor de calcul a scurgerii la prezența șirurilor reprezentative de date ale observațiilor sunt curbele de asigurare. Curba de asigurare empirică indică acumularea frecvențelor relative de manifestare a caracteristicii cercetate, adică frecvența, de exemplu a debitelor de apă peste valoarea indicată. Curba empirică de asigurare poate fi înlocuită prin curba analitică de asigurare (curba integrală de asigurare). Din teoria probabilității și statistica matematică este cunoscut, că ele se pot caracteriza prin trei parametri:

- valoarea medie aritmetică a șirului – Q_0 ;
- coeficientul de variație – C_v ;
- coeficientul de asimetrie – C_s .

Acești parametri ai curbei de repartizare (asigurare) sunt mai mult decât suficienți în soluționarea sarcinilor hidrologice. Prin intermediul lor poate fi determinată probabilitatea depășirii sau nedepășirii a valorii concrete (indicate) a scurgerii.

Șirurile de date empirice (observațiilor hidrologice asupra scurgerii apei) servesc drept bază pentru construirea curbei de asigurare. Din aceste date se construiește curba empirică de asigurare, căreia i se potrivește curba analitică, care într-un fel reprezintă un șablon, care în cel mai bun mod corespunde amplasamentului punctelor empirice. Curba analitică de asigurare se descrie printr-o ecuație definită (în funcție de tipul curbei), ceea ce permite realizarea calculelor scurgerii în zonele de asigurare, care nu sunt iluminate de datele observațiilor. Valoarea asigurării de calcul a scurgerii este determinată de sarcinile proiectării. De menționat că, curbele de asigurare nu indică timpul de manifestare a valorii de calcul a scurgerii.

Curbele empirice de asigurare se construiesc în următoarea consecutivitate:

- aranjarea datelor empirice (debitul de apă, sau coeficientul modul al scurgerii, sau stratul scurgerii);
- determinarea asigurării $P(\%)$ a fiecărei valori aranjate prin intermediul formulei de asigurare empirică;
- depunerea punctelor obținute pe graficul $Q=f(P\%)$ sau $K=f(P\%)$.

În continuare, la familia de puncte obținute se potrivește curba analitică de asigurare sau se trasează (care generalizează punctele) curba empirică de asigurare, dacă se aplică metoda grafoanalitică, sau este imposibil de a potrivi o curbă analitică de asigurare.

Curbele de repartizare a probabilităților pot fi împărțite în două grupe: simetrice și asimetrice. La descrierea repartizării scurgerii cel mai frecvente sunt curbele asimetrice.

Curbele de repartizare a probabilităților au trei ordonate, care prezintă interes nemijlocit în calculele hidrologice (fig. 8). *Ordonata centrală* trece prin valoarea medie aritmetică a șirului sau centrul repartizării, *ordonata mediană* – prin valoarea, care corespunde asigurării 50% a scurgerii, *ordonata modală* – prin valoarea maximă a curbei de repartizare. La curbele simetrice cu un vârf toate ordonatele coincid și formează axa de simetrie. La curbele asimetrice de repartizare aceste ordonate nu coincid, iar gradul de asimetrie se indică prin *raza de asimetrie*.

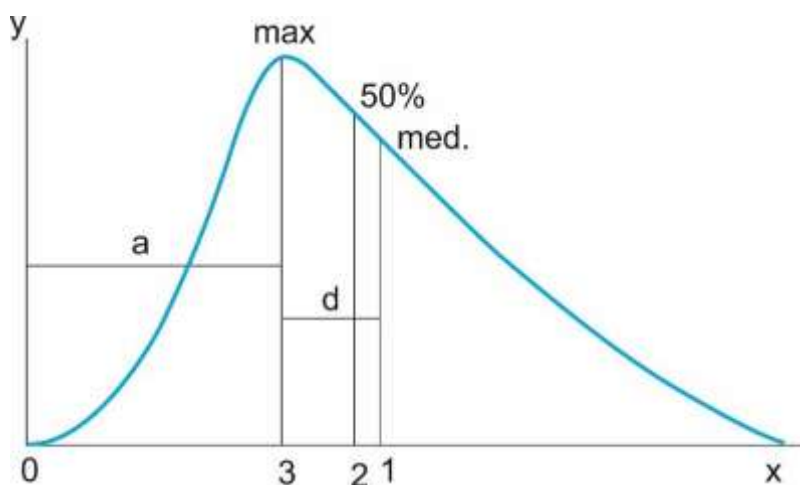


Fig. 8. Curbă asimetrică de repartizare a probabilităților

1 – ordonata centrală, 2 – ordonata mediană, 3 – ordonata modală

Parametrii curbei simetrice de repartizare sunt valoarea medie aritmetică (Q_0) și devierea medie pătrată (sau eroarea standard) (σ_Q). Pentru compararea variabilității șirurilor scurgerii, devierea medie pătrată se exprimă în unități relative, ca regulă în părți din σ_Q/Q_0 . Această deviere medie pătrată relativă se numește coeficient de variație (C_v).

Valoarea coeficientului C_v poate fi determinată prin metoda momentelor sau plauzibilității maxime. Este necesar de ținut cont de posibila eroare sistematică în evaluarea coeficientului C_v , care crește la prezența unui coeficient considerabil al autocorelației membrilor șirului.

Esența *metodei momentelor* constă în faptul că, parametrii curbei de repartizare se exprimă prin valorile momentelor repartizării empirice cu corecții la lichidarea devierii. De menționat că aici o influență mare o au membrii extremi ai șirului.

Esența *metodei plauzibilității maxime* constă în faptul, că cea mai posibilă valoare a parametrului necunoscut se consideră aceia, la care funcția plauzibilității atinge valoarea maximă posibilă. Aici o mai mare influență o au membrii șirului, cărora le corespunde o valoare mai mare a șirului. Această proprietate se manifestă deosebit la repartizările asimetrice.

Asimetria repartizării caracterizează al treilea moment central, care exprimat în unități relative se numește *coeficient de asimetrie* (C_s).

Astfel, pentru a determina valoarea scurgerii cu asigurarea de calcul, este necesar de calculat următorii parametri:

- asigurarea empirică a fiecărui membru al șirului $P\%$ (adică probabilitatea depășirii debitului dat de apă);
- valoarea medie a șirului Q_0 ;
- coeficientul de variație C_v ;
- coeficientul de asimetrie C_s .

Valorile $P\%$ și Q_0 permit construirea curbei empirice de asigurare, iar valorile Q_0 , C_v și C_s – potrivirea unei curbe analitice de asigurare.

Din teoria probabilității reiese că, **probabilitatea repetării unui anumit debit de apă Q este egală cu raportul numărului de cazuri de manifestare a acestui debit (m) la numărul lor total din șirul de observații (n):**

$$P(Q) = (m/n) \cdot 100. \quad (5.1)$$

Valoarea P variază de la zero, până la 100%, deoarece teoretic $n \rightarrow \infty$, iar $m \rightarrow n$, atunci $P(m=n)$ se va apropia de 100%. Dar în practica calculelor hidrologice ea niciodată nu este 100%. Ba chiar mai mult, la $n < 100$, formula (5.1) nu este suficientă pentru membrii extremi ai șirului, care cel mai des ne interesează în practică, de aceea în ea se introduce corecția pentru o apropiere maximă a valorilor empirice la cele teoretice. Dar această corecție în mare măsură depinde de tipul și parametrii repartiției inițiale a probabilităților. Se recomandă utilizarea diferitelor variații ale formula (5.1), în acord cu coraportul coeficienților C_v și C_s , adică ținând cont de cea mai bună corespundere a curbelor empirice – celor analitice. Aspectul general al acestor formule este

$$P_m = (m - a) / (n + 1 - 2a), \quad (5.2)$$

unde P_m – evaluarea probabilității depășirii membrilor, care ocupă locul m în eșantionul aranjat n ; valoarea a poate varia între zero și unitate.

În practica proiectării pe larg se aplică formula Krițki-Menkel, care corespunde așteptării matematice dorite a probabilității depășirii:

$$P = [m / (n + 1)] \cdot 100. \quad (5.3)$$

Această formulă este dedusă din presupunerea că, eșantionul utilizat din întreaga totalitate se caracterizează prin scurgere înaltă în anii umezi și mică – în anii secetoși. Formula oferă soluția mai precaută la valuri cu asigurare mare și mică.

În afară de formula (5.3), în practica calculelor hidrologice s-au aplicat formulele:

N. Cegodaev (la $C_s = 2C_v$)

$$P = [(m - 0,3) / (n + 0,4)] \cdot 100, \quad (5.4)$$

E. Blohinov (la $C_s < 2C_v$)

$$P = [(m - 0,4) / (n + 0,2)] \cdot 100, \quad (5.5)$$

A. Hazen (SUA) (la $C_s > 2C_v$)

$$P = \left[\frac{(m - 0,5)}{n} \right] \cdot 100. \quad (5.6)$$

În Europa și SUA se aplică și alte formule, de exemplu:

$$P = \frac{(m - 0,25)}{(n + 0,5)} \cdot 100 \text{ și } P = \frac{100}{(n + 1)} \cdot 100. \quad (5.7)$$

Formulele prezentate oferă deosebiri substanțiale doar la capetele curbei de asigurare în cazul șirurilor relativ scurte (sub 40-50 ani). În partea medie a curbei – ele oferă rezultate similare. La aceeași lungime a șirului, primul membru va avea asigurarea maximă la formula (5.3) și minimă – la formula (5.6), iar ultimul membru – invers.

Transformarea asigurării în frecvență a debitelor de apă (odată în n ani) se realizează prin ecuațiile:

$$1/n = P/100 \text{ la } P < 50\% \text{ sau } n = 100/P,$$

$$1/n = (100 - P)/100 \text{ la } P > 50\% \text{ sau } n = 100/(100 - P).$$

Asigurarea de calcul depinde de caracterul lucrărilor și volumul obiectului (construcții hidrotehnice, ameliorarea, captarea apei, ș.a.). Ea se reglementează prin documente normative, ținând cont de clasa construcției și cerințele de securitate.

Eroarea în determinarea valorii P poate fi cu atât mai mare, cu cât este mai scurt șirul de observații. Limitele oscilațiilor posibile ale P se evaluează din statistică, prin dimensiunile *intervalului de credibilitate*, care indică acele limite, în cadrul cărora valoarea cercetată poate varia cu diferită probabilitate. Ca regulă se aplică limitele de 5 și 95% probabilitate a intervalului de credibilitate, care se determină pentru membrul maxim și minim al șirului.

Șirurile de date hidrometrice pot conține caracteristici genetic neomogene. În acest caz curbele de asigurare empirice (și teoretice) se construiesc pentru fiecare eșantion omogen, cu aplicarea formulelor indicate anterior de asigurare empirică (ca regulă se aplică formula (5.3)) și în baza lor se construiește curba de sinteză (generalizată) a asigurării.

Aici pot fi două cazuri:

- în fiecare an sunt două și mai multe caracteristici genetic neomogene ale scurgerii, adică numărul membrilor seturilor omogene va fi același și coincide cu durata șirului ($n = n_1 = n_2 = \dots$);
- caracteristici genetic omogene se observă nu fiecare an, adică numărul membrilor seturilor omogene este diferit și nu coincide cu durata șirului.

În primul caz asigurarea empirică anuală de sinteză (generalizată) se va determina:

- în cazul a două caracteristici neomogene (două seturi)

$$P = (P_1 + P_2 - P_1 P_2) \cdot 100, \quad (5.8)$$

- în cazul a trei seturi

$$P = [1 - (1 - P_1)(1 - P_2)(1 - P_3)] \cdot 100,$$

unde P_1 , P_2 și P_3 – asigurarea empirică anuală a seturilor omogene, determinată în părți din unitate din formulele prezentate.

În al doilea caz asigurarea empirică anuală de sinteză se va determina:

- la două seturi omogene cu număr diferit de membri

$$P = (n_1P_1 + n_2P_2) / (n_1 + n_2), \quad (5.9)$$

- la prezența în șirul de observații a valorilor zero (scurgerea lipsește), adică al doilea set are valori zero

$$P = n_1P_1 / (n_1 + n_2), \quad (5.10)$$

- la trei seturi omogene

$$P = (n_1P_1 + n_2P_2 + n_3P_3) / (n_1 + n_2 + n_3), \quad (5.11)$$

unde n_1 , n_2 și n_3 – numărul membrilor seturilor omogene, iar P_1 , P_2 și P_3 – asigurarea fiecărui membru din setul corespunzător în %.

Rețelele de probabilitate se aplică pentru îndreptarea sau nivelarea curbelor empirice, care deseori au configurații complicate. Aceasta simplifică extrapolarea grafică a curbei de asigurare peste limitele de observații la determinarea debitelor de apă de asigurare mică sau mare, precum permite și determinarea grafică a coeficienților C_v și C_s .

Esența construirii rețelelor de probabilitate constă în transformarea scării variabilei aleatorii (Q sau K) – scării ordonatelor și (sau) scării asigurărilor – scării absciselor astfel, încât curba de repartiție a probabilităților să se transforme într-o linie dreaptă. În cazul îndreptării complete, parametrii acestei curbe (acum – drepte) pot fi determinați grafic. Dacă are loc doar o nivelare a curbei (fără transformarea ei în linie dreaptă), atunci parametrii pot fi determinați prin metoda grafo-analitică.

În practica calculelor hidrologice se utilizează, predominant, următoarele trei tipuri de rețele de probabilitate (cel mai larg se aplică al doilea tip):

- rețeaua de probabilitate a legii normale de repartiție;
- rețele de probabilitate, care îndreaptă curbele de gama-repartizare la diferite raporturi a coeficienților de variație și asimetrie (Rojdestvenski-Cebotarev);
- rețeaua de probabilitate a legii logaritmico-normală de repartiție (rețea pentru curbe cu o asimetrie considerabilă); se folosesc, ca regulă, la $C_v > 0,5$ și $C_s > 2C_v$;

De menționat, că în prezent aceste calcule, precum și rețelele se construiesc utilizând calculatoarele și softurile respective.

Schema construirii rețelei (unui nou sistem de coordonate) constă în transformarea curbei de asigurare, construită la anumite valori ale parametrilor săi, în coordonate carteziene (egale), la care nu are loc îndreptarea curbei, într-o dreaptă arbitrară prin atribuirea la rețea a unei scări speciale pe axele absciselor sau ordonatelor. Scara nou obținută, de rând cu cea veche, formează un nou sistem de coordonate, la care curba de asigurare, a legii date de repartiție, indiferent de coeficientul de variație și valoarea medie a scurgerii, dar la valori stabilite a coeficientului de asimetrie sau la un raport stabilit cu coeficientul de variație – se transformă într-o linie dreaptă.

În fig. 9 este indicată schema transformării scării absciselor și construirea rețelei de probabilitate a legii repartiției normale cu parametrii curbei: $\bar{K} = 1$, $C_v = 1$ și $C_s = 1$. Transformarea scării asigurării se realizează printr-o dreaptă arbitrară, situată în partea dreaptă a graficului. În sistemul nou de coordonate curba de asigurare a legii normale de repartiție se transformă într-o dreaptă, iar unghiul de înclinare determină scara asigurării. Sistemul de coordonate obținut formează o rețea a probabilității legii normale de repartiție. Ea poate fi folosită și pentru construirea curbelor la C_s , care puțin deviază de zero. De aceea, așa rețea deseori se numește rețea a probabilității pentru curbele cu o asimetrie moderată.

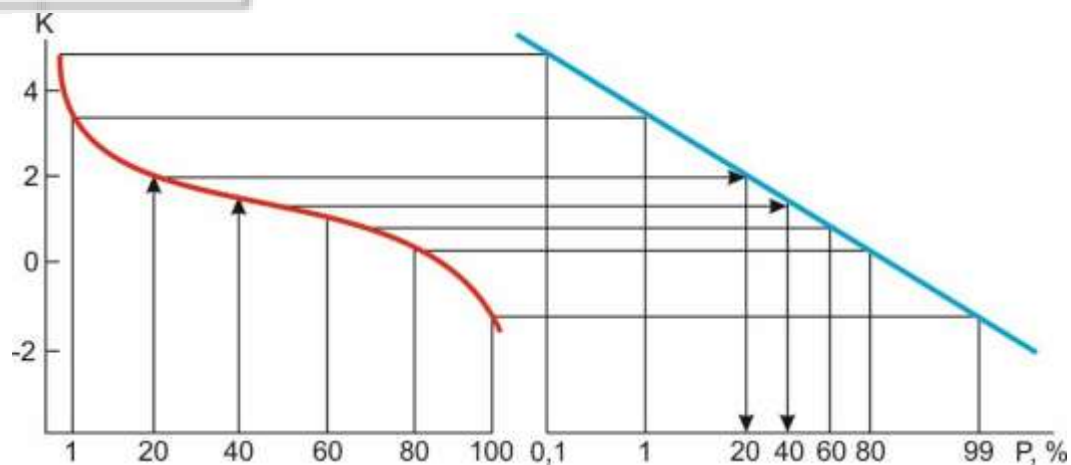


Fig. 9. Schema construirii rețelei probabilităților legii normale de repartiție

De menționat, că la o asimetrie pozitivă ($C_s > 0$) curbele de asigurare pe rețeaua probabilității legii normale de repartiție vor avea o formă concavă către axa asigurării, iar la asimetrie negativă ($C_s < 0$) – convexă. Curbura va fi cu atât mai mare, cu cât este mai mare C_s . Curbele de asigurare se comportă la fel și pe alte rețele, numai că acolo criteriu va fi nu $C_s = 0$, dar acea valoare, pentru care s-a construit rețeaua.

La scara adoptată fixă a axelor coordonatelor (adică pentru tipul concret al rețelei de probabilitate), unghiul pantei liniei drepte va determina valoarea coeficientului de variație. Această proprietate a rețelei permite construirea axei de valori a coeficientului C_v și din unghiul pantei liniei, care corespunde amplasării punctelor empirice, putem determina valoarea lui, fără realizarea calculelor.

La valorile coeficientului C_s , cu mult peste 0, se aplică alt procedeu de construire a rețelelor. În baza rețelelor de repartizare normală se transformă scara ordonatelor (debitelor de apă sau a coeficienților moduli). Această schemă de transformare pentru $\bar{K} = 1$, $C_v = 1$ și $C_s = 2C_v$ se prezintă în fig. 10. Curba binomială nu va fi o dreaptă pe rețeaua probabilităților legii normale de repartiție din cauza asimetriei sale. Unghiul pantei dreptei superioare, care transformă scala ordonatelor, va determina pasul scării. În sistemul de coordonate obținut, curba binomială se va îndrepta la diferiți coeficienți de variație. Adoptând valori fixe ale scării axei ordonatelor, putem obține scara acestui parametru, prin construirea dreptelor pentru diferite valori ale C_v .

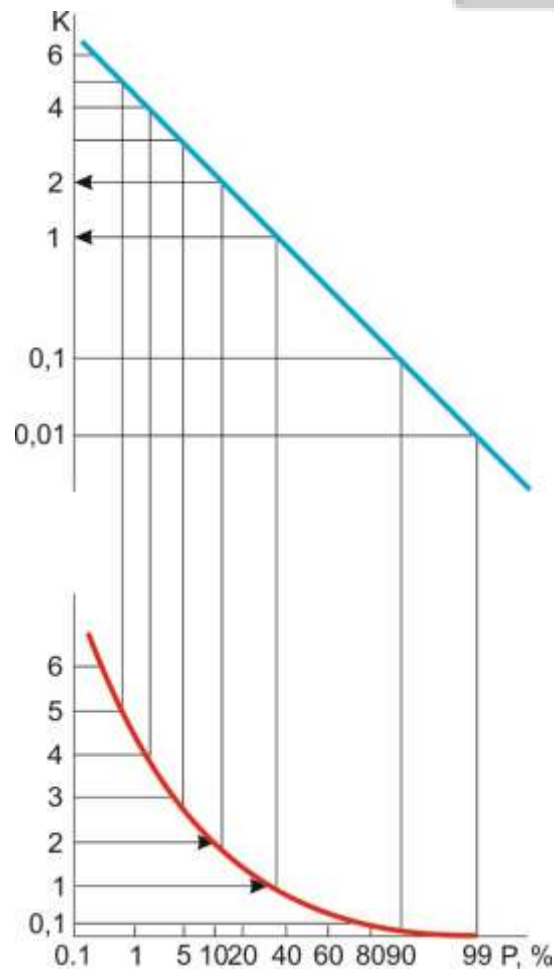


Fig. 10. Schema construirii rețelei de probabilitate a legii repartiției binomiale

Analogic putem obține rețele de probabilități pentru diferite coraporturi ale coeficienților C_v și C_s . De exemplu Rojdestvenskii și Cebotarev au construit rețelele probabilităților, care îndreaptă curbele gama repartiției la coraportul C_s/C_v , egal cu 1,0; 1,5; 3,0; 4,0. Acest set de rețele poate fi util pentru prelucrarea majorității șirurilor scurgerii, care au asimetrie pozitivă. Aplicând același procedeu putem construi rețele similare pentru asimetrie negativă.

Curbele de asigurare pot fi construite nu numai în coeficienți moduli, dar și în debite de apă sau module ale scurgerii. La aplicarea coeficienților moduli, debitele de apă cu o asigurare dată se determină din ecuația

$$Q_p = K_p \bar{Q}, \quad (5.12)$$

unde K_p – coeficient modul cu o asigurare indicată $P(\%)$, citit de pe curba teoretică; \bar{Q} (sau Q_0) – norma sau debitul multianual de apă.

Tipurile curbelor de repartiție (asigurare), care se aplică în practica calculelor hidrologice, sunt diferite, deoarece caracterul repartiției scurgerii în timp este foarte divers și depinde de caracteristica analizată a scurgerii, la fel și de condițiile fizico-geografice de formare a ei:

- curba de asigurare binomială (curba de repartiție Pearson III);
- gama repartiție (curba de asigurare Krițkii-Menkel);
- curba de asigurare normal-logaritmică (repartiția log-normală);
- altele.

Curbele indicate pot fi prezentate în următoarea formă:

- curbe de asigurare condiționate și necondiționate;
- curbe de asigurare compozite;
- curbe de asigurare scurtate;
- curbe de asigurare empirice de sinteză (generalizate).

Toate schemele matematice de repartiție sunt formale și reprezintă un procedeu tehnic de nivelare și extrapolare a curbilor empirice de asigurare, adică reprezintă un șablon matematic (elaborat special pentru descrierea proceselor aleatorii) și care poate fi aplicat așa, după cum corespund datelor observațiilor. Din aceste considerente, criteriu de bază la alegerea tipului curbei, este corespunderea maximă a curbei teoretice (analitice) – curbei de repartiție a punctelor empirice. Trebuie de tins spre includerea minimă a parametrilor în ecuația curbei de asigurare analitică.

Curba binomială de repartiție poate fi simetrică (normală) și asimetrică. Ecuația curbei normale:

$$y = y_0 \exp\left(-x^2 / (2\sigma^2)\right), \quad (5.13)$$

unde y_0 – ordonata maximă; $x/\sigma = \pm t$ – indică limitele oscilației valorii variabile, adică limitele credibile sau intervalul credibil. Probabilitatea, care corespunde acestei limite se numește *probabilitate credibilă*.

Ecuația curbei binomiale asimetrice:

$$y = y_0 \left(1 + x/d\right)^{a/d} \exp(x/d), \quad (5.14)$$

unde d – raza asimetriei; a – distanța de la modă până la limitele extinderii curbei spre stânga.

Pentru construirea curbei binomiale de repartiție este necesar de calculat, din datele monitoringului, valorile parametrilor și de realizat integrarea lor. În anul 1923 Foster A. (SUA) a realizat integrarea primei ecuații și a alcătuit tabelul ordonatelor curbei de repartiție. Foster, le-a exprimat în devieri de la centru pentru valorile $C_v=1,0$ și valori diferite ale C_s și asigurării P (în %), adică a realizat un tabel al valorilor $y_\Phi = f(C_s, P) = (K_p - 1)/C_v$, de aici $K_p = y_\Phi C_v + 1$. Deci, pentru determinarea coeficientului modul dorit K , cu o asigurare $P(\%)$ este necesar de înmulțit valorile ordonatelor din tabelul Foster y_Φ la coeficientul de variație C_v (deoarece ele sunt proporționale valorii C_v) și de adăugat 1,0 (deoarece ele sunt exprimate în devieri de la $K=1,0$)

Curba binomială este limitată dintr-o parte, având limita de jos a funcției de repartiție. La $C_s < 2C_v$ ea intersectează axa asigurărilor până la 100%, de aceea există transformări a ei.

În 1946 Krițkii și Menkel au propus un nou tip al curbei de repartiție, obținut din curba Pearson III la $C_s=2C_v$ și $\bar{X} = 1$, transformând-o într-un mod deosebit: $X = az^b$, astfel încât a trebuie să fie așa, ca $\bar{X} = \overline{az^b} = 1$. Această transformare se exprimă deja prin trei parametri: Q , C_v și C_s . Tot acești autori au elaborat și tabelele ordonatelor a curbilor de asigurare pentru C_v de la 0,1 până la 2,0 la diferite coraporturi C_s/C_v .

Deosebirea curbei Krițkii și Menkel de curba Pearson tip III, constă în valori pozitive pe care le are ea. Diferențe în valori se observă doar la extremitățile curbei, în zona asigurărilor mari și mici, și depinde de coraportul C_s/C_v . La $C_s/C_v < 2$, ordonatele curbei Krițkii și Menkel sunt mai mici în zona $P < 1\%$ și mai mari la $P > 99\%$. La $C_s > 2C_v$ totul va fi invers. Această curbă se mai numește – *curba gama-repartiții*.

La curba logaritmică-normală în loc de variabila x se aplică $\lg x$, și ecuația are forma:

$$y = y_0 \exp\left[-(\lg x)^2 / (2\sigma^2)\right], \quad (5.15)$$

unde

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum(\lg x - \overline{\lg x})^2}{n}},$$

iar $\overline{\lg x}$ – media logaritmilor valorii variabile.

Curba binomială de asigurare și curba Krițkii-Menkel – sunt cele mai larg aplicate în calculele hidrologice. Restul tipurilor de curbe se aplică doar la soluționarea unor probleme înguste.

Influența C_v și C_s la forma curbelor. La potrivirea curbelor analitice de asigurare este necesar de știut, cum valorile coeficienților C_v și C_s influențează forma curbei (fig. 11). Odată cu creșterea coeficientului C_v , crește și panta curbei de asigurare în raport cu linia orizontală (când $C_v=0$ și $K=1$), deci, brusc se schimbă ordinatele curbei de asigurare la trecerea de la o asigurare la alta. Deosebit de evident aceasta se manifestă la capetele curbei – în zona asigurărilor extreme. De aceea, **cu cât este mai mare coeficientul C_v , cu atât mai mult eroarea în determinarea lui se regăsește în valorile de calcul ale scurgerii.**

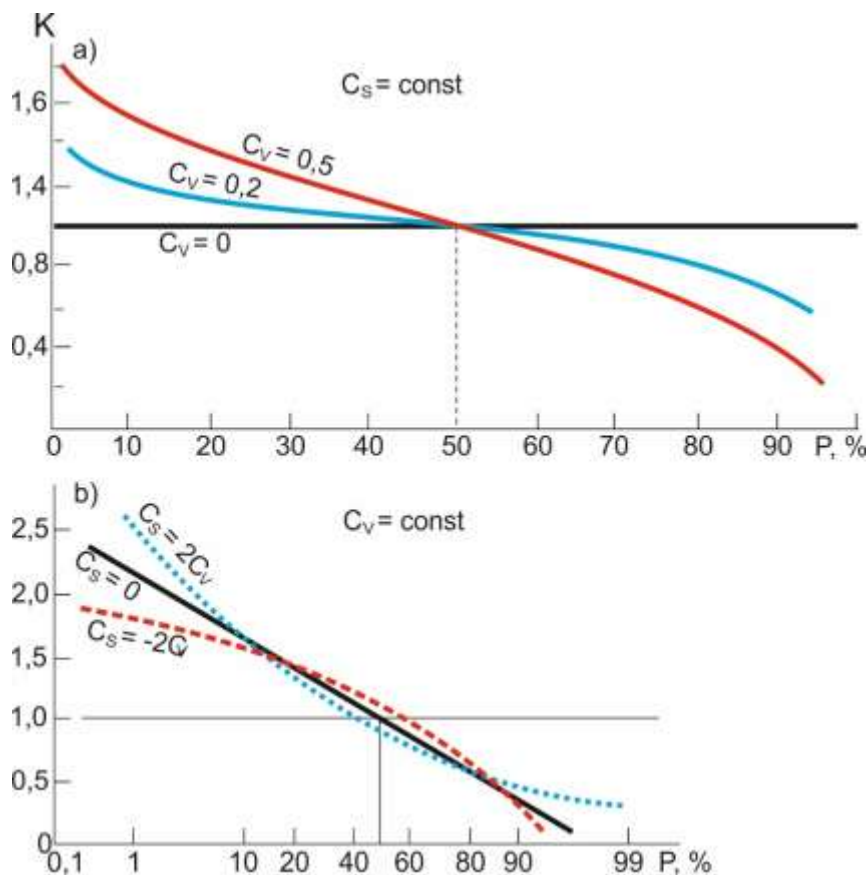


Fig. 11. Influența coeficientului de variație (a) și asimetrie (b) asupra formei curbei de asigurare

Curba de asigurare la $C_s=0$ intersectează orizontala (la $K=1,0$) în punctul $P=50\%$, deoarece această curbă este simetrică. Crește coeficientul C_s – se mărește curbura curbei, adică se măresc ordinatele extreme și se micșorează ordinatele din partea centrală. Cu cât este mai mare coeficientul C_s , cu atât mai abruptă este curba în partea superioară și mai domoală partea inferioară a curbei de asigurare. Punctul de intersecție a curbei cu linia orizontală la $K=1,0$ se deplasează spre stânga în zona $P<50\%$, deoarece crește asimetria curbei.

La $C_s<0$ curba de asigurare are o formă concavă în partea centrală și valori mici a ordinatei în părțile superioară și inferioară. La una și aceeași valoare a coeficientului C_v , dar diferite valori ale coeficientului C_s , curbele se intersectează în două puncte (fig. 10 b).

Astfel, din datele observațiilor se calculează coeficienții C_v și C_s (adică al doilea și al treilea moment a curbei empirice de repartiție, care sunt indicate ca momentul doi și trei a repartiției matematice, sau (este una și aceeași) curbei teoretice, analitice de repartiție) și, folosind tablele cu integrale a curbei binomiale (sau alta corespunzătoare) de asigurare, se trasează curba teoretică, care poate fi extrapolată până la limitele sigure de asigurare.

Valorile coeficienților C_v se calculează, după cum s-a menționat, prin metoda momentelor sau prin metoda aproximării maxime. Metoda momentelor se aplică la $C_v < 0,5$, deoarece la valori mai mari rolul membrilor extremi a eșantionului devine neproportional de mare. Acest neajuns se diminuează la metoda aproximării maxime, care se aplică la $C_v > 0,5$, cu toate că teoretic ambele metode pot fi aplicate la orice valori ale C_v . Dar, deoarece la valori mici ale C_v ele dau aceleași rezultate, atunci metoda momentelor este mai simplă în aplicarea practică și este rațional de a introduce defalcarea sferei lor de aplicare.

Determinarea coeficientului C_v prin metoda momentelor se realizează prin formula:

$$C_v = \sigma_Q / \bar{Q} = \sqrt{\sum_{i=1}^n \left[\left(\frac{Q_i}{\bar{Q}} \right) - 1 \right]^2 / n} = \sqrt{\sum (K_i - 1)^2 / n}, \quad (5.16)$$

unde K_i – coeficient modul; Q_i – valori anuale ale debitelor de apă; \bar{Q} – norma (debitul mediu multianual) scurgerii; n – perioada de monitoring.

În practică, însă, lungimea șirului de observații este mică, adică dispunem nu de totalitatea generală de date dar doar de un eșantion, cu o durată mică și valoarea σ_Q are o eroare δ . Din statistică este știut că această eroare constituie

$$\delta = \sqrt{n / (n - 1)}$$

și la $n=30$ valoarea $\delta=1,6\%$, iar la o lungime mai mică a șirului ea crește considerabil. De aceea, la o lungime mai scurtă de 30 ani, coeficientul C_v se calculează din formula

$$C_v = \sqrt{\sum (K - 1)^2 / (n - 1)}. \quad (5.17)$$

Această formulă, în prezent se aplică practic la toate calculele.

Sun propuneri de a evidența δ nemijlocit în formula de calcul a coeficientului C_v :

$$C_v = \sqrt{\frac{n}{n-1} \left(\frac{\sum Q_i^2}{n\bar{Q}^2} - 1 \right)}. \quad (5.18)$$

La valori mari a coeficientului de variație ($C_v > 0,5$) și asimetrie ($C_s > 2C_v$), precum și la coeficientul de autocorelație $r > 0,3$ devierea negativă în evaluarea coeficienților de variație și asimetrie poate ajunge la câteva zeci de procente. Din aceste considerente este necesar de introdus corecții, care înlătură erori sistematice în calculul acestor parametri. Așa, Rojdestvenski A., indică, că la aplicarea legii binomiale de repartiție cu parametrii $\bar{K} = 1,0$; $C_v = 1,0$ și $C_s = 4C_v$, devierea negativă a evaluării C_v , obținută din eșantionul cu o durată de $n=25$, chiar și pentru consecutivitățile independente ($r=0$) constituie 20% din evaluarea eșantionului C_v . La valori mai mari ale coeficientului de variație și lungimi mai mici a șirului, erorile sistematice cresc și mai mult. Aceasta se observă în regiunile de stepă și semideșert.

Introducerea corecțiilor la deviere condiționează o corespundere mai bună a curbelor teoretice punctelor empirice la construirea curbelor de asigurare. Funcția dintre evaluările deviate și nedeviate a coeficienților C_v și C_s poate fi reprezentată grafic (fig. 12 a), iar aproximarea analitică a funcției servește ecuația de tipul

$$\tilde{C}_v = (a_1 + a_2/n) + (a_3 + a_4/n)C_v + (a_5 + a_6/n)C_v^2. \quad (5.19)$$

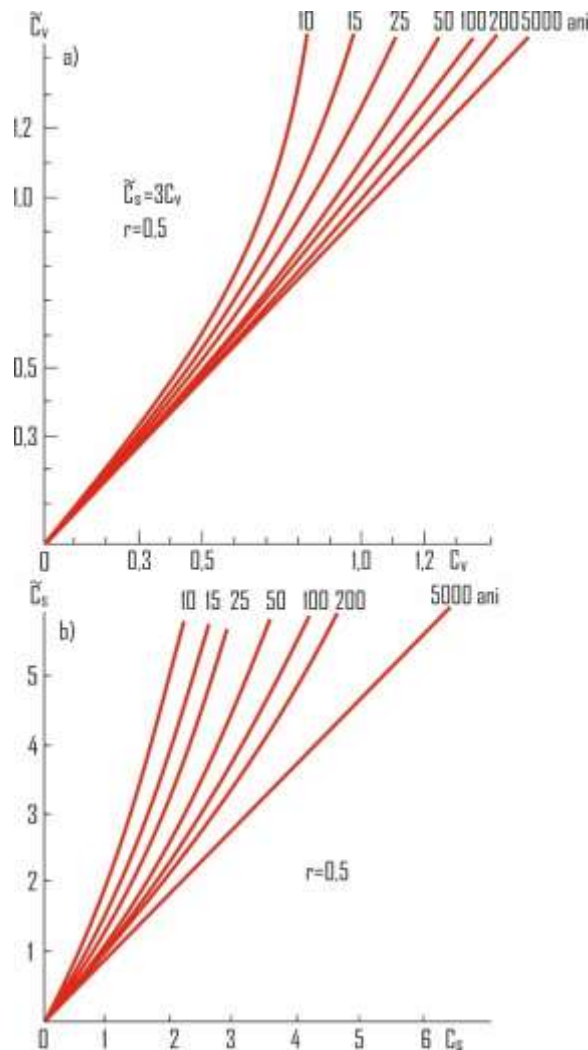


Fig. 12. Funcția dintre evaluările deviații și nedeviați a coeficienților de variație (a) și asimetrie (b) pentru distribuirea Pearson tip III

Coeficienți a_1, a_2, \dots, a_6 se determină după principiul pătratelor minime. Valorile lor depind de coraportul C_s/C_v și coeficientul de autocorelație. Valorile de calcul a acestor coeficienți se indică în îndrumătoare statistice speciale.

Coeficientul de simetrie mai poate fi determinat, dacă al treilea moment central poate fi exprimat în unități relative, împărțind-ul la σ^3 sau C_v^3 , și aplicând coeficientul modul:

$$C_s = \frac{\sum(K-1)^3}{(C_v^3 n)}. \quad (5.20)$$

Pentru micșorarea devierii negative se introduce corecția δ , și formula obține forma:

$$C_s = \frac{n \sum_i^n (K-1)^3}{[C_v^3 (n-1)(n-2)]} \quad (5.21)$$

unde $\delta = n^2 / (n-1)(n-2)$.

Însă la valori mai mari ale coeficienților C_v și C_s ($C_v > 0,7$, $C_s > 2C_v$), o evaluare nedeviată a \tilde{C}_s ne oferă expresia analitică, care descrie funcția grafică nominalizată (fig. 11 b):

$$\tilde{C}_s = \left(b_1 + \frac{b_2}{n}\right) + \left(b_3 + \frac{b_4}{n}\right) C_s + \left(b_5 + \frac{b_6}{n}\right) C_s^2. \quad (5.22)$$

Coeficienții b_1, b_2, \dots, b_6 se determină analogic coeficienților a_1, a_2, \dots, a_6 .

Valoarea coeficientului C_s poate fi mai mare și mai mică de zero. **Asimetria pozitivă se observă în cazul, când anii cu ape mari se manifestă mai rar decât cei cu ape mici, adică mai frecvente sunt valorile mai mici de media șirului. În caz contrar asimetria va fi negativă.**

Metoda aproximării maxime, care permite o diminuarea oarecare a erorilor aleatorii în evaluarea coeficienților C_v și C_s la valorile lor înalte, a fost elaborat de Krițki S. și Menkel M. Blohinov E., a propus un procedeu simplificat, care se aplică la evaluarea parametrilor gama-repartizării. El se bazează pe aplicarea statisticilor λ_2 și λ_3 . Ele depind una de alta și coraportul lor variază în funcție de schimbarea C_v și C_s/C_v :

$$\lambda_2 = \sum_1^n \lg K_i / (n - 1) \text{ și } \lambda_3 = \sum_1^n K_i \lg K_i / (n - 1). \quad (5.23)$$

Statistica λ_1 este media șirului, adică $\lambda_1 = \sum_1^n Q_i / n$.

Nomogramele de calcul pentru determinarea λ_2 și λ_3 se determină din îndrumare statistice.

Erorile aleatorii medii pătrate a coeficientului C_v , la aplicarea metodei momentelor se determină:

- fără evidențierea autocorelației (lipsește sau este mică)

$$\sigma_{C_v} = C_v \sqrt{\frac{1+C_v}{2n}}; \quad (5.24)$$

- cu evidența autocorelației

$$\sigma_{C_v} = \frac{C_v}{n+4C_v^2} \sqrt{\frac{n(1+C_v^2)}{2}} \left(1 + \frac{3C_v r^2}{1+r}\right). \quad (5.25)$$

La determinarea coeficientului C_v prin metoda aproximării maxime în evaluarea erorilor standard se aplică formula

$$\sigma_{C_v} = C_v \sqrt{\frac{3}{2n(3+C_v^2)}}. \quad (5.26)$$

Date mai complete despre erorile medii pătrate a parametrilor curbei de asigurare pot fi obținute prin experimente statistice.

Valoarea coeficientului C_v influențează precizia calculării scurgerii. Cu cât este mai mic C_v și mai lung șirul de observații, cu atât este mai mică σ_{C_v} . Durata necesară a perioadei de observații la valoarea indicată a erorii medie pătrată (fără evidența autocorelației) poate fi determinată din funcția

$$n = 10^4 C_v^2 / \sigma_{Q_0}^2. \quad (5.27)$$

La coeficientul C_v de al 0,25 și σ_{Q_0} până la 5% este suficient de avut de la 10 până la 25 ani de observații (la respectarea cerințelor reprezentativității). Însă la aceeași precizie, dar coeficient de variație egal cu 0,5-0,6 este necesar de avut un șir deja de 100-150 ani durată. În lipsa șirului date este necesar de micșorat precizia calculului.

Calculul coeficientului C_s poate fi realizată prin formulele (5.20)-(5.22), iar eroarea medie de calcul poate fi determinată, de exemplu, prin formula Krițki-Mekel

$$\sigma_{C_s} = \sqrt{\frac{6(1+6C_v^2+5C_v^4)}{n}} \cdot 100. \quad (5.28)$$

Respectiv, eroarea coeficientului de asimetrie va crește odată cu micșorarea lungimii șirului și la valori mici a coeficientului de variație.

Calcululele indică că, la orice coeficient C_v și $n < 50$, eroarea coeficientului de asimetrie constituie zeci și sute procente, de aceea în practică coeficientul C_s se determină din coraportul cu coeficientul C_v (adică C_s/C_v), prin procedeul corespunderii curbei teoretice (analitice) de asigurare la punctele empirice. Drept coraport de calcul se selectează acela, la care are loc îndreptarea curbei (dacă se utilizează o rețea specială), sau se ajunge la o corespondere mai bună a curbei analitice la poziția punctelor empirice.

Putem simplifica sau accelera identificarea (aproximarea) curbei analitice și determinarea parametrilor ei, dacă vom aplica *metoda grafoanalitică*, elaborată de G. Alexeev. În prezent este depășit, după apariția softurilor statistice avansate, dar ca esență trebuie de știut principiile metodei. Acest procedeu reprezintă o variație a metodelor quartilelor și se bazează pe aplicarea funcției valorilor parametrilor din eșantion cu valorile quartilelor corespunzătoare. El se aplică la determinarea parametrilor curbelor binomiale și log-normale de asigurare. De remarcat, **că curba analitică de repartiție presupusă, cel puțin în trei puncte coincide cu curba empirică, care nivelează aceste puncte. Aceste puncte sunt ordinatele curbei de asigurare (quartilele), situate la distanță egală (pe axa asigurărilor) de la centru (mediana) de repartiție (50%).** Echidistante pot fi ordinatele 5 și 95% sau 10 și 90%, adică de la capetele curbei.

La folosirea procedurii grafoanalitic, în primul rând se determină *coeficientul Skewness* (de deviere a asimetriei) S , care caracterizează asimetria curbei de repartiție

$$S = (Q_{5\%} + Q_{95\%} - 2Q_{50\%}) / (Q_{5\%} - Q_{95\%}). \quad (5.29)$$

Valorile debitelor de apă cu asigurarea 5, 50 și 95% se citesc de pe curba nivelată de asigurare empirică a probabilităților.

Prezența dependenței funcționale indiscutabile dintre C_s și S permite, cunoscând S de obținut C_s . Tabelele corespunzătoare se găsesc în îndrumătoarele statistice.

Alți parametri standard se calculează din formulele:

- pentru curba binomială:

$$\sigma_{\bar{Q}} = (Q_{5\%} - Q_{95\%}) / (\Phi_{5\%} - \Phi_{95\%}), \quad (5.30)$$

$$\bar{Q} = Q_{95\%} - \sigma_{\bar{Q}} \Phi_{50\%}, \quad (5.31)$$

unde Φ – devierile relative a ordinelor corespunzătoare a curbei binomiale de asigurare de la centru la $C_v=1$ și anume C_s ;

- pentru curba de asigurare log-normală:

$$\sigma_{\bar{Q}} = (Q_{5\%} - Q_{95\%}) / (\Psi_{5\%} - \Psi_{95\%}), \quad (5.32)$$

$$\bar{Q} = Q_{50\%} - \sigma_{\bar{Q}} \Psi_{50\%}, \quad (5.33)$$

unde Ψ – devierile normate ale ordonatelor respective.

Valorile Φ și Ψ sunt indicate în îndrumătoare speciale. Coeficientul C_v se calculează din $\sigma_{\bar{Q}}$ și \bar{Q} determinate deja ca

$$C_v = \sigma_{\bar{Q}} / \bar{Q}.$$

Curba analitică de asigurare obținută din acești parametri se acceptă în calitate de curbă de calcul, dacă $(\bar{Q} - \bar{Q}_1) < 0,02\bar{Q}$. Aici \bar{Q} – debit mediu multianual de apă din șirul de observații, iar \bar{Q}_1 – se determină prin formulele (5.31), (5.33).

Precizia calculelor depinde de gradul de încovoiere a curbei empirice nivelate și de configurația ei. Cu cât curba se apropie mai mult de o linie dreaptă, cu atât mai sigur va fi rezultatul. De aceea, determinând parametrii curbei prin procedeul descris, ea trebuie construită și verificate corespunderea punctelor empirice, îndeosebi la capetele repartiției.

5.2 Determinarea parametrilor curbei de asigurare a scurgerii anuale la prezența și insuficiența datelor hidrologice

La prezența datelor monitoringului scurgerii, dacă sunt suficiente (reprezentative) pentru realizarea calculelor, debitul mediu multianual de apă se determină prin metodele descrise în cap. III. Valoarea coeficientului C_v se calculează prin metoda momentelor sau aproximării maxime, sau grafoanalitic (metoda quartilelor), descrise anterior.

Valoarea admisibilă a erorii medii pătrate a coeficientului C_v a scurgerii anuale se consideră nu mai mult de 15% (adică $\sigma_{C_v} \leq 15\%$). Deci, drept criterii cantitativi pentru aprecierea suficienței șirului de date disponibile de monitoring a scurgerii anuale sunt $\sigma_{\bar{Q}} \leq 10\%$ și $\sigma_{C_v} \leq 15\%$.

Valoarea coeficientului C_s se determină în raport cu C_v . Pentru scurgerea anuală acest coraport constituie $C_s = 2C_v$. Justificarea acestui coraport a menționat-o încă Pearson. În continuare Krițki și Menkel au demonstrat că, valoarea dublă a C_v pentru curba binomială reprezintă limita de jos a valorii $C_s = 0$, de aceea la determinarea scurgerii anuale cu o asigurare de calcul, ca regulă, se aplică curba binomială de repartiție.

La insuficiența perioadei de monitoring a scurgerii, pentru determinarea caracteristicilor sale de calcul, se aplică metoda analogiei hidrologice – se realizează racordarea șirului scurt la un șir lung din bazinul analog. Aici pot fi aplicate următoarele procedee de racordare a coeficientului C_v (despre racordarea mediei aritmetice s-a menționat în cap. IV):

- calcularea coeficientului C_v din șirul prelungit;
- aplicarea funcțiilor analitice la calculul C_v ;
- procedeul grafoanalitic.

Cerințele față de bazinul analog se păstrează aceleași, ca și în cazul calculării normei scurgerii anuale. Aici un rol important revine sincronității oscilațiilor scurgerii din punctele analizate.

Primul procedeu este mai simplu, deoarece la aplicarea lui se utilizează un șir restabilit, obținut din funcția de legătură cu râul analog, pentru calculul normei scurgerii anuale și coeficientul C_v se calculează deja reieșind din acest șir prelungit. Drept că, valoarea C_v aici poate fi subestimată, deoarece valorile scurgerii pentru anii racordați se citesc de pe curba nivelată și nu țin cont de punctele ce se abat. De aici – cu cât fi mai scurtă perioada restabilită și mai mare corelația a legăturii, cu atât mai sigur se va determina coeficientul C_v .

La procedeul analitic de calcul se aplică formula de racordare, bazată pe analiza raportului dintre variabilitatea scurgerii din perioada scurtă, care corespunde perioadei de observații în secțiunea de calcul, și cea lungă – la postul-analog:

- pentru analog se determină

$$K_a = C_{vn} / C_{vN}$$

- pentru secțiunea de calcul

$$C_v = K_a C'_{vn},$$

unde C'_{vn} - coeficientul de variație din perioada scurtă în secțiunea de calcul.

În cazul aplicării metodei grafoanalitice de determinare a coeficientului C_v , la început se construiește graficul funcției din perioada observațiilor comune în punctul de observații și în punctul analog, folosind datele debitelor de apă sau modulul scurgerii. De menționat, că **amplitudinea oscilațiilor scurgerii anuale a râului analog trebuie să fie acoperită cu cel puțin 70-80% din datele râului de calcul. Iar corelația trebuie să fie mai mare de 0,8.** Doar în acest caz legătura poate fi considerată sigură.

În cazul unei funcții liniare calculul se va realiza prin ecuația

$$C_v = b C_{va} \bar{Q} / Q_0, \quad (5.34)$$

unde C_v - coeficient de variabilitate în secțiunea de calcul; C_{va} - coeficient de variabilitate în secțiunea râului analog; \bar{Q} - norma scurgerii râului analog; Q_0 - debitul mediu multianual de apă în secțiunea de calcul, determinat din graficul funcției cu râul analog. Dacă dreapta va traversa graficul sub un unghi de 45° , atunci $b=1$.

În cazul funcției în formă de curbă se va folosi ecuația

$$C_v = C_{va} \left(\frac{\bar{Q}_a}{Q_0} \right)^n. \quad (5.35)$$

La prezența șirului de observații sincronice din râurile analizate cu o durată de 10-15 ani, pentru calculul C_v se aplică formula care ține cont de legătura strânsă cu râul analog prin corelația par sau total:

$$C_v = \frac{\sigma_n}{\bar{Q} \sqrt{1-r^2 \left(1 - \frac{\sigma_{na}^2}{\sigma_{Na}^2} \right)}}, \quad (5.36)$$

unde \bar{Q} - norma (debitul mediu multianual de apă) din secțiunea de calcul, determinată din funcția cu râul analog; σ_n și σ_{na} - eroarea medie pătrată din perioada observațiilor comune pe râul de calcul și râul analog; σ_{Na} - eroarea medie pătrată a normei scurgerii râului analog; r - coeficient de corelație dintre debitele medii de apă în secțiunile analizate în perioada de observații comune, n ani.

Pentru racordarea la o perioadă multianuală poate fi aplicată metoda grafoanalitică:

- din graficul funcției cu bazinul-analog, pentru secțiunea de calcul se restabilesc trei ordinate $Q_{5\%}$, $Q_{50\%}$, $Q_{95\%}$, care corespund celor trei ordinate ale punctului analog $Q_{5\%a}$, $Q_{50\%a}$, $Q_{95\%a}$;
- din ordinatele scurgerii anuale în secțiunea de calcul se determină coeficientul Skewness S , apoi C_v .

Coeficientul C_s la șirurile scurte de monitoring se identifică din coraportul cu coeficientul C_v în baza analizei acestor coraporturi dintr-un șir de puncte, care se află în condiții fizico-geografice similare. Pentru calcule se aprobă coraportul caracteristic.

5.3 Determinarea C_v și C_s în cazul lipsei datelor monitoringului hidrologic

Oscilațiile scurgerii anuale în timp depind de variabilitatea factorilor climatici (mai precis a variației coraportului dintre precipitații și evaporare) și gradului de regularizare naturale a scurgerii din regiunea dată. Regularizarea naturală a scurgerii este determinată de capacitatea de regularizare a bazinului și rezervele apelor subterane, care alimentează râurile. Repartizarea în teritoriu a factorilor climatici și apelor subterane din zona schimbului activ cu cele de suprafață, au un caracter vădit zonal. Din aceste considerente variabilitatea scurgerii anuale, ca și însăși scurgerea, variază în teritoriu în acord cu lega zonalității geografice sau zonalității verticale. Prezența acestor legități permite cartarea coeficientului C_v . De rând cu aceasta, capacitatea de regularizare a bazinului este influențată și de factorii locali: suprafața bazinului, lacurile, carstul, solurile, mlaștinile și ați reglatori ai scurgerii, care acumulează sau deversează rezervele de apă acumulate.

Influența suprafeței bazinului se manifestă, în primul rând, prin faptul că odată cu creșterea ei – se mărește și alimentarea subterană, din contul adâncirii bazei de eroziune a albiei, care este mai stabilă în timp, decât alimentarea de suprafață. Deci, se va micșora variabilitatea scurgerii totale. Odată cu creșterea suprafeței de recepție se nivelează particularitățile locale din bazin, deoarece se micșorează ponderea suprafețelor din bazin, cu oarecare condiții specifice de formare a scurgerii. La fel influențează și alți factori – lacuri, carstul, ș.a., care sunt acumulatori ai scurgerii și o influențează ca regularizatori. Cu cât aria bazinului de recepție este mai mică – cu atât mai pronunțat scurgerea este influențată de particularitățile locale

De menționat, că în regiunile cu umiditate insuficientă, unde apele subterane sunt drenate doar în cazul dimensiunilor mare ale bazinului, influența de regularizare a bazinelor râurilor mici este minimă sau lipsește, și de aceea legătura (funcția) coeficientului C_v cu suprafața bazinului poate lipsi. Același lucru poate avea loc și în cazuri contrare – în regiunile cu alimentare subterană intensivă, la o poziție aproape de suprafață a apelor subterane, ce condiționează buna lor drenare la o eroziune mică a râului, adică la dimensiuni mici a bazinului de recepție.

De menționat că, per ansamblu valoarea C_v nu este influențată în așa măsură de suprafața bazinului ca umiditatea teritoriului, care poate fi reflectată prin scurgerea specifică anuale sau coeficientul scurgerii anuale, sau prin evidența variabilității precipitațiilor atmosferice, deficitului de umiditate, etc.

Deci, coeficientul de variabilitate (variație) a scurgerii anuale a râurilor nestudiate poate fi determinat din hărțile cu izolinii sau din funcțiile empirice regionale, care realizează legătura dintre valoarea coeficientului de variație C_v cu factorii determinativi.

Intensitatea micșorării coeficientului de variație C_v odată cu creșterea suprafeței bazinului (reducția spațială a coeficientului C_v) este mică și indicele gradului de reducere este în limitele 0,06-0,1.

Influența lacurilor asupra C_v , poate fi redată prin formulă de calcul, care ține cont de ponderea lacurilor:

$$C_v = 0,78 - 0,29 \lg M_0 - 0,063 \lg(F + 1) - 0,08 \lg(f_{lac} + 1). \quad (5.37)$$

În această formulă în loc de constanta 0,78 mai târziu s-a propus parametrul b , care se determină din râurile analog.

În 1962, K. Voskresenski, a elaborat formula de sinteză a calculării coeficientului de variație C_v pentru râurile nestudiate pe tot spațiul ex-URSS:

$$C_v = \frac{A}{q^{0,4}(F+1000)^{0,1}}, \quad (5.38)$$

unde A – parametru, care se determină pe cale inversă din râurile-analog (pentru tot spațiul ex-URSS el variază de la 1 la 3); q – modulul mediu multianual al scurgerii, care se determină de pe hartă sau din funcțiile regionale.

Formula (5.38) a fost introdusă în documentele normative de calcul a caracteristicilor hidrologice principale la proiectări în construcții, inclusiv renumitul СНП 2.01.14-83, care până nu demult era considerat drept document oficial în Republica Moldova.

Astfel, aspectul general al formulei de calcul a coeficientului C_v pentru râurile de câmpie poate fi prezentat astfel:

$$C_v = \frac{A}{F^n q_0^m f_{lac}^k}. \quad (5.39)$$

În regiunile montane valoarea coeficientului C_v se determină, ca regulă, în funcție de altitudinea medie a bazinului de recepție, iar pentru podișuri, suplimentar, poate fi folosită și suprafața de recepție:

$$C_v = \frac{A_1}{H_{med}^{n_1}} \text{ sau } C_v = \frac{A_1}{H_{med}^{n_1} F^{m_1}}. \quad (5.40)$$

Calculul C_v prin utilizarea funcțiilor empirice este rațional de realizat, în primul rând, pentru râurile mici cu o arie a bazinului de recepție sub 1000 km², precum și pentru regiunile cu valori anormale ale scurgerii anuale și a variabilității ei.

Coeficientul de variabilitate a râurilor medii depinde, predominant, de factorii climatici și variază în spațiu în acord cu legea zonalității geografice. Aceasta permite construirea hărții cu izolinii a coeficientului C_v . În 1961 K. Voskresenski a construit așa hartă pentru tot spațiul URSS, care apoi a suferit mai multe actualizări, ultima variantă fiind publicată în 1986. Harta se aplica pentru determinarea coeficientului C_v pentru râurile, bazinele cărora au suprafețe între 1000 și 50000 km², cu o pondere a lacurilor de 2-3%.

Coeficientul de asimetrie C_s , pentru râurile fără monitoring hidrologic se determină din coraportul cu coeficientul de variabilitate C_v a râurilor analog cu cele mai lungi perioade de monitoring. Obligatoriu se ține cont de tipul curbei de asigurare, de pe care se citesc parametrii analogului, deoarece de el depinde coraportul coeficienților, de aceea valoarea coraportului se determină pentru același tip de curbe de asigurare.

În lipsa râurilor-analog se identifică un coraport mediu C_s/C_v , obținut pentru toate râurile nestudiate din regiunea dată (ținând cont de tipul curbei de asigurare). Experiența acumulată în cercetare și calcule indică că, la determinarea coeficientului C_s a scurgerii anuale pot fi aprobate următoarele corapoarte:

- pentru zona cu surplus de umiditate și umiditate variabilă (de la deșerturi arctice – până zona de pădure și silvostepă) $C_s=2C_v$;
- pentru zona cu umiditate insuficientă (stepa aride și deșerturi) $C_s=(1,5-1,8)C_v$;
- pentru cursurile de apă episodic intermitente (la prezența anilor cu lipsa scurgerii) $C_s=1,5C_v$;

VI. REPARTIȚIA SCURGERII ÎN CADRUL ANULUI

Calculul repartiției scurgerii în cadrul anului reprezintă o evaluare a repartizării scurgerii pe sezoane și luni, decade și săptămâni din cadrul lunii. Se exprimă, ca regulă în procente sau părți din scurgerea anuală (la determinarea sezonieră sau lunară) sau scurgerea lunară (la repartizarea pe decade sau săptămâni). Aceasta permite obținerea datelor despre scurgere în intervalele de timp concrete (calendaristice). De rând cu descrierea cronologică a repartizării scurgerii în cadrul anului (distribuirea calendaristică), în practica calculului se utilizează și repartizarea necalendaristică, în forma curbelor de durată a debitelor diurne de apă, care reflectă durata anumitor debite din interiorul anului, care sunt egale sau depășesc valoarea de calcul.

Astfel, la calculul repartizării scurgerii în cadrul anului este necesară soluționarea a două probleme: determinarea coraportului scurgerii din diferite intervale de timp și valoarea scurgerii din aceste perioade. De menționat, că metodele principale analizate de calcul a normei scurgerii și valorilor asigurate a scurgerii anuale, se aplică și la determinarea altor caracteristici ale scurgerii: metodele statistice – la suficiența datelor inițiale, metoda analogiei hidrologice – la insuficiența lor și hărți, funcții empirice – în cazul lipsei datelor monitoringului hidrologic.

Informațiile despre repartiția (distribuția) scurgerii în cadrul anului sunt necesare pentru proiectarea lacurilor de acumulare cu regularizare sezonieră, lunară sau decadală a scurgerii, pentru determinarea debitelor minime și maxime garantate (asigurate), pentru evaluarea bilanțului de apă, pentru determinarea limitelor de folosire a apei ș.a.

6.1 Influența factorilor fizico-geografici asupra distribuției sezoniere a scurgerii

Tipurile de clasificări a râurilor. Caracterul distribuirii scurgerii în cadrul anului depinde de regimul hidric al râului, care la rândul său este determinat de tipul de alimentare. Din aceste considerente doar informația despre tipul de alimentare și caracterul regimului hidrologic permit obținerea datelor prealabile despre caracterul distribuirii scurgerii în cadrul anului, evidențierea regiunilor (regiunilor) cu tip similar de distribuire a scurgerii și chiar identificarea unor scheme tipice de repartiție a scurgerii. Din aceste considerente prezintă un interes clasificările existente a râurilor în funcție de tipul de alimentare și caracterul regimului hidrologic, care reflectă condițiile de formare a scurgerii râurilor.

Savantul rus M. Lvovici, în sec XX a clasificat râurile în funcție de sursele predominante de alimentare: nivală, pluvială, subterană și glaciară. El considera tipul de alimentare exclusiv (unic), dacă el constituia peste 80% din alimentarea totală a râului, sau predominant – 50-80% și mixt – dacă nici o sursă de alimentare nu depășește 50%. Lvovici a cartat tipurile de râuri în funcție de sursa de alimentare.

Alt hidrolog rus – B. Zaikov, a clasificat râurile după tipul regimului hidrologic, în care evidențiază trei grupe: *râuri cu ape mari de primăvară*, *râuri cu ape mari în perioada de vară* și *râuri cu regim de viitură*.

Factorii suprafeței subiacente. Diferite clasificări indică că regimul hidric al râurilor se formează sub influența factorilor climatici și a factorilor suprafeței subiacente. Factorii climatici principali, care determină fazele scurgerii sunt precipitațiile, evaporarea și temperatura aerului, precum și distribuția lor pe anotimpuri. Predominarea unui sau altui factor climatic determină volumul, durata și timpul manifestării unei sau altei faze a scurgerii. Dar așa factori a suprafeței subiacente ca, lacurile, mlaștinile, ghețarii, carstul, vegetația, suprafața și altitudinea bazinului, pot cardinal afecta regimul scurgerii dictat de factorii climatici. Același efect poate fi produs și de activitatea intensă de gospodărire în albia râului și pe bazinul de recepție.

Deosebit de puternic impactul în distribuirea scurgerii din cadrul anului o manifestă *lacurile*. El se poate manifesta în câteva direcții în funcție de condițiile geografice. În zona cu suficientă umiditate, în râurile cu lacuri are loc nivelarea scurgerii (regularizare naturală) pe parcursul anului, din contul acumulării apelor din anii umezi precedenți și deversarea apei în anii cu ape mici. Apele mari de primăvară și viiturile pluviale se aplanează, dar crește scurgerea de etiaj la o scurtare a acestei perioade.

În zona umidității insuficiente scurgerea din lacuri se micșorează în perioada de vară din contul evaporării sporite de pe suprafața apei comparativ cu uscatul, de aceea ele nu mai au efectul de regularizare, ca în zona cu umiditate suficientă.

Impactul lacurilor este cu atât mai mare, cu cât mai aproape ele sunt amplasate de secțiunea de calcul.

Pentru determinarea influenței lacurilor asupra scurgerii, este rațional de identificat funcții regionale a ponderii scurgerii sezoniere de ponderea lacurilor în bazin, ținând cont și de amplasarea lacurilor pe bazinul de recepție.

Terenurile înmlăștinite din bazinul de recepție contribuie la o repartizare uniformă a scurgerii în timp. Din contul acumulării apelor pluviale și nivale în formele negative de relief, are loc o întindere în timp a apelor mari de primăvară și diminuarea (micșorarea) debitelor maxime de apă. Uneori viiturile pluviale scurte sunt totalmente absorbite de terenurile înmlăștinite.

Aceeași funcție de acumulare o manifestă *luncile* (albia majoră) largi. Datorită capacității mari de retenție, aici durata apelor mari poate crește de 1,5-2,0 ori. Aceasta se poate manifesta nu numai decadal, dar și pe intervale lunare de timp.

Impactul *pădurilor* în repartizarea scurgerii în cadrul anului se manifestă diferit. Pe de o parte are loc aplanarea apelor mari de primăvară din contul întârzierii scurgerii în pădure. Ea poate ajunge la 10 zile în pădurile de foioase și 20-25 zile în cele de conifere. Pe de altă parte, din contul capacității înalte de infiltrare a solurilor de pădure are loc deplasarea unei părți considerabile a scurgerii de suprafață în cea subterană. Are loc nivelarea scurgerii anuale din contul micșorării scurgerii de suprafață și creșterea scurgerii subterane.

Influența *carstului* în distribuția anuală a scurgerii depinde de capacitatea lui de retenție a apei. Cu cât mai lentă este scurgerea din carst cu atât e mai înaltă capacitatea lui de regularizare. Dacă rocile carstice comunică cu acviferele subterane, care nu participă în alimentarea râurilor – se observă o diminuare a scurgerii râurilor.

Dimensiunile bazinului de recepție în mare măsură determină caracterul regimului hidrologic al râurilor. Râurile mici se caracterizează printr-o distribuie a scurgerii în cadrul anului mai neuniformă decât în cazul râurilor medii și mari. În cazul râului mic (îndeosebi cursurile de apă efemere) – fiecare ploaie efectivă (ploaie ce formează scurgere) poate provoca o viitură considerabilă, care pe un râu mediu se va aplană și în genere nu se va simiți pe un râu mare. Creșterea lungimii râului și suprafeței bazinului de recepție va influența sporirea duratei apelor mari de primăvară și viiturilor pluviale, și diminuarea vârfurilor hidrografelor, favorizând, astfel, nivelarea distribuției scurgerii în cadrul anului. Deosebit de neuniform scurgerea este distribuită în timp la râurile intermitente (provizorii). Dependența distribuției scurgerii în cadrul anului de suprafața de recepție deosebit de puternic se exprimă în regiunile cu umiditate insuficientă, unde apele subterane zac destul de adânc și capacitatea de regularizare a scurgerii este mică, adică râurile cu diferite dimensiuni a bazinelor de recepție, la restul condițiilor egale, vor avea o distribuție a scurgerii anuală foarte diferită.

Anumită influență asupra distribuției anuale a scurgerii o are *forma bazinului de recepție*. La o formă alungită și ramificată a bazinului – crește durata de propagare a scurgerii de la cele mai îndepărtate puncte

ale bazinului, ceea ce condiționează o întindere a duratei apelor mari de primăvară și a viiturilor pluviale, și, per ansamblu, o uniformitate mai mare în repartizarea scurgerii în cadrul anului.

Astfel, toți factorii suprafeței subiacente, care contribuie la acumularea apelor de suprafață din bazinele râurilor, cu o deversare ulterioară a lor, contribuie la nivelarea distribuției scurgerii în timpul anului.

Activitatea de gospodărire în bazinul râului se poate manifesta prin crearea lacurilor de acumulare cu diferit nivel de regularizare, iazurilor, construirii diferitelor prize, realizarea diverselor măsuri agrotehnice.

În zona cu umiditate suficientă, destinația principală a lacurilor de acumulare este regularizarea scurgerii, adică redistribuirea scurgerii din anii umezi spre cei secetoși. Captarea apei pentru diferite folosințe și pierderile la evaporare sunt relativ mici. De aceea în secțiunile situate în aval de lacurile de acumulare se observă o nivelare anuală considerabilă a scurgerii. În zonele cu umiditate insuficientă captările de apă din lacuri, pentru diferite folosințe, precum și pentru irigare, pierderile de apă la evaporare de pe suprafața lacurilor sunt considerabile. De aceea, sporirea scurgerii în perioadele cu ape mici, în secțiunile din aval a lacurilor de acumulare, sunt cu mult mai modeste decât în anii cu ape mari.

Crearea iazurilor în zonele cu umiditate insuficientă are ca scop asigurarea cu apă a diferitelor ramuri a economiei în perioadele secetoase. Iazurile se umplu cu apă din contul scurgerii de primăvară iar aceste rezerve acumulate în ele se consumă nu numai pentru diferite folosințe, dar și la evaporare. Deci scurgerea de primăvară se micșorează la umplerea iazurilor, iar creșterea scurgerii poate în general să nu se manifeste, mai ales dacă barajele sunt fără deversoare. Deci, o nivelare a scurgerii are loc doar din contul micșorării ei în perioada apelor mari. De menționat că, în zonele cu umiditate insuficientă iazurile pot funcționa ca mici lacuri de acumulare, nivelând scurgerea pe toată durata anului.

Captarea apei nemijlocit din râu pot considerabil mări neuniformitatea scurgerii în perioada de vară, când volumul lor devine comparabil cu volumul scurgerii râurilor. În zonele aride, în perioada de vegetație apa râurilor poate fi consumată integral pentru irigare.

Măsurile agrotehnice sunt destinate acumulării umidității în sol, adică transferării unei părți din scurgerea de suprafață în scurgerea subterană. Aceasta la fel va favoriza nivelarea scurgerii râurilor din contul micșorării ei în anii cu ape mari și o mică sporire în anii secetoși, cu toate că în această perioadă crește evaporare din contul transpirației plantelor. De menționat că, dacă râurile nu drenează apele subterane, sau le drenează foarte puțin, va avea loc doar micșorarea scurgerii de suprafață – primăvara, fără sporirea scurgerii de etiaj, adică o nivelare parțială a scurgerii.

În cazul irigării intensive a bazinelor de recepție, scurgerea în perioada cu ape mari va crește considerabil din cauza creșterii bruște a rețelei hidrografice din contul canalelor de drenare, care contribuie la descărcarea rapidă a apelor de suprafață în rețeaua de albie. Aceasta va condiționa o repartiție neuniformă a scurgerii pe sezoane și luni.

6.2 Calculul distribuirii scurgerii la prezența datelor hidrologice

Distribuirea scurgerii pe luni și sezoane variază din an în an. Aceasta are loc datorită deosebirilor în debitele de apă din aceleași faze ale regimului hidric, precum și din cauza deplasării în timp a manifestării fenomenelor respective de la an - la an. Însă, cu cât este mai mare intervalul de timp, în care este defalcat anul (zi, decadă, lună, sezon) cu atât mai mici sunt deosebirile individuale în repartizarea scurgerii anuale la anumiți ani, dar devin mai incerte, mai neclare particularitățile distribuirii scurgerii în cadrul anului, în secțiunea analizată (de exemplu, frecvența și intensitatea viiturilor pluviale, forma hidrografului apelor mari de primăvară, durata și stabilitatea etiajului, etc.).

Caracteristica distribuției scurgerii în cadrul anului conform câtorva ani monitorizați cu scurgere diferită va conține particularități aleatorii, atipice, caracteristice doar anului dat. Aceasta se poate evita, dacă vom opera cu ani specifici (caracteristici) – ani cu ape mari, mici, medii. Identificarea anilor caracteristici din cei disponibili, cu diferită scurgere (ca volum) nu poate fi realizată doar reieșind din scurgerea anuală. Anii cu scurgerea aproximativ identică pot avea diversă distribuire a ei în cadrul anului (pe sezoane). Pentru justificarea identificării este nevoie de un criteriu oarecare suplimentar, de exemplu identificarea unui an cu ape mici cu un etiaj jos (mic). Dar și acest criteriu nu are o obiectivitate deplină. În general, identificarea argumentată a unui an de calcul din cele monitorizate este dificil, chiar și la prezența unui șir lung de observații, iar la un șir scurt – imposibil. Dina aceste considerente, anii caracteristici din cei monitorizați deseori nu pot servi în calitate de an etalon de distribuire anuale a scurgerii pentru proiectare în gospodărirea apelor.

În acest scop poate fi utilizat o altă metodă obiectivă de alcătuire a distribuției scurgerii în cadrul anului prin structurarea părților separate ale anului (sezoane, luni), în baza prelucrării statistice a datelor scurgerii din aceste segmente ale anului. Aici hidrografele scurgerii din anii reali pot fi utilizați în calitate de modele detaliate a distribuției anuale a scurgerii.

În practica calculelor hidrologice există multe scheme de distribuire anuală a scurgerii. Ele pot fi divizate în două grupe:

- tipice, care reflectă influența predominant a factorilor climatici asupra scurgerii și care oferă un tablou general despre distribuția anuală a scurgerii;
- de calcul, care caracterizează repartizarea scurgerii în ani diferiți din punct de vedere a volumului scurgerii și la diferite coraporturi dintre perioadele cu ape mari și ape joase.

Distribuția tipică a scurgerii poate fi caracterizată prin trei procedee diferite:

- se alege cel hidrograf tipic din totalitatea hidrografelor disponibile din perioada de monitoring dintr-o regiune omogenă în aspect fizico-geografic;
- se indică un hidrograf, mediu din toți anii calendaristici (distribuție medie fictivă);
- se indică un hidrograf schematizat, mediu a fazelor regimului hidrologic.

Schema de calcul a repartiției scurgerii în cadrul anului evidențiază scurgerea anuală per ansamblu și pe sezoane anumite. Evidența scurgerii se realizează sau prin evaluarea distribuției scurgerii în anii cu ape mari, medii și mici, alese din șirul de monitoring, sau prin structurarea distribuției anuale a scurgerii, după unele scheme statistice.

Distribuția de calcul a scurgerii trebuie să reflecte corect coraporturile naturale dintre scurgerea în anumite perioade ale anului din diverse condiții fizico-geografice. Concomitent ea trebuie selectată la condiția funcționării sigure și fără avarii a infrastructurii de gospodărire a apelor. De aceea, la calcule, se atrage atenție nu numai la scurgerea din tot anul, dar și la scurgerea din acele perioade și sezoane, care sunt critice (limitante) la schema aplicată de folosire a scurgerii.

În prezent, în practică calculelor hidrologice la prezența datelor monitoringului, pe larg se aplică unul din cele două procedee de calcul a distribuției anuale a scurgerii: distribuția scurgerii după analogia cu distribuția din anul real sau metoda structurării perioadelor și sezoanelor. Aceste procedee se folosesc la o durată a perioadei de monitoring a scurgerii nu mai scurtă de 15 ani. În caz contrar șirul de date se consideră insuficient.

În determinarea distribuției anuale a scurgerii drept an de calcul poate fi folosit anul calendaristic, hidrologic sau de gospodărire a apei. În proiectarea construcțiilor se utilizează anul de gospodărire a apelor,

care începe cu faza apelor mari (apele mari de primăvară). În Europa – anul hidrologic, care începe în noiembrie.

Divizarea anului în perioade și sezoane se realizează în funcție de tipul regimului râului și utilizarea lui. Distribuția scurgerii pe sezoane, ca regulă este strâns legată de volumul scurgerii din diferite faze, iar distribuția ei pe interiorul sezonului, depinde de scurgerea sezonieră. Distribuția pe sezoane a scurgerii poate avea o importanță practică mai mare și poate fi mai precis calculată, decât cea din cadrul sezonului. De aceea se calculează separat scurgerea pe sezoane și scurgerea din cadrul sezonului, ce pe final ne va da distribuția scurgerii în cadrul anului.

Schema de alcătuire a distribuției scurgerii în cadrul anului se reduce la următoarele:

- anul se împarte în trei sezoane, din care două – cu ape mici sau mari sunt combinate într-o *perioadă limitantă*, iar pe interiorul acestei perioade unul din sezoane se indică a fi *sezon limitant*;
- pentru an, perioada și sezonul limitante se calculează valorile scurgerii de asigurare dată;
- scurgerea din perioada nelimitantă se determină din diferența dintre scurgerea anuală și perioadei limitantă, iar scurgerea din sezonul nelimitant – din diferența perioadei limitante și sezonului limitant;
- distribuția scurgerii pe luni, din cadrul sezonului, se indică după datele medii pentru câteva grupe de scurgere a sezonului analizat.

An de gospodărire a apei: perioada anuală de calcul, care începe cu sezonul cele mai bogate ape;

Perioadă limitantă: parte din anul de gospodărire a apei, nefavorabilă proiectărilor, fie după consumul de apă și utilizarea apei, fie conform combaterii inundațiilor și desecărilor;

Perioadă nelimitantă: partea anului de gospodărire a apei cu excepția perioadei limitante (CP D.01.05-20121).

La evidențierea anului de gospodărire a apei și în cadrul său a primului sezon, începutul perioadei și sezonului limitante se determină după anul cu cea mai timpurile fază a apelor mari (începutul apelor mari de primăvară) și perioadei și sezonului limitant, iar sfârșitul lor – după anul cu cel mai târziu sfârșit a sezonului respectiv. Granițele sezoanelor și anului per ansamblu se indică unic pentru toți anii cu precizia de o lună, adică în corespundere cu calendarul.

În funcție de tipul regimului hidric al râului, anul se împarte în trei sezoane: pentru râurile cu ape mari de primăvară – *primăvara, vara-toamna, iarna* (inclusiv pentru teritoriul Republicii Moldova).

Perioada și sezonul limitant încep în funcție de caracterul folosirii și consumului de apă. La predominarea folosinței apei în scopuri de aprovizionare și hidroenergetică drept sezon limitant se consideră cel cu ape mici, pentru irigare – perioada de vegetație. La proiectarea drenajului, combaterii inundațiilor sau la desecările terenurilor înmlăștinite, drept sezon limitant se consideră cel cu ape mari.

În practica calculului distribuției scurgerii, cel mai frecvent pentru râurile cu ape mari de primăvară în calitate de perioadă limitantă se consideră două sezoane cu ape mici: vara-toamnă și iarna. Drept sezon limitant se consideră unul din aceste două sezoane. Pentru râurile cu ape mari de vară, drept perioadă limitantă se consideră toamna-iarna și primăvara, iar drept sezon limitant – primăvara. În cazul dacă drept perioadă limitantă se consideră partea anului cu cea mai mare scurgere (de exemplu, vara și toamna-iarna), atunci drept sezon limitant se consideră primăvara (pentru râurile cu ape mari de primăvară).

În fig. 13 sunt indicate exemple de evidențiere a perioadelor și sezonului limitante. Scurgerea din unele sezoane și perioade ale anului se exprimă sau prin suma debitelor medii de apă, sau prin stratul scurgerii. Iar distribuția ei pe luni se indică în procente sau părți din scurgerea sezonieră sau perioadei.

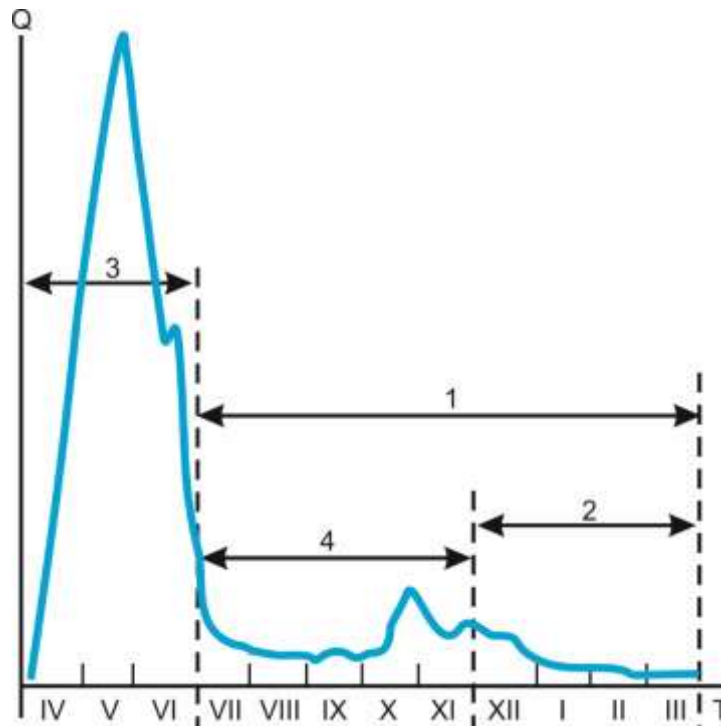


Fig. 13. Schema evidențierii sezoanelor și perioadelor

1 – perioada limitantă; 2 – sezonul limitant; 3 – perioada nelimitantă; 4 – sezonul nelimitant

Scurgerea de asigurare dată pentru an și perioada cu sezonul limitant, se determină din curbele de asigurare, care se construiesc în același mod, ca și pentru scurgerea anuală. Asigurarea de calcul se indică în corespundere cu sarcinile utilizării scurgerii în gospodărirea apei. Ca regulă ea este în limitele 75-97%, cu toate că în unele cazuri poate constitui 50% și mai puțin.

Dacă durata observațiilor asupra scurgerii constituie sub 20 ani, este necesar de evaluat reprezentativitatea datelor despre scurgerea anuală și sezonieră. Aceasta poate fi realizată prin unul din două procedee:

- 1) Prin compararea distribuției scurgerii pe sezoanele din punctul de calcul și punctul-analog (pentru perioada de observații comune). Dacă valorile distribuției sunt asemănătoare – atunci șirul se consideră reprezentativ. Dacă deosebirile sunt mari, atunci se realizează racordarea scurgerii anuale și scurgerii sin perioada și sezonul limitante;
- 2) Se aplică curbele empirice de asigurare a scurgerii anuale și perioadei și sezonului limitant din punctul analog. Pe aceste curbe se depune scurgerea șirului de calcul. Dacă punctele sunt situate relativ uniform peste toată amplitudinea curbei empirice, atunci șirul scurt se consideră reprezentativ. Dacă tinde spre o zonă de asigurare, atunci este necesar de prelungit șirul scurt după bazinul analog.

Calculul după un an real, adică determinarea repartizării scurgerii prin alegerea anului de calcul din numărul de ani cu observații, poate fi folosită în cazul când asigurarea scurgerii anuale, perioadei și sezonului limitant, precum și din luna cu scurgerea cea mai mică (sau cea mai mare) sunt asemănătoare și corespund asigurării (%) de proiectare. Aceasta poate fi înscris astfel:

$$P_{Q_0} \approx P_{Q_P} \approx P_{Q_S} \approx P_{Q_M} \approx P_{cal}.$$

Calculul prin această metodă se realizează în următoarea consecutivitate:

- Pentru tot șirul de observații se determină sumele debitelor medii anuale și a perioadei și sezonului limitante, precum și debitul minim (sau maxim) de apă;
- Valorile obținute pentru fiecare din aceste caracteristici se aranjează în descresștere, iar în dreptul fiecăru din ele se înscriu anii de gospodărire a apei și asigurarea lor;
- Din anii disponibil se alege anul care satisface cerințelor descrise.

Pentru anul selectat se determină distribuția relativă a scurgerii pe sezoane și luni (în procente sau părți din scurgerea anuală).

La calculul repartizării scurgerii în cadrul anului după un an concret o mare importanță o are reprezentativitatea șirului de observații, care în mare măsură depinde de durata lui. Din aceste considerente identificarea anilor caracteristici este rațional de realizat după cea mai lungă perioadă de observații. Dar, dacă după râul analog s-a determinat că anul dat, din cei disponibili, corespunde asigurării necesare (mai corect – condițiilor descrise), atunci el poate fi folosit în calcule.

Distribuția relativă a scurgerii, în procente, se determină:

pe luni

$$\frac{100Q_{lun}}{\sum_1^{12} Q_{lun}} = \frac{100Q_{lun}}{12Q_0} = 8,33k\%,$$

unde k – ponderea scurgerii lunare;

pe interiorul sezonului

$$\frac{100Q_{lun}}{\sum_1^n Q_{lun}},$$

unde n – numărul de luni în sezon.

Repartizarea relativă a scurgerii (%) pe diferite intervale de timp se recalculează în debite medii:

pentru sezon

$$Q_{sez} \frac{12Q_0}{100n},$$

pentru lună

$$Q_{lun} \frac{12Q_0}{100},$$

pentru decadă

$$Q_{10} \frac{36Q_0}{100}.$$

Metoda combinării (compoziției) scurgerii din sezoane se bazează, ca și cel precedent, pe condiția echității asigurărilor (%)

$$P_{Q_0} = P_{Q_P} = P_{Q_S} = P_{cal}.$$

Scurgerea anuală, perioada limitantă și sezonul limitant, se consideră de aceeași asigurare, indicată de sarcinile de proiectare în gospodărire a apei. Repartiția din interiorul sezonului pe luni (decade) se determină conform schemei indicate.

Posibilitatea determinării repartiției de calcul cu o asigurare dată la șiruri relativ scurte, este o particularitate importantă a metodei combinării, când sinteza empirică nemijlocită a materialelor

disponibile nu permite soluționarea sarcinii date. Altfel zis, metoda combinării permite în acest caz mai complet utilizarea informației disponibile.

Schemele statistice de combinare a repartiției scurgerii în cadrul anului permite obținerea unei imagini obiective a acestui element al regimului hidric. Dar, într-un șir de cazuri concluziile unei așa proceduri de prelucrare, tehnic dificile, cu puțin se deosebesc de schemele tip, obținute printr-o simplă mediere a hidrografelor scurgerii pentru ani cu diferite volume manifestate.

Calculul repartiției scurgerii în cadrul anului prin metoda combinării se realizează pentru următoarele gradații a scurgerii: foarte mare (asigurarea 5%), mare (asigurarea 25%), medie (asigurarea 50%), mică (asigurarea 75%) și foarte mică (asigurarea 95%).

Pentru fiecare caracteristică (scurgerea anuală, scurgerea perioadei limitante și sezonului limitant) se construiesc curbe empirice de asigurare. Aici se bazează nu pe valorile medii, dar suma debitelor de apă din perioada analizată de timp. La construirea curbelor de asigurare este rațional de utilizat coeficientul modul

$$K = \frac{\sum Q_{lun,i}}{Q_{lun,med}}$$

unde $Q_{lun,med}$ – media din suma debitelor lunare de apă pentru toată perioada de observații. Construirea curbelor empirice de asigurare pentru aceste trei caracteristici indicate este mai comod de construit pe aceeași rețea, ceea ce înlesnește analiza lor.

În scopul controlului și calibrării curbelor de asigurare, mai ales la extreme, se construiesc curbele funcțiilor coeficienților moduli pentru an și perioada limitantă și sezon limitant (fig. 13). Punctele care se abat, se corectează ulterior conform curbelor de legătură.

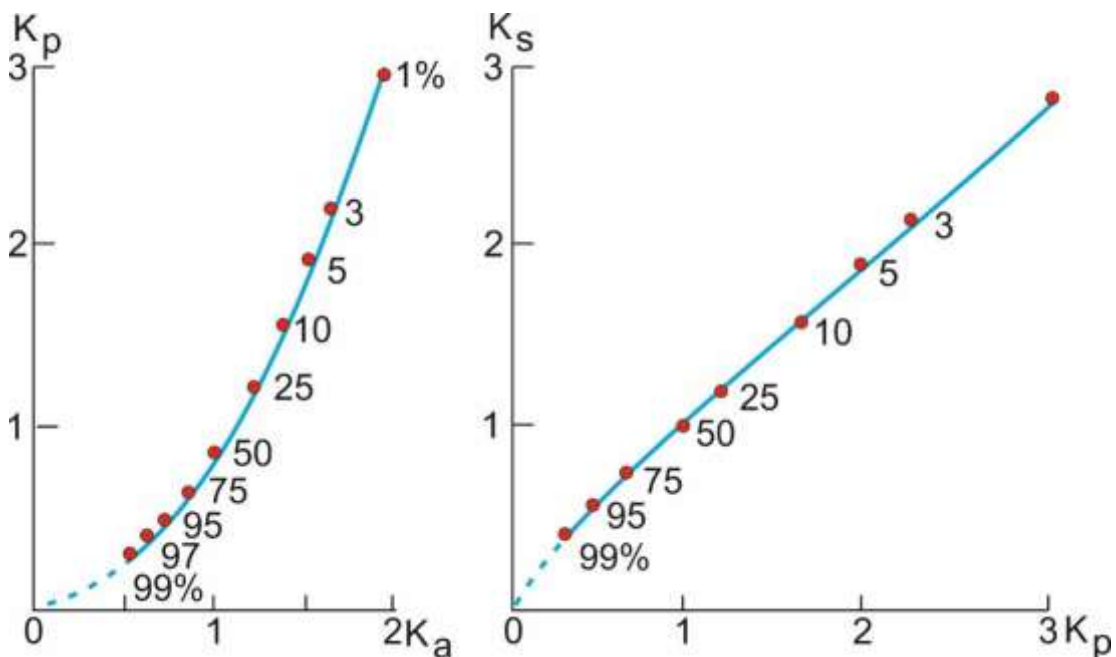


Fig. 14. Curbele de corelație a coeficienților moduli.

K_a – perioadă anuală; K_p – perioadă limitantă; K_s – sezon limitant

La secarea sau înghețarea râurilor în unii ani pe parcursul sezonelor, curbele de asigurare a scurgerii sezoniere au valori zero a coeficientului modul la asigurări sub 100%, valoarea căreia se determină grafic de pe rețelele de probabilitate.

Potrivirea curbelor teoretice (analitice) de asigurare pentru perioada limitantă și sezonului, în multe cazuri este dificilă, deoarece ele mai des decât aceleași curbe a scurgerii anuale, au o formă complicată. Ba chiar mai mult, corelația curbelor de asigurare a scurgerii pentru an și perioada și sezonul limitant, este mai ușor de realizat cu curbele empirice de asigurare. De aceea la calculul distribuirii scurgerii pe sezoane în cazul imposibilității potrivirii curbei analitice de asigurare, pot fi aplicate curbele empirice de asigurare.

Forma complicată a curbelor de asigurare, construită din datele empirice este o consecință a neomogenității sale.

Neomogenitatea curbelor empirice de asigurare poate fi condiționată de:

- Erorile în determinarea debitelor de apă în unii ani sau grupe de ani, inclusiv erori sistematice, condiționate de imperfecția instrumentelor, aparatelor și metodelor hidrometrice;
- Ne-reprezentativitatea eșantionului scurt disponibil sau totalității generale de date (de exemplu, perioada de observații include predominant ani cu ape mari și conține doar un număr mic de ani cu scurgere medie și mică);
- Modificarea regimului scurgerii sub influența activității de gospodărire din bazinul râului;
- Cauze genetice: diferite condiții de formare a scurgerii (maxime și minime) din sezonul cercetat (de exemplu valorile mari ale scurgerii din sezonul de vară-toamnă sunt determinate predominant de scurgerea de suprafață, iar cele mici, din același sezon, sunt formate de apele subterane; în sezonul de iarnă scurgerea înaltă poate fi un rezultat al moinelor, iar minimă – dictată de alimentarea subterană stabilă).

Erorile în determinarea scurgerii trebuie determinate și corectate în procesul de analiză a datelor inițiale. Deformările substanțiale a regimului natural al scurgerii sub influența activității antropice, ca regulă, sunt aferente unor termeni (perioadă de timp) și se depistează prin analiza graficului funcției cu datele similare a râului analog, care se află în stare naturală. Aceste deformări trebuie înlăturate au prin restabilirea șirurilor naturale a caracteristicilor scurgerii, sau excluse din analiză, în caz de imposibilitate de restabilire a lor.

După ce curbele de asigurare vor fi corectate și corelate, după ele se va determina scurgerea (prin coeficientul modul) de aceeași asigurare pentru an, perioada limitantă și sezonul limitant. Scurgerea din sezonul nelimitant se determină din diferența dintre scurgerea perioadei limitante și sezonul limitant, iar scurgerea din perioada nelimitantă – din diferența scurgerii anuale și perioadei limitante. Aici asigurarea scurgerii perioadei și sezonului nelimitante nu va corespunde asigurării scurgerii anuale și perioadei și sezonului limitante. Anume în aceasta constă neajunsul principal al metodei combinării.

Calculul distribuirii scurgerii în cadrul sezonului (pe luni și decade) la fel se realizează prin metoda combinării. Scurgerea fiecărui sezon, determinat, drept suma debitelor medii de apă, se aranjează în descreștere și, astfel, șirul obținut se împarte în trei grupe în funcție de volumul scurgerii: ape mari (include asigurarea până la 33%), ape medii (33-66%) și ape mici (peste 66%). Dacă perioada de observații este sub 25-30 ani, atunci suplimentar pot fi indicate două grupe: cu scurgere foarte mare (până la 10% asigurare) și foarte mică (peste 90% asigurare). LA perioade de observații sub 15 ani, divizarea sezoanelor nu este rațională.

În fiecare grupă scurgerea sumară sezonieră se aranjează în descreștere, cu indicarea anului, și concomitent pe interiorul sezonului debitele lunare la fel se aranjează în descreștere. Numărul lor se determină în funcție de durata sezonului. În continuare se determină suma generală a debitelor pe durata sezonului și suma debitelor pentru fiecare lună din sezonul dat pentru toți anii de observații. Prin împărțirea sumelor obținute a debitelor din fiecare lună, la suma debitelor lunare din sezon și înmulțind rezultatul la 100%, se va determina, pentru gradația dată a scurgerii, media relativă a distribuirii scurgerii pe luni din cadrul

sezonului, în procente față de scurgerea sumară a acestui sezon. Părțile procentuale obținute pentru fiecare lună de rând trebuie atribuite la acea lună calendaristică, care se întâlnește cel mai frecvent.

Pentru sezonul compozit (vara-toamna) debitele medii lunare se aranjează în descresștere separat pentru fiecare din sezoane (vara și toamna).

Distribuirea de calcul a scurgerii pe luni și sezoane în procente din scurgerea anuală se determină prin înmulțirea valorilor relative a scurgerii medii lunare (în procente din sezonieră) la valoarea relativă (pentru scurgerea din același sezon) a scurgerii sezoniere (în procente din cea anuală).

Dacă sunt necesare date despre distribuția mai detaliată a scurgerii, atunci suplimentar la debitele lunare se vor folosi și debitele decadale, care la fel, se aranjează în descresștere, ca și cele lunare, cu o prelucrare ulterioară similară.

Schema descrisă de calcul a distribuirii scurgerii în cadrul anului și în cadrul sezonului se aplică în cazuri, când repartizarea scurgerii variază odată cu modificarea scurgerii anului. Însă dacă repartizarea de calcul a scurgerii pe sezoane și luni practic nu depinde de volumul scurgerii anuale, atunci calculele se simplifică substanțial. Despre lipsa acestei legături confirmă egalitatea aproximativă a coeficienților de variabilitate a scurgerii anuale și sezoniere. În cazul dat este necesar de determinat media din toți anii de observații în distribuția scurgerii pe luni (decade) în procente față de scurgerea anuală. Pentru aceasta este suficient de aranjat debitele fiecărei luni din perioada de observații, apoi de adunat, de determinat raportul procentual și de a-l atribui la acea lună, care cel mai des se întâlnește la aranjare. Analogic se realizează calculele pentru râurile cu lacuri, deoarece distribuția scurgerii aici puțin depinde de faptul – anul este cu scurgere înaltă sau mică. Excepție pot face râurile cu peste ponderea lacurilor peste 10-15%. În unii ani, din conținutul umplerii incomplete a lacurilor la începutul apelor mari de primăvară, are loc o deviere substanțială a debitelor maxime lunare, uneori chiar cu o deplasare în sezonul de vară. Acești ani, la calcularea distribuirii scurgerii în cadrul anului, trebuie evidențiați într-o grupă separată.

În cazul utilizării scurgerii râurilor, în special în sezoanele secetoase, fără regularizare, sau cu or regularizare mică, calculele distribuirii scurgerii este necesar de corelat cu calculele scurgerii minime. Pentru aceasta în calculul distribuirii scurgerii pe sezoanele anului se include scurgerea minimă lunară de asigurare dată, care se atribuie la acea lună calendaristică din sezonul respectiv, la care se observă minimumul în majoritatea predominantă a cazurilor. Scurgerea sumară din restul lunilor a sezonului limitant se calculează ca o diferență dintre suma debitelor de apă a acestui sezon, determinată anterior, și scurgerea minimă lunară de asigurare dată. Distribuția scurgerii pe restul lunilor din sezonul limitant se identifică după distribuția medie pentru grupa cu ape mici din sezonul dat cu excluderea din el a lunii calendaristice, la care se referă debitul minim lunar de apă. În acest caz ponderea procentuală a scurgerii minime lunare din cea anuală se va determina separat de restul lunilor acestui sezon.

6.3 Calculul distribuirii scurgerii în cazul insuficienței și lipsei datelor hidrologice

Dacă durata monitoringului scurgerii anuale nu depășește 15 ani, atunci șirul statistic se consideră insuficient pentru obținerea datelor despre distribuția scurgerii în cadrul anului cu precizia necesară, deoarece în cazul dat este mare probabilitatea, că șirul disponibil nu va reflecta diversitatea oscilațiilor regimului hidric al râului.

La insuficiența datelor observațiilor (sau ne-reprezentativității), calculul distribuirii scurgerii în cadrul anului se realizează prin aplicarea metodei analogiei hidrologice, adică prin analogia cu distribuția scurgerii din cadrul anului la un râu studiat. Durata observațiilor în punctul analog trebuie să depășească 20-25 ani, iar pentru râul analizat trebuie să fie nu mai puțin de un an cu observații paralele. Metoda

analogiei este rațional de aplicat doar pentru teritoriile de câmpie, la condiții fizico-geografice similare de formare a scurgerii. Cerințele față de punctul analog se păstrează aceleași, ca și pentru calculul scurgerii anuale. Aici este necesar de atras o deosebită atenție la asemănarea condițiilor climatice, indicilor de umiditate (se apreciază prin modulul sau stratul scurgerii), omogenitatea condițiilor de formare a scurgerii (factorii asemănători a suprafeței subiacente – relieful, solurile, condițiile hidrogeologice, ponderea lacurilor, pădurilor), lipsa deosebiri mari în dimensiunile bazinelor. Se admit deosebiri în suprafețe nu mai mult de 5 ori, și doar pentru suprafețele până la 100 km², ele pot fi de zece ori (de exemplu 10 și 100 km²). Dacă se aplică un analog cu o suprafață de recepție mai mare, este necesar de ținut cont de deosebirile în variabilitatea multianuală a scurgerii anuale și sezoniere, precum și de neuniformitatea scurgerii din cadrul anului la râul mare și mic. La un râu mic aceste caracteristici se vor exprima mai contrast.

Evaluarea siguranței analogului și evidența deosebirilor în parametrii distribuirii scurgerii din cadrul anului pe contul dimensiunilor diferite a bazinelor, se poate realiza prin compararea valorilor ponderate a scurgerii lunare, sezoniere și anuale (modulul sau stratul) din secțiunea de calcul și analogului, pentru perioada comună de observații. Dacă ele se deosebesc mai puțin de 15-20%, atunci analogul se consideră bun pentru calcule.

La elaborarea proiectelor deosebit de importante și lipsă totală de monitoring în secțiunea de calcul, este necesar de realizat studii expediționare (de teren) concomitente pe ambele râuri, în scopul evidențierii duratei apelor mari de primăvară, viiturilor pluviale, creșterii maxime a nivelului de apă, caracterul solurilor și cuverturii vegetale, prezența lacurilor, lacurilor de acumulare și iazurilor, prizelor și deversorilor de apă, posibilitatea și durata secării și înghețării râurilor. Observațiile concomitente se realizează pe parcursul întregului ciclu anual la punctul de calcul și cel analog.

Calculul distribuirii scurgerii prin aplicarea punctului analog se realizează astfel:

- Pentru punctul-analog se construiesc graficele funcției coeficienților moduli a scurgerii anuale și scurgerii din perioada și sezonul limitant cu aceeași asigurare, adică $K_p=f(K_a)$ și $K_s=f(K_p)$;
- Pentru analog se determină distribuția medie a scurgerii pe sezoane și coraportul coeficienților de variație și asimetrie, care se vor indica pentru râul de calcul;
- Pentru punctul de calcul se determină norma scurgerii anuale și valoarea coeficientului de variabilitate;
- Valoarea scurgerii anuale a râului de calcul se înmulțește și ponderea scurgerii perioadei limitante și sezonul limitant (ponderea se determină din analog), ceea ce ne oferă distribuția scurgerii pentru anul mediu la râul de calcul;
- Determinarea distribuirii scurgerii anuale cu o asigurare dată se realizează prin aplicarea coeficientului modul anual K_a , care se determină din coeficientul de variabilitate din secțiunea de calcul și coraportul C_s/C_v , și curbele funcțiilor $K_p=f(K_a)$ și $K_s=f(K_p)$, construite la râul analog. Din aceste curbe se determină coeficienții moduli cu asigurare de calcul a râului cercetat;
- Scurgerea perioadei și sezonului limitant pentru un an mediu, determinat pentru râul de calcul, se înmulțește la coeficienții modul de asigurare dată, care, la rândul său, sunt determinați pentru perioada și sezonul limitant, ceea ce va oferi pe final scurgerea perioadei și sezonului limitant cu asigurarea de calcul.

La lipsa datelor observațiilor hidrologice calculul distribuirii scurgerii din cadrul anului poate fi realizat în baza funcțiilor regionale a parametrilor distribuirii scurgerii în cadrul anului de factorii fizico-geografici, sau în baza schemelor tip regionale. Dar aici apare întrebarea soluționării a două sarcini: determinarea scurgerii din diferite intervale de timp (an, sezon, lună) și determinarea procentului (sau ponderii) distribuirii scurgerii pe interiorul anului cu asigurarea dată. Prima sarcină se atribuie la categorii sarcinilor

hidrologice generale – calculul debitelor de apă în lipsa datelor, a doua reprezintă o sarcină independentă de calcul a distribuției scurgerii în cadrul anului.

În lipsa datelor hidrologice în secțiunea de calcul, determinarea distribuirii scurgerii în cadrul anului poate fi realizată nu numai prin metodele descrise, dar și din datele bazinului analog. Aceasta este posibil, dacă condițiile de formare a scurgerii și suprafețele bazinelor sunt comparabile. De aceea distribuirea scurgerii la ele va fi aproximativ aceeași și poate fi nemijlocit transpusă distribuția procentuală a scurgerii analogului pe râul de calcul.

Însă dacă factorii, care determină distribuirea scurgerii din cadrul anului la râurile din regiunea dată variază în limite largi, atunci selectarea analogului deseori este dificilă. În acest caz, pentru calculul distribuirii scurgerii în cadrul anului la râul nestudiat se stabilesc funcțiile regionale a ponderii scurgerii din perioadele și sezonul limitante, în scurgerea anuală de factorii principali corespunzători. Ca regulă se analizează funcția cu suprafața bazinului, înălțimea medie a bazinului, ponderea lacurilor și norma scurgerii anuale. Pentru regiunile de câmpie cu o variație în spațiu lentă a valorilor normei scurgerii și la lisa lacurilor, ponderea scurgerii din perioada și sezonul limitant în cea anuală, ca regulă, depinde de suprafața bazinului. Aceasta permite stabilirea distribuirii scurgerii într-un an cu ape medii.

Pentru evaluarea distribuirii scurgerii pe sezoanele anului cu o asigurare de calcul se aplică graficele regionale a funcției $K_p=f(K_a)$ și $K_s=f(K_p)$. Punctele empirice pe aceste grafice se depun din datele tuturor bazinelor studiate al regiunii omogene cu asigurările de la 5% la 95%. Ele formează funcțiile regionale generale. Înmulțind valorile medii multianuale a scurgerii în timpul anului și perioadei și sezonului limitante la coeficienții moduli respectivi K_p , K_a și K_s se va obține scurgerea cu asigurarea dată pentru intervalele respective de timp. Împărțirea valorilor obținute a scurgerii sezoniere la cea anuală ne va da ponderea scurgerii sezoniere în cea anuală.

La condiții relativ simple de formare a scurgerii anuale, pentru calcule pot fi aplicate scheme-tip regionale de distribuire a scurgerii în cadrul anului. Hidrograful-tip reflectă specificul general de distribuire a scurgerii pe un șir de ani, cu excepția particularităților a unor ani deosebiți. La construirea lui se mediază fazele genetic omogene a scurgerii (apele mari de primăvară, etiajul de vară și de iarnă, viiturile de vară și toamnă). Medierea (generalizarea) se realizează prin debitele caracteristice, care corespund anumitor faze, și la tipul declanșării lor.

Aplicând schemele regionale de distribuire în cadrul anului, trebuie de verificat dacă în regiunea studiată lipsesc condiții fizico-geografice anormale (carst, lacuri, necorespunderea bazinelor de recepție de suprafață cu cel subteran, etc.).

Pentru evaluarea scurgerii sezoniere a râurilor nestudiate pe larg se aplică metoda cartării în formă de izolinii a scurgerii. La utilizarea hărților scurgerii apelor mari de primăvară este necesar de ținut cont funcția stratului scurgerii apelor mari de primăvară cu dimensiunile bazinului de recepție, de ponderea lacurilor, împădurire ș.a. Influența factorilor azonali se evaluează prin aplicarea coeficienților regionali – pentru fiecare factor aparte. Dacă se cartează norma scurgerii sezonieră – aparte trebuie de calculat și apoi cartat parametrii variabilității – coeficienții de variație și asimetrie/ Altă soluție este cartarea nemijlocită a scurgerii sezonieră cu asigurarea predefinită – de exemplu 75% sau alta.

6.4 Calculul distribuirii diurne (zilnice) a scurgerii

Dacă distribuirea scurgerii în cadrul anului reprezintă o repartitie cronologică a ei pe sezoane, luni, decade, în practică deseori sunt necesare date (pentru hidroenergetică, alimentare cu apă, etc.) despre durata manifestării debitelor de apă, egale sau cu o depășire a valorii de calcul, indiferent de timpul manifestării, adică de distribuirea zilnică (diurnă), calendaristică a scurgerii pe parcursul anului. De aceea, în loc de un

grafic în trepte, care reflectă distribuția cronologică în cadrul anului, putem construi o curbă a duratei debitelor diurne de apă, aranjându-le în descreștere indiferent de data manifestării lor. Această curbă va indica distribuția integrală a debitelor de apă pe parcursul anului, adică ea va fi asemănătoare ca formă cu curba de asigurare, dar din faze diferite și cu o origine diferită a lor.

Curbele de durată a debitelor diurne de apă se construiesc pentru ani concreți, de aceea la ele capetele curbelor sunt prestabilite, deoarece sunt cunoscute valorile medii, minime și maxime absolute.

În funcție de modul de construire există două tipuri de curbe de durată a debitelor diurne de apă:

- 1) Curba de sinteză (absolută) a duratei debitelor diurne de apă;
- 2) Curba medie a duratei debitelor diurne de apă.

Prima curbă se construiește prin aranjarea tuturor $365n$ debite de apă (n – numărul de ani cu observații). Curba a doua (medie) se construiește prin medierea ordonatelor curbelor de distribuție a scurgerii diurne din fiecare lună în baza tabelelor de sinteză a scurgerii anuale. La construirea curbelor, ca regulă, se utilizează coeficientul modul (pe axa ordonatelor) și ponderea asigurării (pe axa absciselor).

În limita asigurării de 10-90% divergența curbelor absolute (de sinteză) și medii nu depășește 15-20%, dar capetele curbelor pot avea deosebiri mari. În partea superioară curba absolută se află peste cea medie, iar în partea inferioară – sub ea. Din aceste considerente putem combina ambele procedee de construire a curbei, determinând valorile maxime și minime absolute, iar partea centrală poate fi prezentată în formă de medie. Aceasta va înlesni calculele curbei absolute și va spori precizia acestor calcule.

Curbele duratei manifestării debitelor zilnice reflectă regimul scurgerii și regularizarea naturală a lui, care este dictată de zonalitatea geografică a distribuției scurgerii și de factorii locali (suprafața bazinului și altitudinea lui, ponderea lacurilor, mlaștinilor, pădurilor, litiera, condițiile hidrogeologice). De aceea, per ansamblu, curbele de durată a debitelor zilnice (diurne) pot fi tipizate.

Curbele diurne (zilnice) permit evaluarea cantitativă a gradului de regularizare a scurgerii, care se exprimă prin coeficientul de regularizare naturală a scurgerii φ . Regularizarea reprezintă suprafața (sau valoarea relativă) din partea inferioară a curbei duratei nivelelor diurne (sau hidrografului scurgerii), limitat din partea de sus de debitul multianual de apă sau coeficientul modul egal cu 1 (fig. 15).

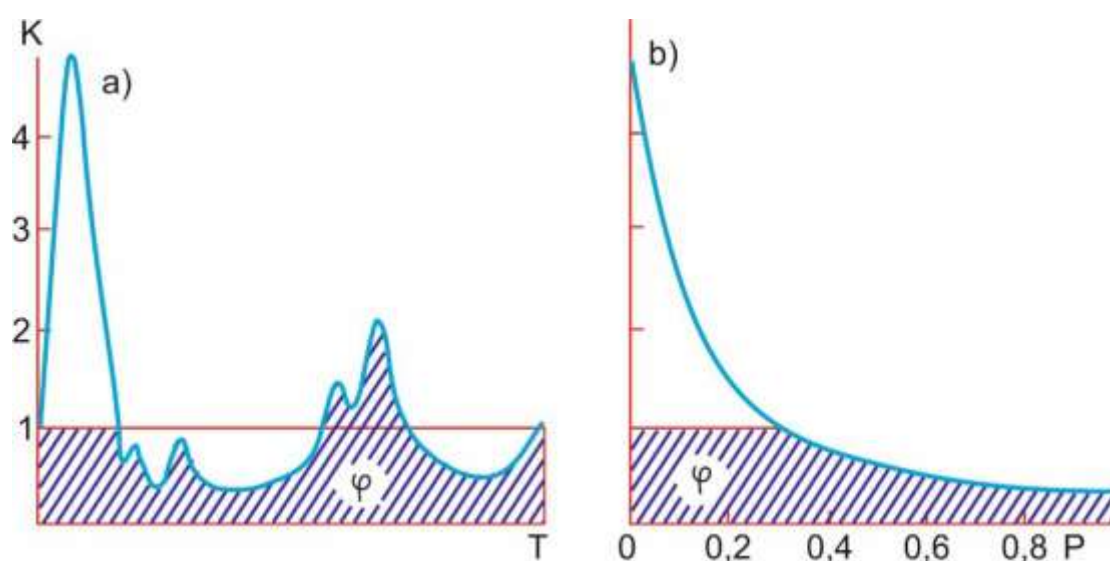


Fig. 15. Determinarea coeficientului de regularizare naturală a scurgerii

Suprafața de jos a hidrografului exprimă partea scurgerii, care include scurgerea subterană și o mică parte din scurgerea de suprafață, de aceea această suprafață se numește *scurgere de bază*. Cel mai frecvent

coeficientul φ se exprimă prin raportul volumului scurgerii de bază către volumul scurgerii anuale și se exprimă în părți din unitate.

Partea de bază a scurgerii reflectă regularizarea naturală a bazinului de recepție și capacitatea lui de acumulare, de aceea valoarea coeficientului φ se micșorează odată cu scăderea ponderii lacurilor.

Pentru evaluarea volumului de vârf a hidrografului scurgerii se aplică noțiunea de coeficient de neuniformitate anuală a scurgerii (d), valoarea căruia depinde de coeficientul φ : $1-\varphi=d$. Coeficientul d este comod pentru energeticieni, deoarece indică volumul lacului de acumulare în părți din medie, care este necesar pentru acumularea viiturilor și regularizarea scurgerii. Acest coeficient oscilează în funcție de poziția geografică a bazinului de recepție, dimensiunile lui și ponderea lacurilor. Valoarea d est cu atât mai mică, cu cât mai bine este regularizată scurgerea în condiții naturale.

Expresia analitică a curbelor zilnice. Sarcina construirii curbelor duratei debitelor diurne de apă pentru râurile nestudiate în baza criteriilor mai obiective decât recomandările calitative, care stau la baza metodei obișnuite de analogie hidrologică, poate fi soluționată găsind ecuațiile lor. Concomitent se va putea îndrepta curba și va spori precizia extrapolării ei. O astfel de ecuație poate fi curba frecvenței asimetrice Goodrich:

$$P = 1 - 10^{-c \left(\frac{K_{max} - K}{K - K_{min}} \right)^n}, \quad (6.1)$$

unde K_{max} și K_{min} – debite medii maxime și minime de apă, exprimate în părți din debitul mediu anual de apă; K – coeficient modul cu asigurare de calcul; P – asigurarea în părți din unitate; c și n – parametrii curbei.

Parametrii c și n analitic nu pot fi exprimați prin ordinatele caracteristice ale curbei, și însăși ecuația în forma sa generală nu se integrează. Dar dacă o vom trece prin logaritmare dublă – vom obține:

$$\lg[-\lg(1 - P)] = \lg c + n \lg \left[\frac{(K_{max} - K)}{(K - K_{min})} \right]. \quad (6.2)$$

Pentru această expresie, prin procedeu grafic putem obține c și n , dacă sunt cunoscute un șir de valori ale ordonatelor curbei de asigurare a debitelor (K , K_{max} și K_{min}), deoarece această este o ecuație a dreptei în sistemul de coordonate respectiv.

Indicăm $\varphi(i)$ care corespunde $K=1$ și parametrul $y = \frac{(K - K_{min})}{(K_{max} - K_{min})}$, care caracterizează depășirea debitului peste valoarea sa minimă în părți din amplitudinea totală a debitelor și variază de la zero până la unitate. Atunci ecuația (6.1) se va înscrie astfel

$$P = 1 - 10^{-c \left(\frac{1}{y} - 1 \right)^n}, \quad (6.3)$$

iar după o logaritmare dublă obținem:

$$g[-\lg(1 - P)] = \lg \frac{1}{c} + n \lg \left(\frac{1}{y} - 1 \right). \quad (6.4)$$

Parametrii c și n se determină din nomograme. Pentru râurile nestudiate parametrii K_{max} , K_{min} , φ se determină prin metoda analogiei cu evidența modificării lor odată cu creșterea suprafeței bazinului de recepție și capacitatea sa de acumulare.

VII. SCURGEREA DE ETIAJ ȘI SCURGEREA MINIMĂ

În ciclul anual al scurgerii râurilor clar se evidențiază sezoanele cu apă plină și sezoanele cu apă mică. Scurgerea râurilor, care se observă în sezoanele cu apă mică în lipsa viiturilor exprimate se numește *scurgere de etiaj*, iar intervalul de timp când ea se observă – *perioadă de etiaj*. Prin noțiunea de "perioadă de etiaj" se are în vedere faza regimului hidrologic, care se manifestă în sezoanele de vară-toamnă și se caracterizează prin debite stabile și mici ca valoare. Aici debitele stabile au semnificația de debite cu mult sub cele de viitură, când tendința generală a mersului său pe hidrograful scurgerii se aseamănă cu o linie dreaptă.

În perioada de etiaj există un interval de timp, când scurgerea este cea mai mică. Perioada celei mai mici scurgeri timp de 30 zile (o lună) se numește *perioada scurgerii minimele*. În acest interval de timp râurile se alimentează doar din ape subterane.

Datele despre scurgerea minimă și de etiaj sunt utile la elaborarea proiectelor de alimentare cu apă pentru diferite folosințe și proiectări a construcțiilor hidrotehnice și altele. În agricultură, scurgerea minimă și de etiaj, are o mare importanță deoarece consumă 75% din volumul de apă folosit în general. Subiectele protecției resurselor de apă de poluare și degradare nu pot fi soluționate fără informații despre debitele minime.

Caracteristicile scurgerii mici au un rol determinativ în elaborarea măsurilor de prioritizare a folosirii și protecției resurselor de apă. Ele limitează utilizarea și folosire apei, și influențează existența biocenozelor ecosistemelor. Din aceste considerente datele scurgerii minime se atribuie la categoria caracteristicilor hidrologice de bază.

Există ramuri ale economiei naționale care nu admit întreruperi chiar și de scurt timp în asigurarea cu apă. Dar, în același timp, scurgerea este distribuită foarte neuniform pe parcursul anului și în spațiu. Perioada de etiaj poate continua 5-6 luni și scurgerea din această perioadă poate constitui 20-10% și mai puțin din cea anuală.

În ariile urbane și cu o industrie dezvoltată deversarea apelor uzate poate fi nu numai comparabilă cu scurgerea minimă, dar o poate chiar depăși, de aceea apele tehnice epurate pot polua râul în rezultatul acumulării substanțelor nocive în albia lui.

În practica proiectării de gospodărire a apelor drept caracteristici de calcul principale a scurgerii minime și de etiaj sunt:

- debitele medii multianuale (norma) de apă a perioadei de etiaj, de 30 zile (lună) sau diurne (zilnice) cu cea mai mică scurgere observată în sezonul dat;
- debitele minim diurne, de 30 zile și de etiaj cu o probabilitate de calcul a depășirii anuale (asigurare), în special în diapazonul 75-95%;
- minimul absolut, care reprezintă cel mai mic debit diurn din toată perioada de observații. El indică gradul maxim posibil de degradare naturală a scurgerii râului.

De rând cu caracteristicile scurgerii, se aplică și caracteristici temporare: luna, când s-a manifestat scurgerea minimă; începutul, sfârșitul și durata perioadei de etiaj. Ultima nu tot timpul este egală cu începutul și sfârșitul perioadei de etiaj.

7.1 Principiile evidențierii perioadelor scurgerii mici și particularitățile ei de formare

Durata perioadelor. Drept perioadă a etiajului de iarnă se indică intervalul de timp de la apariția primelor formațiuni de gheață (dacă au lipsit viituri de toamnă în această perioadă), până la începutul apelor mari de primăvară, adică până la data trecerii de la debitele de iarnă stabile la creșterile de primăvară a nivelurilor și majorarea debitelor. Dacă s-au manifestat viituri la sfârșitul toamnei – începutul iernii, drept început al etiajului de iarnă se indică data finisării viiturii sau valului de viituri. În cazul lipsei fenomenelor de gheață în râuri, drept perioadă de etiaj se indică perioada de la data medie a trecerii stabile a temperaturilor aerului peste 0°C în direcție răcirii și până la începutul apelor mari de primăvară. Astfel, etiajul de iarnă începe în anul calendaristic precedent.

Durata etiajului de vară sau etiajului de vară-toamnă se identifică de la sfârșitul apelor mari de primăvară, adică de la data, când micșorarea intensivă a debitelor de apă încetinește până la viiturile de toamnă, iar în cazul lipsei lor – până la începutul perioadei de iarnă, adică până la momentul apariției în râu a formațiunilor de gheață. Etiajul de toamnă se observă după finisarea viiturilor de vară și până la începutul sezonului de iarnă.

Pentru controlul termenilor începutului și sfârșitului perioadelor de etiaj, la fel și a începutului și sfârșitului apelor mari de primăvară, care determină sfârșitul etiajului de iarnă și începutul celei de vară, este necesar de comparat termenii indicați de-a lungul râului și la râurile din vecinătate. Este necesar de ținut cont că timpul începerii și finisării perioadei de etiaj poate varia considerabil de-a lungul râurilor medii și mari. Cu cât este mai mare râul și mai densă rețeaua hidrografică din bazinul de recepție, cu atât mai mare va fi diferența dintre data începutului și sfârșitului etiajului din râul principal și afluenții săi. Aceasta depinde de diferența în timpul de propagare a undelor de viitură și neuniformitatea precipitațiilor din bazinul de recepție. Dacă viitura din afluent este mare, iar aplanarea de-a lungul râului – mică, atunci în secțiunea de închidere perioada de etiaj va fi mai scurtă (se va întrerupe). La o aplanare mare a viiturii – etiajul, ca regulă, nu se întrerupe. Același lucru se poate întâmpla iarna, dacă sunt moine. Dar în acest caz diferența în durata etiajului se va observa predominant la râurile medii și mari, deoarece schimbările termice cuprind suprafețe mari.

Tipurile de etiaj. Ca durată etiajul poate fi lung și scurt, ca stabilitate – stabil și întrerupt. Etiajul se consideră stabil, dacă durează peste 30 zile și scurt – cu o durată între 10 și 30 zile. Perioadele sub 10 zile nu este rațional de considerat drept etiaje, deoarece ele corespund duratei de propagare a undelor de viitură la râurile medii. Drept perioadă de etiaj stabilă poate fi considerată perioada cu lipsa viiturilor considerabile. Viiturile mici sunt incluse în aceste perioade, dacă volumul fiecăreia din ele nu depășește 10-15% din volumul scurgerii de etiaj, anterioare acestei viituri și după ea. Această condiție înlesnește evidențierea perioadelor de etiaj din râu. În cazul declanșării în râu a viiturilor apreciabile, perioada de etiaj devine întreruptă și poate fi constituită din două sau mai multe părți.

Dacă perioadele apelor mici sunt prezentate pe hidrograf în formă de o curbă zimțată, ceea ce denotă o alimentare predominant pluvială a râului în această perioadă, atunci în etiaj nu se vor include viiturile cu debite maxime de apă, care depășesc de 3-5 ori minimurile diurne anterioare (cu cât este mai mare volumul viiturii, cu atât este mai mică depășirea). La râurile cu regim de viitură pe parcursul anului, drept perioadă de etiaj se consideră perioadele dintre viituri cu durată suficientă și ea este scurtă și întreruptă. La acele râuri care au alimentare predominant pluvială și se caracterizează printr-un mers uniform al nivelelor și debitelor de apă pe parcursul întregului an, drept perioadă de etiaj se consideră toată această perioadă uniformă. Regimul acestor râuri este condiționat în special de particularitățile geologice a terenului (formațiuni carstice, nisipuri și prundișuri, care regularizează scurgerea, etc.). **Perioada de etiaj nu se evidențiază la râurile complet regularizate.**

Debitele de etiaj sunt comparabile la începutul și sfârșitul perioadei de etiaj.

În practica proiectării construcțiilor cel mai larg se aplică debitele minime de apă. La râurile cu perioade de etiaj lungi (peste 2-3 luni) perioada de cu scurgere minimă de 30 zile, ca regulă, coincide cu luna calendaristică, sau deosebirea dintre debitele lunii calendaristice și necalendaristice nu este mai mare de 10%. De aceea identificarea debitului minim mediu lunar în acest caz este destul de simplă. Însă la râurile cu regim de viitură în sezoanele de vară-toamnă sau de iarnă, când perioada de etiaj are o durată mică sau se întrerupe de viituri mari, cel mai mic debit din cele medii din luna calendaristică poate fi cu 50-80% mai mare decât debitul minim de apă din cele 30 zile cu scurgere minimă (lună necalendaristică). În anii cu ape mari acest coraport poate crește de 3-4 ori.

În caz dacă durata perioadei de etiaj la râurile din teritoriul studiat este întreruptă de viituri considerabile numai în anii cu multă apă, când perioada de etiaj devine scurtă, atunci în loc de perioada de 30 zile se va utiliza o perioadă mai scurtă (până la 20%), pentru a exclude influența viiturilor. Astfel se obține omogenitatea scurgerii minime a scurgerii.

Astfel, în funcție de regiune geografică și condițiile de umezire a anului concret, scurgerea minimă poate fi formată atât de apele subterane, cât și de apele de suprafață, ca rezultat al viiturilor dese, reținerii apelor în lacurile de acumulare și duratei mari de propagare apelor de suprafață. Dar totuși pentru majoritatea râurilor este specifică alimentarea subterană în perioada scurgerii minime. Așa, debitul de apă minim mediu lunar calendaristic (format doar de alimentarea subterană) poate fi utilizat în calcule pentru teritoriul Republicii Moldova.

Modul de determinare a debitului minim mediu de 30 zile calendaristice este următorul: pe hidrograful scurgerii sau în tabelul debitelor zilnice se identifică zilele cu cel mai mic debit din sezonul dat și pornind de la acest debit spre stânga și dreapta se determină perioada de 30 zile cu scurgere minimă, adică 30 zile cu scurgere minimă sunt neîntrerupte. Debitele minime de 30 zile sunt mai mici sau egale decât debitele medii lunare calendaristice.

Formarea scurgerii joase are loc în diferite condiții. Tot complexul de factori, care influențează regimul și dimensiunile scurgerii de etiaj și minime în sezoanele de iarnă și vară-toamnă se împarte în

- factori climatici;
- factorii suprafeței subiacente;
- factori antropici.
- Din acești factori pot fi evidențiate trei grupe genetice:
 - de formare a scurgerii;
 - indirecti;
 - convenționali.

Rolul lor în formarea scurgerii a fost analizată în capitolele anterioare, inclusiv și în formarea scurgerii joase. Dar, cu referire la sarcinile indicate rolul acestor grupe de factori în formarea scurgerii minime și de etiaj se manifestă puțin altfel sau are altă importanță.

În grupa factorilor de formare a scurgerii pe primul loc se plasează apele subterane, deoarece, în cazul scurgerii minime și de etiaj, precipitațiile nu au un rol determinativ.

Precipitațiile se infiltrază în subteran, alimentează apele subterane și prin ele – râurile, în perioada scurgerii joase. De menționat că, în alimentarea râurilor aici pot participa precipitațiile nu numai a lunii date, dar și din cea precedentă, sezonul precedent, anul precedent sau o perioadă mai îndelungată, ceea ce depinde de structura geologică și hidrogeologică a teritoriului, precum și de condițiile climatice. În sezonul de iarnă precipitațiile nu participă în formarea scurgerii râurilor, cu excepția moinelor. Însă după finisarea

topirii zăpezilor, ele pot alimenta râul o perioadă lungă de timp prin, îndeosebi în anii cu scurgere bogată. Este important că iarna râurile se alimentează din apele subterane formate în sezonale precedente (toamnă, vară, primăvară) și chiar anii precedenți.

Zonele cu umiditate suficientă și insuficientă sunt influențate de precipitații în mod diferit, deoarece evaporarea este diferită, dar se păstrează corespunderea dintre repartizarea precipitațiilor în teritoriu și scurgerea joasă. În regiunile cu cantități mari de precipitații se manifestă o scurgere minimă și de etiaj mai înaltă.

Deoarece scurgerea joasă se observă în perioada opririi (sau micșorării rapide) a aportului apelor de suprafață, atunci rolul major în alimentarea râurilor aici revine apelor subterane prin acviferele permanente sau temporare, adică din apele freatice și de adâncime.

Rolul *alimentării sezoniere* în formarea scurgerii joase poate fi diferit – de la neînsemnat până la decisiv. Ea este dictată, în special, de condițiile climatice și hidrogeologice. Apa din sol se formează în rezultatul topirii zăpezilor primăvara și căderii precipitațiilor în sezonul de vară-toamnă. Aceeași situație se observă în regiunile cu moine lungi.

Cel mai mare interes în analiza scurgerii joase îl prezintă apele freatice, deoarece ele reprezintă principala sursă permanentă de alimentare a râurilor, determinând regimul scurgerii lor în perioada cu ape mici. Scurgerea apelor freatice în râuri depinde de numărul acviferelor, care participă în alimentarea râurilor, de abundența lor. Cantitatea de acvifere întretăiată de râuri depinde de adâncimea lor și de capacitatea de drenare a râurilor. Apele freatice pot fi fără presiune și sub presiune. Ultimele apar doar în unele sectoare în formă de izvoare cu un debit mare. Dar pentru râurile medii alimentarea sub presiune constituie doar o mică parte din scurgerea de etiaj. Ea poate ajunge la 10-20% din debitul râurilor în perioada de etiaj, inclusiv la râurile mici.

Apele subterane din rocile carstice au un regim deosebit, care este determinat de legătura lor cu suprafața, cu capacitatea de înmagazinare și de descărcare a rocilor, de dimensiunile fisurilor, golurilor și cavernelor, care determină capacitatea de acumulare a rocilor. Importanța deosebită a rocilor carstice se manifestă în perioada scurgerii joase din anii secetoși.

Râurile din unele regiuni carstice pot să nu primească dar să cedeze apele sale, adică are loc "alimentarea subterană negativă", chiar până la dispariția completă a apei în perioada de etiaj.

Așa influență puternică a rocilor carstice asupra scurgerii râurilor în perioada apelor mici este caracteristică doar regiunilor cu o dezvoltare intensivă a carstului. În cazul intensității mici a fenomenului rocile carstice nu influențează considerabil scurgerea joasă, chiar și dacă aceste roci ocupă spații largi.

La analiza condițiilor de formare a scurgerii joase și elaborarea metodelor de calcul în determinarea caracteristicilor ei, este necesar de cunoscut în detalii caracterul legăturii apelor râului cu apele subterane, deoarece în cazul când sistemele fluviale sunt alimentate de apele subterane, trebuie să se observe o creștere legitimă a scurgerii râului odată cu creșterea dimensiunilor râurilor (bazinului de recepție, adâncimii de eroziune a albiei). Intensitatea creșterii aportului este determinată de condițiile hidrogeologice locale sau zonale generale de alimentare a râurilor. Dar atunci când apa din albie este consumată și suplinirea apelor subterane – se observă o diminuarea a scurgerii râului, chiar dacă debitul râului crește odată cu sporirea dimensiunilor bazinului. Necorespunderea dintre scurgerea reală a râului și informația despre structura geologică și hidrogeologică a teritoriului, adică creșterea sau micșorarea scurgerii râului, în lipsa datelor hidrogeologice dovedește doar despre insuficiența datelor hidrogeologice, sau despre precizia joasă a măsurătorilor scurgerii, sau despre un impact mare a activității de gospodărire (captări sau deversări de apă).

Deci, regimul apelor subterane, care participă în alimentarea subterană a râului, este determinat de condițiile climatice și de factorii fizico-geografici locali, în primul rând de condițiile geologice și hidrogeologice, de activitatea umană.

Condițiile hidrogeologice a bazinului depind nemijlocit de structura geologică, care determină repartizarea rocilor magazin. Amplasarea acviferelor depinde structura litologică și constituția rocilor. Solurile din bazin rețin apa în perioadele umede apoi o cedează în perioadele uscate. Solurile au o deosebită importanță pentru râurile mici, care se alimentează din acviferele superioare. Debitelor minime și de etiaj a râurilor, bazinele cărora sunt constituite din roci nisipoase și argilo-nisipoase, sunt cu mult mai mare decât la râurile bazinele cărora sunt constituite din roci lutoase.

Anume aceste cauze indică necesitatea regionării teritoriilor la elaborarea sintezelor scurgerii joase a râurilor mici. În cazul structurii geologice pestrice a teritoriului (regiunii) și condiții hidrogeologice complicate putem ajunge la concluzii eronate despre imposibilitatea aplicării metodei interpolării geografice în descrierea legităților repartizării spațiale a scurgerii minime, dacă vom considera particularitățile unei regiuni drept tipice în repartizarea scurgerii minime.

Condițiile hidrogeologice caracterizează particularitățile bazinului subteran al râului în acumularea și descărcarea rezervelor de apă, însă un rol nu mai puțin de important pentru anumite bazine îl au acumulatorii de suprafață a apelor – lacurile de acumulare.

Influența lacurilor asupra regimului scurgerii ca regulă se apreciază ca pozitivă, adică cu cât mai multe lacuri sunt în bazin și cu cât ele sunt mai mari, cu atât mai uniformă va fi scurgerea pe parcursul anului și cu atât e mai înaltă scurgerea minimă și cea de etiaj comparativ cu bazinele fără lacuri din aceeași regiune. Cu cât mai aproape de gura de vărsare – cu atât mai puternică este influența lacului de acumulare. Desigur că aici un rol important revine dimensiunilor lacului, capacitatea sa de acumulare.

Dar există și influență inversă, când lacurile de acumulare pot diminua valoarea scurgerii de etiaj, dacă ele sunt amplasate în regiunile cu umiditate insuficientă, la un relief slab dezmembrat și cu o slabă legătură cu apele subterane. În acest caz apele de suprafață acumulate în lac vor fi consumate la evaporare vara și formarea cuverturii de gheață iarna, deci nu vor participa în alimentarea râurilor.

Evaluarea rolului lacurilor în formarea scurgerii joase trebuie realizată prin evidența condițiilor morfologice și climatice din regiunea studiată, cu o diferențiere a lacurilor din punct de vedere a dimensiunilor sale și a amplasării în bazin.

Determinarea *influenței pădurilor* asupra scurgerii de etiaj este foarte complicată, în special în aceeași zonă climatică, deoarece după defrișarea pădurilor – solurile de pădure rămân și alimentarea apelor subterane și scurgerea aici derulează ca și în teritoriile împădurite. De rând cu aceasta este știut că, pădurea favorizează transformarea apelor de suprafață în cele subterane, sporind astfel scurgerea râurilor în perioada când ele se alimentează predominant din apele subterane.

În rezultatul defrișării pădurilor scurgerea de etiaj se poate micșora până la 15% la râurile medii și până la 35% la râurile mici din zona de silvostepă. La restabilirea pădurilor scurgerea de etiaj variază în funcție de vârsta pădurii: în ariile proaspăt împădurite cu copaci de 40-80 ani – ponderea scurgerii de etiaj constituie în mediu 35% din cea anuală; la pădurile de 100 ani – 55%, iar la pădurile bătrâne – 60%.

În regiunile cu umiditate insuficientă, pădurile amplasate în zonele cu ape subterane la suprafață (luncile și terasele râurilor) pot consuma un volum mare de umiditate la transpirație și în cazul distrugerii lor, scurgerea râurilor aici, în perioada de etiaj, va crește.

În regiunile cu o înaltă dezmembrare a teritoriului și o rețea hidrografică bine dezvoltată se manifestă o scurgere minimă relativ înaltă. Cu cât este mai vast teritoriul (bazinul de recepție al râului) și mai bine dezvoltată rețeaua de râuri, cu atât este mai mare probabilitatea participării apelor de suprafață în alimentarea râului în perioada de etiaj, chiar dacă aceasta nu se observă în hidrograful scurgerii, deoarece neuniformitatea căderii precipitațiilor și durata de propagare a apelor până la secțiunea de închidere duc la o aplanare considerabilă a viiturilor.

Odată cu creșterea altitudinii terenului – crește și valoarea scurgerii de etiaj.

În anumite condiții scurgerea joasă este puternic influențată de *lunca râului*. Lunca și pria terasă inundată de apele mari de primăvară rețin apa și contribuie la transferare ei în apele subterane, care apoi participă activ la alimentarea râului în perioada de etiaj.

Un factor important indirect, care influențează substanțial regimul scurgerii joase a râului este *evaporarea*. Ea reprezintă principala componentă negativă a bilanțului apei, îndeosebi la perioada de etiaj.

În fig. 16 este ilustrată legătura scurgerii etiajului de vară-toamnă cu evaporarea de pe bazinele de recepție cu suprafețe 2000-4000 km² din Europa de est.

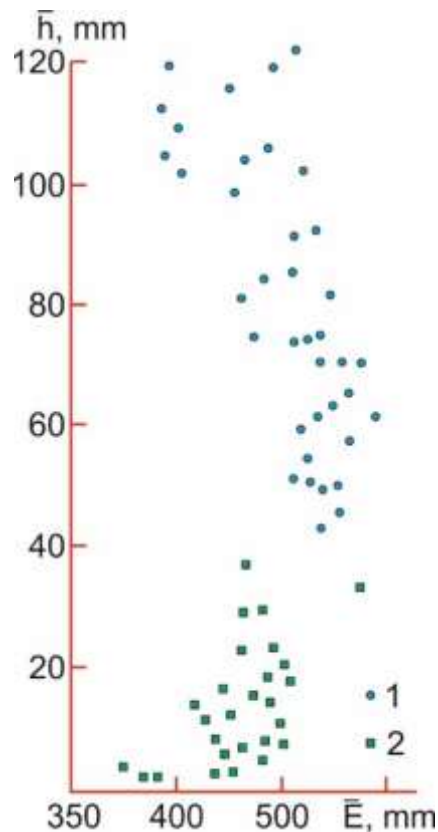


Fig. 16. Legătura dintre scurgerea de vară-toamnă (\bar{y}) cu evaporarea anuală (\bar{E}) la râurile din Europa de est

1 – punctele din zona cu surplus de umiditate și umiditate suficientă;
2 – punctele din zona cu umiditate insuficientă

Partea superioară a graficului corespunde zonei cu umiditate excesivă, unde evaporarea este cu mult sub precipitațiile căzute în sezonul cald al anului și ele alimentează râurile. Pe măsura deplasării spre sud evaporarea crește, iar precipitațiile căzute nu mai pot compensa diferența crescută în evaporare, ceea ce înseamnă o micșorarea a scurgerii râurilor și punctele de pe grafic deviază spre dreapta și se apropie de axa absciselor. Dar evaporarea maximă posibilă continuă să crească pe măsura deplasării spre sud, atingând valori maxime în zona cu umiditate insuficientă și la o micșorarea concomitentă a cantității de precipitații atmosferice. În rezultat evaporarea fizică scade la o micșorare bruscă a scurgerii râurilor și câmpul de puncte, înclinându-se deviază spre dreapta.

În perioada de iarnă, când râurile se alimentează predominant din contul apelor subterane iar evaporarea este mizeră, legitatea de bază de variație a scurgerii de etiaj odată cu evaporarea se păstrează. În acest caz evaporarea are importanță ca factor, care diminuează rezervele anterioare de umiditate, acumulate în perioada caldă a anului, când se formează în special apele subterane.

În sezonul de iarnă o influență nemijlocită asupra scurgerii joase o poate avea așa factor climatic ca *temperatura aerului*. Înghețarea stratului superior al solului are ca rezultat oprirea alimentării din apele subterane. Dar în cazul moinelor frecvente scurgerea etiajului de iarnă este mai înaltă decât în sezonul de vară-toamnă.

În sezonul de vară-toamnă pe prim-plan se află nu temperatura aerului dar evaporarea din care derivă *deficitul de umiditate*. Odată cu creșterea deficitului de umiditate – sporește evaporarea de pe suprafața terestră. Aceasta duce la micșorarea alimentării prin apele subterane și creșterea consumului lor la evaporare, fapt ce pe final dictează scurgerea scurgerii de etiaj și îndeosebi a scurgerii minime. Cea mai mare importanță o are deficitul de umiditate în regiunile aride. Așa, în regiunile cu deficitul mediu anual de umiditate a aerului de 4-5 mm se observă o secare permanentă a râurilor mici.

Din categoria factorilor convenționali ce mai mare importanță o are *adâncimea de eroziune* a albiei râului. La prezența legăturii hidraulice a acviferelor cu râul ieșirea la suprafață a apelor subterane se realizează prin perimetrul umed al râului. Deci, cu cât el este mai mare, cu atât mai multă apă primește râul (la aceleași condiții hidrogeologice). Lărgirea perimetrului umed al albiei are loc prin creșterea adâncimii de eroziune a albiei în acviferele subterane, care alimentează râul. În paralel, creșterea acestei adâncimi de-a lungul râului duce la antrenarea noilor acvifere în alimentarea râului. Întretăind un acvifer în cursul superior, în aval râul începe drenarea încă a unui sau mai multe orizonturi acvifere, măbind, astfel, dimensiunile bazinului subteran. Dar, mărirea adâncimii de eroziune a albiei poate condiționa și micșorarea ponderii aportului subteran, dacă râul începe drenarea straturilor fără acvifere sau a acviferelor cu pante inverse.

Astfel, pentru studierea scurgerii joase, care se formează predominant de apele subterane, adâncimea de eroziune a albiei în acviferele, care alimentează râul de-a lungul albiei, au o deosebită importanță. Determinarea acestei caracteristici depinde de necesitatea identificării raportului dintre cota de eroziune a albiei și cota acviferelor, care contribuie la alimentarea râului de-a lungul său, deoarece adâncimea de eroziune variază în funcție de dimensiunile râului.

În practică, determinarea adâncimii de eroziune a albiei este dificilă. Adâncimea de eroziune în secțiunea concretă nu poate reflecta tabloul real al condițiilor de drenare a acviferelor de către râul pe bazinul întreg sau chiar râului principal. Este necesar de știut adâncimea ponderată sau în cel mai rău caz doar adâncimea medie de eroziune a rețelei de albie din bazinul dat. Însă metodica determinării acestei caracteristici este încă imperfectă. Există încercări de a înlocui adâncimea de eroziune prin cota de eroziune în secțiunea râului, adică altitudinea absolută a fundului albiei râului (talvegului) din secțiunea de calcul. Dar în acest caz la aceeași cotă absolută a adâncimii de eroziune și diferită poziție pe verticală a acviferelor drenate, gradul lor de drenare nu va fi același, și, respectiv, va fi diferită și scurgerea subterană a râului. Din aceste considerente, la folosirea în practică a legăturii scurgerii minime cu cota de eroziune a albiei, funcții mai strânse se observă doar în regiunile omogene din punct de vedere a condițiilor hidrogeologice.

Adâncimea de eroziune a albiei poate crește numai până la o limită – baza de eroziune locală. Deci, adâncimea de eroziune, ca caracteristică a condițiilor de drenare de către râuri a acviferelor, are importanță doar pentru un diapazon anumit al râurilor și în acest sens nu este un factor universal, care ar putea fi util pentru studiul scurgerii joase a orișicărui râuri ca dimensiune.

Există o legătură anumită dintre suprafața bazinului de recepție și adâncimea de eroziune. Cu cât este mai mare prima, cu atât mai mare va fi și a doua. Aceasta funcție grafic se descrie printr-o curbă.

Bazinul de recepție colectează precipitațiile și cu cât el este mai mare, cu atât mai multe precipitații pătrund în sol, desigur la o omogenitate a structurii teritoriului. De menționat, că hotarele bazinelor de recepție de suprafață și a celui subteran, ca regulă, coincid, cu excepția regiunilor cu alimentare arteziană sau cu formațiuni de carst. Dar, determinarea hotarului inferior al bazinului de recepție este dificil, uneori chiar imposibil. Orizonturile subterane impermeabile, care separă acviferele, pot fi fragmentate. Limita unui orizont impermeabil în general poate fi necunoscută. La râurile mici, uneori și medii, determinarea limitelor bazinului subteran, chiar și la prezența datelor necesare poate fi un lucru dificil, deoarece un acvifer unic mare poate alimenta câteva râuri în același timp și poziția limitei sale inferioară a unui oarecare bazin rămâne incertă. Aceasta dictează mari dificultăți în utilizarea volumului bazinului în calitate de parametru din schemele de calcul, de aceea în practică el este înlocuit prin suprafața bazinului de recepție.

Astfel, *suprafața bazinului* râului nemijlocit are legătură cu un șir de caracteristici importante, care influențează scurgerea de suprafață și subterană și pe final – scurgerea joasă a râurilor. Ea poate fi privită ca un parametru, care este un indicator integral a condițiilor hidrogeologice, morfologice și hidrometeorologice de formare a scurgerii joase a râurilor. Desigur că nu în toate cazurile această caracteristică poate la sigur reflecta influența factorilor indicați.

Rolul considerabil al *factorilor azonali* în formarea scurgerii mici dictează necesitatea aplicării pe larg a metodelor de sinteză regională, bazate pe evidența legăturilor caracteristicilor scurgerii mici a râurilor cu principalii factori de formare a scurgerii, sau indicii de sinteză a lor. Uneori drept indici de sinteză se utilizează scurgerea anuală a râurilor sau coeficienții de regularizare naturală a scurgerii. Dar, fiind parametri ai scurgerii, ei se află sub influența întregului complex de factori fizico-geografici și, respectiv, nu pot descrie influența uni factor particular. Ba chiar mai mult, utilizarea concomitentă în sinteze a acestor caracteristici a scurgerii (sau similare) de rând cu factorii fizico-geografici de bază (de exemplu la aplicarea corelației multiple) duce la faptul că caracteristicile scurgerii domină prin ponderea sa restul factorilor și nu permit dezvăluirea tabloului real al formării scurgerii mici a râurilor din teritoriul dat. Iar la folosirea practică a funcțiilor date apare subiectul determinării argumentului pentru râurile nestudiate, precum și precizia determinării acestuia.

Influența *activității de gospodărire* asupra scurgerii de etiaj și minimă poate atât de mare, încât poate cardinal modifica regimul scurgerii joase. Micșorarea bruscă sau chiar oprirea scurgerii în perioada de etiaj în rezultatul activității umane, poate crea o situație de avarie – de exemplu la o centrală termoelectrică, deoarece pentru funcționarea ei este nevoie de aprovizionare neîntreruptă cu apă.

Impactul activității de gospodărire asupra regimului scurgerii de etiaj se poate manifesta într-o formă rapidă și în mai multe moduri. În rezultatul construirii în albie și bazin a iazurilor și lacurilor de acumulare pentru irigare și alte folosințe, scurgerea naturală a râurilor poate fi diminuată considerabil. Însă la deversarea apelor subterane captate de la adâncimi mari, care nu participă în alimentarea râurilor, la fel și a apelor uzate extrase din alt bazin hidrografic, sau în rezultatul funcționării CHE – scurgerea joasă poate spori. La deversarea apelor uzate industriale și menajere are loc modificarea calității apelor naturale, deosebit de esențială în perioada de etiaj. Modificări considerabile a scurgerii au loc la redistribuirea apei dintr-un bazin hidrografic în altul.

Coraportul dintre cantitatea de apă folosită și volumul scurgerii naturale în perioada apelor mici, determină necesitatea regularizării scurgerii râurilor și modul acestei regularizări, cheltuielile la construcțiile hidrotehnice și în mare măsură eficiența generală a utilizării resurselor de apă din teritoriul dat.

Deseori în practică se manifestă concomitent influența asupra scurgerii din perioada de etiaj a diversității largi de utilizare și folosire a resurselor de apă, care condiționează raportul diferit a influenței acestor folosințe. Aceasta îngreunează studierea problemei interacțiunii influenței omului asupra scurgerii râurilor

în perioadele cu ape mici, când ea se manifestă deosebit atât în aspect cantitativ, cât și calitativ. În prezent ultima este deosebit de actuală.

Influența irigației asupra scurgerii râurilor are un caracter sezonier și se manifestă în special în perioada de vegetație a culturilor agricole, care corespunde cu perioada de etiaj în râuri. De menționat că, cu cât mai devreme se începe etiajul și cu cât mai lung el va fi, cu atât mai mare este impactul captării apei pentru irigare. Acest impact sporește în cazul impactului sistematic. Însă el este foarte diferit la râurile mari și mici. **La o evaporare intensivă, când apa sustrasă din râu pentru irigare practic se consumă la evaporare, impactul irigației devine maxim și poate condiționa dispariția scurgerii la râurile mici și în unele sectoare a râurilor medii.** Aceasta se observă la multe râuri din regiunile aride. O extremă a acestui impact este sustragerea completă a apelor din râuri pentru satisfacerea cerințelor agriculturii.

La o diminuare a pierderilor ireversibile de apă folosită la irigare, micșorarea scurgerii râului se observă într-o măsură mai mică, datorită descărcării apelor acumulate de la irigare în apele subterane. Aici se denotă o redistribuire a scurgerii de etiaj de-a lungul râului – o micșorare bruscă în regiunile de captare și o creștere treptată în aval, pe măsura descărcării apelor subterane. Aceeași redistribuire se manifestă și în timp – returnarea intensivă a apelor după finisarea irigației (sfârșitul verii - toamna).

Evaluarea cantitativă a impactului irigației asupra scurgerii de etiaj a râurilor, în mare măsură depinde de precizia calculării cantității de ape returnabile, care nimeresc în râuri după irigare. La diferite sisteme de irigare – cifra va fi diferită. Nu toate pot fi reutilizate din cauza creșterii mineralizării lor și poluării cu pesticide.

Irigarea teritoriilor vaste, care condiționează micșorarea scurgerii de etiaj din prima jumătate a sezonului de vară, ca regulă condiționează o creștere a ei la sfârșitul verii, toamna și chiar iarna, când la început se micșorează apoi se oprește sustragerea apei din râu pentru irigare și începe un aport a apelor subterane acumulate în rețeaua de hidrografică, desigur, numai dacă o mare parte din ea nu s-a pierdut la evaporare.

Astfel, evaluarea impactului agriculturii irigate asupra scurgerii joase trebuie realizată la nivel local cu evidența specificului fizico-geografic regional, caracterului de irigare, precum și a normelor și termenilor de udare. În calitate de valoare de calcul a scurgerii joase, ca regulă este debitul minim de 30 zile cu o asigurare de 80% din perioada de vegetație (perioada etiajului de vară).

Un tablou invers se observă la lucrările de desecare a apelor subterane din bazinul râului. Influența acestor lucrări se manifestă în mod diferit și depinde de particularitățile locale a teritoriului, însă per ansamblu după desecare are loc creșterea scurgerii sezoniere a râurilor. La o desecare intensivă a terenurilor înmlăștinite modulul mediu al scurgerii minimale de pe el crește de 3,5-4,0 ori. Aici rolul terenurilor ameliorate în alimentarea râurilor din perioada de etiaj este cu atât mai important cu cât este mai mare aria desecată.

Volumul utilizării apei în industrie și gospodărirea comunală cedează cantității de apă folosit în agricultură. Dar cea mai mare influență, utilizarea apei în industrie și gospodărirea comunală, o are asupra calității apei din perioada de etiaj. Din aceste considerente la calcularea cantității de apă necesare satisfacerii cerințelor industriale și a gospodăririi comunale, accentul principal se pune pe evaluarea posibilei captări de apă din cursul de apă dat, cu evaluarea ulterioară a calității apei după returnarea apelor uzate.

Utilizarea apelor subterane pentru asigurarea cu apă a orașelor mari poate influența considerabil scurgerea pe anumite sectoare destul de mari ale râurilor. Captarea apelor subterane cu o deversare ulterioară a lor în rețeaua hidrografică măresc scurgerea de etiaj, însă exploatarea intensivă și de lungă durată a apelor subterane duce la formarea pâlniei depresionare și întreruperea alimentării râurilor în zona ei de acțiune. Cu cât este mai mare această pâlnie, cu atât este mai considerabilă influența ei negativă.

În limitele pâlniei depresive, care se formează din contul extragerii apelor subterane pentru diferite folosințe, se observă două procese diametral opuse:

- micșorarea alimentării subterane a râurilor și filtrarea în acviferele exploatate;
- creșterea scurgerii râurilor în rezultatul deversării apelor de adâncime, care nu sunt drenate sau sunt slab drenate de râuri.

Aceste procese pot derula concomitent în același bazin al râului, dar în diferite părți ale sale și ca rezultat, în secțiunea de închidere modificări ale scurgerii în aspect multianual pot să nu se manifeste.

Scurgerea joasă poate fi puternic influențată de crearea în albie și bazinele de recepție a lacurilor de acumulare de diferite tipuri, și, de menționat, că foarte mult depinde de destinația lacului de acumulare. Iazurile fără scurgere interceptează toată scurgerea în perioada de etiaj. Ele se creează, ca regulă, pe râurile mici, precum și în părțile superioare ale vâlculelor. Iazurile cu scurgere sunt traversate de o parte a scurgerii, dar, în perioada etiajului, pot reține toată scurgerea. Folosirea iazurilor pentru irigare condiționează cele mai mari pierderi ale scurgerii, și, respectiv, diminuarea ei maximă în perioada de vegetație. Captarea apei din iazuri pentru asigurarea cu apă dictează o diminuare a scurgerii cu atât mai mare, cu cât sunt mai mari pierderile de apă. Cel mai puțin influențează scurgerea iazurile create pentru creșterea peștelui și avicultură, dacă ele au scurgere. În general influența lacurilor de acumulare și iazurilor asupra scurgerii se determină de caracterul exploatării lor, amplasarea pe bazin și volumul de apă acumulată, precum și de condițiile climatice ale teritoriului.

Oscilațiile scurgerii din ariile urbanizate devin mai mari datorită deversării neuniforme a diferitelor tipuri de ape reziduale și amenajarea prizelor de captare a apei din rețeaua hidrografică și acviferele subterane. Precipitațiile, chiar și cele mai slabe, din perioada caldă a anului, aproape complet se scurg în cursurile de apă, generând o creștere temporară a scurgerii, care nu este specifică ariilor neurbanizate. Influența ariilor urbanizate se manifestă în două direcții diametral opuse în funcție de condițiile climatice și hidrogeologice a teritoriului și particularitățile asigurării urbane cu apă, inclusiv rețelei de aprovizionare cu apă și canalizare. Iar influența principală a urbanizării se manifestă în calitatea apei în perioada de etiaj.

Evaluarea cantitativă a diferitelor forme ale activității umane este în funcție de soluționarea complexului de subiecte și necesită un mare volum de informație, atât despre scurgerea naturală a râurilor din perioada de etiaj, cât și despre caracterul și dimensiunile impactului antropic în această perioadă. Dificultatea calculării modificărilor cantitative a scurgerii râurilor este condiționată deseori nu numai de lipsa datelor necesare, dar și de prezența unui număr mare de factori antropici, care influențează în mod diferit scurgerea, la o mare incertitudine cantitativă.

7.2 Identificarea termenilor și duratei perioadelor de etiaj

Începutul și sfârșitul perioadei de etiaj este determinată, în special, de factorii climatici, de aceea în repartizarea teritorială, termenii perioadei de etiaj se supun legii zonității geografice. De aici reiese că la râurile nestudiate acești termeni pot fi determinați cu ajutorul hărților cu izocrone sau hărților regionale. La construirea hărților trebuie de ținut cont de termenii existenți a perioadei de etiaj la râurile mici și medii, precum și de particularitățile locale ale teritoriului, care deformează tabloul general. Asemenea hărți este rațional de construit din datele medii multianuale sau din informațiile anilor cu scurgere sezonieră foarte scăzută. Data începerii și sfârșitului perioadei de etiaj se atribuie nu la centroidele bazinelor, dar la profilurile hidrometrice, unde se realizează monitoringul.

Hărțile izocronelor permit o studiere mai detaliată a modificării caracteristicilor temporare concrete a perioadei de etiaj (începutul, sfârșitul, durata) doar la râurile, care nu sunt supuse influenței factorilor

antropici. Carta regiunilor oferă mai multă informație (concomitent despre toate caracteristicile temporare), dar cu un înalt grad de schematizare.

Data începerii și sfârșitului etiajului variază în teritoriul dat, de aceea termenii medii pe regiune se rotunjesc până la decadă. Durata perioadei de etiaj pentru fiecare punct, la alcătuirea hărților, se determină de la data începutului până la data sfârșitului etiajului, dar dacă el se întrerupea, atunci durata părților etiajului se adună.

La determinarea termenilor cei mai probabili a începerii și sfârșitului perioadelor de etiaj a râurilor dintr-un regiune concret, atenția principală se acordă datelor colectate din râurile medii. Ca perioadă de sinteză pe regiune a începutului etiajului se consideră cea mai frecventă decadă a lunii. La fel se identifică și sfârșitul etiajului.

Între durata etiajului și scurgere există o legătură clară: cu cât ea este mai lungă, cu atât mai mică este scurgerea ca rezultat a micșorării alimentării râului. Deci, cu cât este mai mare asigurarea valorii de calcul a scurgerii (adică este mai mică valoarea ei), cu atât mai lungă va fi perioada de etiaj. Altă legătură: cu cât este mai lungă perioada de etiaj, cu atât mai devreme el se începe și mai târziu se finisează. Deci, unui debit de etiaj cu o asigurare mai mare îi corespunde o durată mai mare a etiajului, un început mai timpuriu și un sfârșit mai târziu. Acest postulat este important, deoarece determină caracterul aranjării valorilor cercetate.

Pentru râurile mici, unde asupra duratei etiajului o influență mare o exercită factorii locali, în determinarea duratei etiajului râurilor nestudiate, este rațional de folosit funcția duratei acestei perioade cu suprafața bazinului de recepție sau cu scurgerea de etiaj.

7.3 Calculul scurgerii joase la prezența și insuficiența datelor hidrologice

Calculul caracteristicilor scurgerii joase la prezența datelor monitoringului se realizează prin aplicarea metodelor statistice analogice calculului scurgerii anuale. La evaluarea reprezentativității șirului de observații o mare importanță are prezența în acest șir a anilor cu cea mai joasă scurgere (sau grupei de ani).

La identificarea râurilor analoage, în primul rând se atrage atenție la asemănarea condițiilor hidrogeologice a bazinelor, gradul de drenare a acviferelor de către râuri, ce se reflectă prin suprafața bazinului de recepție (râurile trebuie să fie din aceeași categorie – mici și medii, iar diferența în suprafețe nu trebuie să fie mai mare de 5 ori). Râurile trebuie să fie asemănătoare din punct de vedere a regularizării naturale a scurgerii în perioada de etiaj. În bazinele râurilor trebuie să lipsească factorii, care denaturează scurgerea naturală (lacuri de acumulare, captări din ape de suprafață și subterane, deversări în râuri).

Restabilirea sau prelungirea șirurilor scurgerii se realizează din graficele funcțiilor sau prin metoda corelației multiple. Linia funcției pe grafice nu poate trece prin zeroul graficului.

În anumite cazuri funcția de corelație dintre punctele analizate poate avea forma unei curbe. Așa legătură confirmă necorespunderea condițiilor de formare a scurgerii în punctele cu perioade lungi și scurte de monitoring, de exemplu la necorespunderea suprafeței de recepție subterane cu cea de suprafață la unul din bazine.

Funcțiile curbilunii se pot observa și la o oarecare diferență în sincronitatea regimului hidric a râurilor analizate din sezonul dat, la o lipsă a evidenței impactului activității antropice asupra scurgerii joase la unul din râuri. Din aceste considerente funcțiile curbilunii sunt utile numai în cazul lipsei analogurilor calitativi, care ar asigura funcții liniare de corelație.

Șirul de observații disponibile se consideră suficient, dacă eroarea medie pătrată a normei scurgerii joase nu depășește 15%. Această precizie este condiționată de precizia datelor hidrometrice inițiale. Cu cât sunt mai complicate condițiile inițiale de formare a scurgerii joase și este mai mare probabilitatea de secare sau

înghețare a râurilor, cu atât mai lungă este perioada necesară pentru determinarea normei caracteristicilor scurgerii joase. Ca regulă mai sigure sunt debitele diurne de 30 zile față de cele medii diurne, deoarece creșterea perioadei de mediere a debitelor va condiționa creșterea preciziei în calculele curbei debitelor, datorită compensării valorilor care deviază într-o parte sau alta. Deci, cel mai imprecise în determinare, potențial, vor fi debitele diurne de apă, iar cel mai precis – medii, pentru o durată lungă. Însă aceasta nu înseamnă că nu putem folosi debitele medii diurne în perioada scurgerii minime.

Erorile pot fi determinate prin compararea valorilor obținute cu cele calculate la alte puncte ale aceluiași râu, sau din bazinele vecine, care se află în aceleași condiții fizico-geografice, ținând cont de diferența în dimensiunile bazinelor.

Construirea curbelor empirice de asigurare a caracteristicilor scurgerii joase se efectuează prin aplicarea formulei (5.3). Șirul disponibil, ca regulă, reprezintă un eșantion de diferită durată din totalitatea generală, de aceea asigurarea fiecărui membru al șirului statistic analizat este convențională, care depinde de numărul membrilor șirului (de lungimea lui). În cazul scurgerii joase importanță majoră o are asigurarea ultimilor membri ai șirului, deoarece în majoritatea cazurilor calculul se realizează în diapazonul 75-97%, care caracterizează cele mai tensionate condiții a scurgerii minime. Ea poate varia la o diferită durată a șirului de observații. De aceea poziția punctelor în partea inferioară a șirului empiric de asigurare trebuie să fie deosebit de argumentată.

Pentru extrapolarea curbelor empirice se aleg curbele analitice, care se depun pe rețele de probabilitate ce vor îndrepta curbele la coraporturi corespunzătoare C_s/C_v (pot varia de la o la $3C_v$, dar cel mai des sunt $C_s=2C_v$).

Valoarea coeficientului de variație, necesară pentru construirea curbei analitice de asigurare, se determină din șirul factologic disponibil sau din cel restabilit, cu aplicarea formulei metodei momentelor sau metodei aproximării maxime.

O particularitate a caracteristicilor scurgerii joase este prezența în unele cazuri a valorilor zero. Aceasta se atestă la râurile, care curg prin regiunile unde în anii cu scurgere mică brusc se micșorează alimentarea lor, până la oprirea scurgerii subterane în albie. În aceste cazuri se denotă o secare sau înghețare a râului pe diferite intervale, deseori lungi, de timp. Deosebit de probabile apariția valorilor zero în șirul de observații la calcularea debitului minim de 30 zile în zonele cu umiditate insuficientă. În aceste cazuri curbele de asigurare empirică în partea sa inferioară rapid se apropie de axa absciselor și pot atinge valori negative la o asigurare sub 100%. Parametrii acestor curbe este rațional de determinat prin metoda grafoanalitică. Odată cu probabilitatea atingerii curbei valorilor zero înainte de 95%, la capete pot fi folosite și alte ordonate de reper, de exemplu 10 și 90%. În fig. 17 sunt prezentate posibilele tipuri de nivelare a curbelor de asigurare empirică, construite din datele debitelor minime de 30 zile a râurilor din diferite zone climatice.

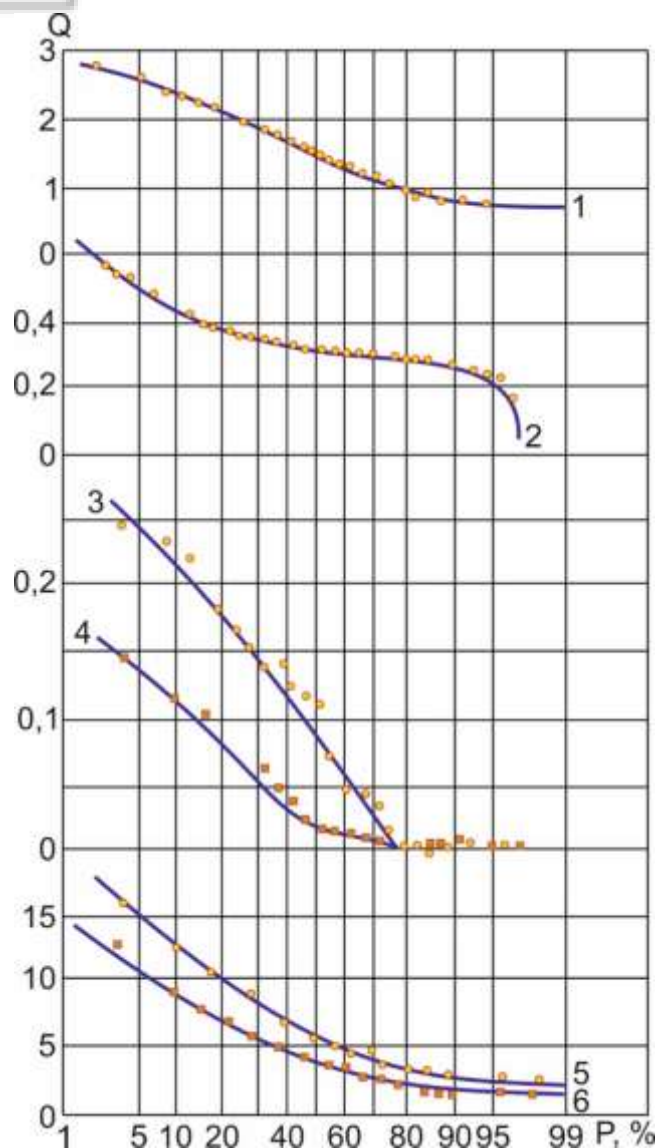


Fig. 17. Tipuri de curbe empirice
 1-5 - debit minim de 30 zile,
 6 - debit minim diurn

Dacă șirul de monitoring este neomogen – se aplică metoda de construire a curbelor de asigurare prin aplicarea formulelor (5.9) și (5.11), iar în cazul prezenței valorilor zero – (5.10).

Prezența, în unele cazuri, a unei curburi bruște în partea inferioară a curbei empirice (fig. 17, curba 2) are explicație fizică. În anii cu ape scăzute din sezoanele de iarnă sau vară-toamnă (din cauza suplinirii insuficiente a apelor subterane din sezoanele anterioare) principalele acvifere care alimentează râul și care sunt în apropiere nemijlocită de suprafața terestră, se epuizează rapid din cauza exploatării lor intensive (scurgerea în râuri, pierderile la evaporare), și râul trece la alimentarea din orizonturi acvifere mai adânci. La o adâncime mică de drenare a acestui orizont, adică când apa se alimentează doar din partea superioară a lui și are loc un fel de salt negativ în scurgere, el se reflectă în curba empirică de asigurare. Această situație este specifică, în special, zonei cu umiditate insuficientă. În asemenea cazuri este foarte dificil de a selecta o curbă teoretică, care va corespunde punctelor empirice, dar ea nu poate fi exclusă din calcule, de aceea, în calcule, se operează cu curba empirică nivelată de asigurare.

Construirea concomitentă a curbelor empirice de asigurare pentru scurgerea de etiaj, minimă de 30 zile și diurnă, permite determinarea imediată a erorilor aleatorii din datele brute, în special pentru partea inferioară a curbelor de asigurare. Devierea bruscă a punctului empiric a unei caracteristici a scurgerii joase, care nu este confirmată de alte caracteristici genetic omogene, vorbește despre o valoare aleatorie (sau eronată, greșită). În zona asigurărilor mari, curbele empirice a scurgerii minime și de etiaj au, ca regulă, o

direcție comună, fiind caracteristici omogene. Aceasta permite realizarea corelărilor comune a poziției curbelor de asigurare.

7.4 Metodele de calcul a scurgerii joase la lipsa datelor monitoringului hidrologic

Calculul caracteristicilor scurgerii joase a râurilor nestudiate sau în cazul, când materialul brut disponibil nu este suficient de calitativ pentru a fi utilizat prin aplicarea formulelor statistice, poate fi utilizat unul din următoarele procedee:

- utilizarea caracteristicilor indicate a scurgerii joase și a observațiilor episodice a scurgerii (datele hidrometeorologice) și datele râurilor analog;
- determinarea valorilor de calcul a scurgerii în baza sintezelor realizate pentru trei parametri: norma scurgerii minime și de etiaj, și a coeficienților de variabilitate și asimetrie – conform datelor râurilor studiate;
- folosirea coeficienților de transformare de la scurgere minimă cu o asigurare indicată (fixată) la scurgerea cu asigurarea dorită.

Ultimul procedeu are o aplicare mai largă în practica de proiectare. Aici în calitate de debit minim de 30 zile (sau modul al scurgerii) cu o asigurare de 80%.

Caracteristicile necesare ale scurgerii minime (norma sau scurgerea cu o asigurare fixată) pentru râurile nestudiate se determină prin interpolare sau din hărțile cu izolinii ale scurgerii, sau prin funcțiile regionale, care corelează scurgerea minimă cu principalii factori fizico-geografici. Fiecare din procedeele de calcul are anumite limite de aplicare. Caracteristicile scurgerii joase a râurilor mari se determină, ca regulă, prin interpolare dintre punctele de observații pe aceste râuri, ținând cont și de aportul lateral. Hărțile cu izolinii se aplică la determinarea scurgerii minime și de etiaj a râurilor medii, iar funcțiile regionale – în cazul râurilor mici.

La cele mici se atribuie râurile, care nu drenează totalmente acviferele ce le alimentează. Dimensiunea bazinelor, până la care râul se consideră mic (prima suprafață critică), se determină prin construirea funcției modulului scurgerii minime de 30 zile de suprafața bazinului de recepție. Aceste funcții se construiesc pentru regiuni cu caracteristici fizico-geografice omogene. La construire se aplică rețeaua logaritmică biaxială, unde suprafeței critice îi va corespunde punctul de curbură a liniei la trecerea ei în dreaptă, aproape de orizontală.

În regiunile de câmpie cu suficientă umiditate și cele din zona de tranziție, suprafața critică a bazinului oscilează în limitele 1000-1500 km² în sezoanele de iarnă și vară-toamnă. În zona cu umiditate insuficientă, unde acviferele subterane permanente se află la adâncimi mari, această suprafață crește până la 2000-2500 km².

Hărțile cu izolinii ale scurgerii. Scurgerea minimă a râurilor, care au suprafețe mai mari decât prima critică, dar mai mici de 75 000 km² (a doua suprafață critică), se formează sub influența factorilor zonali, de aceea scurgerea minimă a acestor râuri se determină din hărțile cu izolinii, care se construiesc separat pentru sezoanele de iarnă și vară-toamnă. În cazul orientării meridionale a bazinului râului dimensiunile suprafeței critice doi poate scădea la 50 000 km².

Modul de determinare a scurgerii minime din hărțile cu izolinii este similar celui de determinare a scurgerii anuale. Hărțile cu izolinii a scurgerii minime nu se aplică pentru râurile, care au o pondere a lacurilor mai mare de 3-5%, precum și râurile care sunt amplasate în regiunile carstice (la suprafețe sub 2000 km²). Eroarea determinării scurgerii minime din hărți constituie în mediu 10% în zona cu umiditate suficientă și

20% pentru zonele cu umiditate insuficientă. În ariile cu condiții hidrogeologice complicate și nivel de studiu hidrologic slab, această eroare poate ajunge la 30% și mai mult.

Funcții regionale. Scurgerea minimă a râurilor mici depinde de capacitatea de drenare a râului și de condițiile locale a teritoriului. În calitate de indicator integral de bază a condițiilor de formare a scurgerii minime se utilizează suprafața bazinului de recepție, pentru regiunile de câmpie și podiș, iar în munți – altitudinea medie a bazinului.

Pentru regiunile cu condiții fizico-geografice similare și în primul rând cu o structură omogenă a bazinelor din punct de vedere a particularităților geologice și hidrogeologice, se construiesc funcțiile debitelor minime de 30 zile de suprafața bazinului de recepție. Aceste funcții pot avea forma:

$$Q_{min} = a(F \pm f)^n, \quad (7.1)$$

unde Q_{min} – debit minim de 20 zile (sau alt interval de timp); a – parametru, care caracterizează umiditatea regiunii; F – suprafața bazinului de recepție; f – suprafața medie din regiune cu lipsa scurgerii din perioada de monitoring (minus în paranteze) sau suprafața medie a bazinului subteran, care asigură o alimentare suplimentară a râurilor din această regiune (plus în paranteze) datorită condițiilor hidrogeologice deosebite (necoinciderea hotarelor de suprafață cu cel subteran al bazinului de recepție), sau influenței de regularizare ale lacurilor (la o pondere peste 5%); n – parametru, care caracterizează intensitatea modificării scurgerii odată cu creșterea suprafeței bazinului de recepție. În funcție de intensitatea creșterii debitelor minime de apă odată cu creșterea suprafeței de recepție, coeficientul n variază de la valori ce depășesc 1,0 (în cazul creșterii intensității alimentării odată cu aria de recepție), până la valori sub 1,0 (la micșorarea acestei intensități de-a lungul râului).

Dacă suprafața bazinului râului analizat este mai mică decât suprafața medie pe bazin cu lipsa scurgerii, adică $F < f$, atunci debitul minim se consideră egal cu zero.

Valoarea pozitivă f este specifică zonei cu suficientă umiditate și variază între 20 și 120 km², negativă poate fi de la 20 la 1000 km². În zona cu umiditate insuficientă suprafața fără scurgere include suprafața cu lipsă permanentă a scurgerii în perioada apelor mici, suprafața cu lipsă intermitentă a scurgerii și suprafața de inițiere a scurgerii (adică suprafața, de pe care se formează scurgere la obârșia râului).

La calcularea debitului minim de 30 zile, formula (7.1) se aplică pentru râurile cu aria bazinului peste 20 km² din zona cu umiditate suficientă și peste 50 km² – în zona cu umiditate insuficientă. În regiunile cu condiții dificile de formare a scurgerii și puțin studiate hidrologic, limita de jos a aplicării formulei crește până la 100 km², iar cea superioară – coincide cu prima suprafață critică a bazinului. Formula nu se aplică pentru calculul scurgerii minime a râurilor cu lacuri (ponderea lacurilor – peste 5%) și pentru bazinele carstice, care puternic afectează scurgerea, precum și în regiunile cu o mare influență antropică.

Eroarea medie de calcul prin aplicarea formulei (7.1) constituie 10-20%, iar în regiunile cu condiții dificile de formare a scurgerii minime, mai cu seamă în regiunile umidității insuficiente – 25-30%.

Formula indicată poate fi aplicată pentru calculele normei și a valorilor asigurate a scurgerii minimale diurne, medii de 30 zile, de etiaj și a altor caracteristici a scurgerii joase. Însă este rațional de a o aplica doar pentru calculul debitului minim de 30 zile, adică a debitelor cu o asigurare fixată, deoarece caracteristicile scurgerii joase sunt omogene din punct de vedere genetic. Putem aplica formula pentru calculul doar unei caracteristici (de reper), restul se vor determina prin coeficienții de transformare a acestei caracteristici. Ultimii se determină din graficele funcțiilor. Astfel, schema determinării caracteristicilor scurgerii joase pot fi prezentate ca:

$$Q_{50}=f(F), Q_{24}=f(Q_{30}), Q_{ct}=f(Q_{30}).$$

Funcțiile se determină separat pentru sezoanele de iarnă și vară-toamnă. În acest caz ecuația de calcul pentru determinarea, de exemplu, a scurgerii minime diurn va fi

$$Q_{24}=kQ_{30}. \quad (7.2)$$

Valoarea coeficientului k variază pe sezoane și în funcție de regiune, dar practic nu depinde de dimensiunile râului. Cea mai bună corelație se manifestă la regiunile cu perioada de etiaj lungă și stabilă.

Corelația multiplă. În unele regiuni, unde în formarea scurgerii joase un mare rol revine precipitațiilor, în calcule poate fi utilă formula

$$Q = bF^n X^m, \quad (7.3)$$

unde X – precipitațiile medii anuale sau sezoniere.

Determinarea impactului comun a câtorva factori și fiecăruia în parte asupra unei sau altei caracteristici a scurgerii joase, este posibilă prin aplicarea metodei corelației liniare multiple. De exemplu, la evidența impactului comun al suprafeței bazinului, altitudinii medii, ponderii lacurilor și mlaștinilor asupra scurgerii joase, ecuația de calcul va avea forma

$$q = a \lg F + bH_{med} + cf_{lac} - df_b - K, \quad (7.4)$$

unde a, b, c, d – coeficienți de regresie; K – constantă de regresie.

Aplicarea metodei corelației multiple necesită un volum mare de informație inițială, diferită ca volum a eșantioanelor și număr de variabile independente, un diapazon mare de factori folosiți, o repartizare relativ uniformă în teritoriu a punctelor de monitoring.

Erorile coeficienților de regresie cresc odată cu sporirea numărului de variabile, de aceea în soluționarea sarcinilor practice, ca regulă, este suficient de a folosi raporturile corelative a 1-2 variabile, măbind numărul lor la o analiză regională detaliată, asigurat cu informație inițială despre scurgerea joasă și factorii ce o determină.

La determinarea caracteristicilor scurgerii joase cu o asigurare de calcul (ca regulă în diapazonul 75-97 sau 99%) se utilizează *coeficienți de transformare* de la scurgerea cu asigurare fixă (de reper). Așa valoare poate fi debitul de 30 zile (sau scurgerea specifică) cu o asigurare 80 sau 90%. Din aceste date se construiesc hărțile cu izolinii pentru râurile medii, se determină coeficienții regionali a funcțiilor $Q_{30; 80\%}=f(F)$ (formula 7.1) sau se construiesc graficele funcției $q_{30; 80\%}=f(H_{med})$. Coeficientul de transformare se determină din graficele funcției scurgerii de o asigurare fixată cu scurgerea cu o asigurare de calcul, adică $Q_{30P}=f(Q_{30; 80\%})$. Aceste grafice au o formă liniară și se descriu prin ecuația

$$Q_P = \lambda Q_{80\%}. \quad (7.5)$$

Coeficientul λ este foarte stabil în teritoriu, îndeosebi pentru scurgerea minimă și poate fi indicat același atât pentru scurgerea diurnă, cât și pentru scurgerea de 30 zile indiferent de sezon. Dar valoarea lui variază pentru scurgerea joasă la intervale de timp mai lungi (60, 90 zile și mai mult). În regiunile cu fenomene de secare sau înghețare a râurilor sunt necesare cercetări suplimentare, pentru precizarea coeficientului de transformare.

La repartizarea în teritoriu a coeficientului de transformare o influență deosebită o exercită variabilitatea debitului de apă în anii cu scurgere joasă: cu cât el mai puțin variază în teritoriu, cu atât este mai stabil coeficientul de transformare. Deci, cu cât este mia uniformă și stabilă în timp alimentarea râului di intervalul de timp dat, cu atât mai puțin variază scurgerea din sezonul dat.

La necesitatea determinării coeficientului de variație și asimetrie a caracteristicilor scurgerii joase, în cazul lipsei bazinului analog se va analiza funcția coeficientului de variație cu caracteristica cercetată a scurgerii joase din regiunea hidrologic omogen. Pentru acest regiune se determină legitatea variației coeficientului de variație în funcție de creșterea scurgerii joase. Pentru calcule practice această legitate poate fi prezentată în formă tabelară. Coeficientul de variație de calcul a scurgerii joase din râul cercetat se determină prin interpolarea dintre valorile extreme ale coeficientului la valorile respective a scurgerii joase. La aplicarea acestui procedeu este necesar din strat de a determina veridicitatea datelor extreme a valorilor cercetate (coeficientul de variație și scurgerea), dacă nu sunt ele aleatorii sau eronate.

În regiunile cu oscilații mici ale coeficientului de variație (în limitele a 15-20%) poate fi stabilit un coeficient al variației mediu pentru regiunea dată, care se indică pentru râurile nestudiate. Prealabil este necesar de realizat o analiză a funcției coeficientului de variație cu suprafața bazinului. În unele regiuni, îndeosebi în zona cu umiditate insuficientă, se observă o micșorare a coeficientului de variație odată cu creșterea suprafeței bazinului până la 200-300 km². Din aceste considerente la analiza distribuirii în teritoriu a coeficientului de variație, îndeosebi în formă de hărți cu izolinii, se folosesc râuri cu suprafețe ale bazinelor, care depășesc limita indicată. În anumite regiuni funcția coeficientului de variație de aria bazinului poate avea o bună corelație și ea poate fi aplicată în calcule.

Coeficientul de asimetrie este rațional de determinat analogic râurilor cu un șir lung de observații. Pentru calcule se folosește, ca regulă, coraportul acestui coeficient cu coeficienții de variație, deoarece el foarte puțin variază în teritoriu și poate fi indicat ca uniform pentru regiuni imense. De exemplu la râurile din regiunile cu umiditate suficientă $C_s=2C_v$, în regiunile cu surplus de umiditate – $C_s=3C_v$, iar în regiunile cu insuficiență de umiditate $C_s=(1,0-1,5)C_v$, în unele cazuri $C_s=0$.

7.5 Calculul scurgerii joase în condițiile impactului antropic

În prezent, la calculul scurgerii joase trebuie de ținut cont de impactul actual al activității de gospodărire a omului și tendințele sale în viitor. În perioada de etiaj această influență poate fi considerabilă, ceea ce cardinal va modifica regimul scurgerii. Pentru determinarea gradului de influență a unui sau altui factor de gospodărire (sau complexului de factori) asupra scurgerii este suficient de avut date destul de sigure despre scurgerea naturală a râurilor din regiunea dată, cu evidența oscilațiilor ciclice. Compararea modificărilor care au avut loc în condițiile naturale de formare a scurgerii și dinamicii dezvoltării activității de gospodărire din bazinul râului va permite evaluarea cantitativă a ultimilor.

La o evaluare cantitativă a activității de gospodărire asupra scurgerii minime este rațional de efectuat cercetări complexe, care duc evidența atât a cercetărilor de bilanț (hidric și termic în sectoarele afectate), cât și a valorilor obținute la compararea oscilațiilor multianuale a scurgerii și dinamicii dezvoltării economiei în bazinul de recepție.

Cel mai simplu și pe larg folosit în cercetare procedeu de comparare – este metoda restabilirii scurgerii naturale a râului, care se află în condiții afectate, aplicând funcția cu râul analog, scurgerea căruia nu este afectat de activitatea umană. Râurile comparate trebuie să posede o perioadă destul de lungă de observații concomitente a scurgerii în condiții afectate și neafectate de activitatea umană. Determinarea caracterului impactului activității de gospodărire (pozitivă sau negativă) și dimensiunilor acestui impact, este posibilă prin construirea graficelor funcțiilor valorilor integrale a scurgerii, consecutiv adunate, a râului cu regim al scurgerii afectat și râului analog. Perioada afectată se evidențiază pe graficul funcției ca o zonă a devierii punctelor empirice de la direcția generală a liniei funcției. În perioada neafectată funcția va avea o formă liniară, altfel analiza se complică cu mult. În fig. 18 sunt prezentate exemple de aceste grafice.

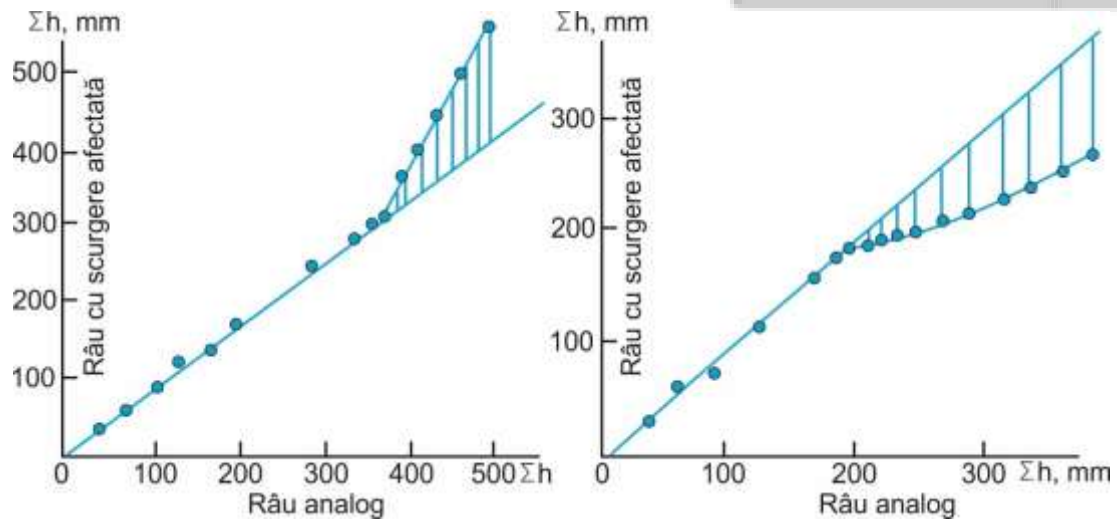


Fig. 18. Legătura sumelor integrale a scurgerii de etiaj a râurilor cu regim afectat al scurgerii și râurilor analog

După determinarea coraportului scurgerii (coeficient de transformare) râului cercetat și a râului analog în perioada neafectată, o putem transpune și la perioada afectată, ceea ce va permite determinarea scurgerii naturale a râului cu regim afectat, respectiv și valoarea acestor afectări.

Utilizarea a câtorva râuri analog sporește precizia evaluării afectărilor. Aici calculele se realizează prin aplicarea metodei corelației liniare multiple. Valorile scurgerii restabilite se calculează din ecuația

$$Q_R = k_1 Q_{a1} + k_2 Q_{a2} + \dots + k_n Q_{an} \pm \Delta Q, \quad (7.6)$$

unde Q_R – scurgerea restabilită a râului cu regimul hidric afectat; Q_a – scurgerea râurilor analog, la numărul analogurilor n ; ΔQ – diferența dintre valorile medii a scurgerii râului cercetat și râului analog; k – coeficient de regresie, determinat în funcție de devierea medie pătrată a scurgerii restabilite a râului cercetat și punctului analog.

Utilizarea curbelor integrale pentru evaluarea afectărilor scurgerii este rațional de aplicat la o oarecare influență bine exprimată, de exemplu în zona influenței irigației, deoarece ele nu permit evidențierea separată a factorilor antropici.

Pentru restabilirea normei scurgerii minime și de etiaj poate fi aplicată funcția debitului de apă cu suprafața bazinului (formula 7.1), construită pentru regiunile omogene și care au o mică dispersie a punctelor.

Cel mai detaliat modificarea scurgerii de-a lungul râului, care s-a produs datorită captării și deversării apei, poate fi determinată la alcătuirea bilanțului de apă al albiei. Drept că, aici este necesar de realizat un complex de activități de teren pentru colectarea informației, care include colectarea datelor despre volumul apelor utilizate în gospodărire și măsurători hidrometrice în sectoarele studiate. Componentele bilanțului de apă al albiei ca regulă variază în diferite regiuni, fiind determinat de caracterul activităților de gospodărire.

7.6 Secarea și înghețarea râurilor

Oprirea curgerii apei în albia râului are loc în rezultatul condițiilor deosebite, care se formează la un coraport anumit al complexului de factori climatici și hidrologici, de aceea încetarea scurgerii apei se observă în anumite regiuni în sectoare limitate a râurilor sau la râurile dintr-o anumită categorie.

Informațiile despre posibila lipsă a scurgerii ca factor, ce limitează folosirea apei, și durata acestui fenomen au o deosebită informație practică. În perioada caldă a anului râurile seacă datorită epuizării acviferelor ce

le alimentează, care la rândul său depinde de rezervele insuficiente ale acviferelor, suplinirea lor în sezonul de vară-toamnă și evaporarea intensivă, dependente de deficitul mare de umiditate din cauza lipsei precipitațiilor și temperaturilor înalte ale aerului. În cazul lipsei ploilor efective din perioada de toamnă – secarea râului poate dura până la sezonul de iarnă. Secarea râurilor depinde nemijlocit de secete.

Înghețarea râurilor are loc în perioada de iarnă, când temperaturile joase ale aerului se manifestă timp îndelungat și provoacă o răcire a maselor de apă și a solului, condiționează micșorarea aportului apelor subterane și epuizarea lor rapide. În anii deosebit de aspri poate avea loc înghețul complet al apei din râu și pe o mare lungime a lui. La înghețarea completă a râului deseori se observă scurgere în amonte sau aval de sectorul înghețat, deoarece aici apa curge sub albie, ieșind apoi din nou la suprafață. În acest caz nu va fi corectă afirmația despre epuizarea totală a acviferelor ce alimentează râul. Tot așa, sunt frecvente cazurile când apa iese la suprafață peste gheață și, curgând, iarăși îngheață. dependentă

La încetarea scurgerii în râu, în anii secetoși mai contribuie și carstul sau sedimentele aluviale, care transpun o parte din scurgerea de suprafață în scurgerea sub albie. De aceea, chiar și în cazul rezervelor mari de apă subterană, scurgerea prin albie poate lipsi, deoarece apele ajunse în albie se absorb în zona aferentă albiei (grosimea depunerilor aluviale chiar și în cazul râurilor mici ajunge la zeci de metri).

O influență mare asupra secării și înghețării complete a râurilor o are activitatea de gospodărire în albie și bazinul de recepție, îndeosebi în zonele cu umiditate insuficientă. Construirea lacurilor de acumulare și iazurilor cu baraje fără scurgere, care asigură interceptarea completă a scurgerii din perioada de etiaj, duce la încetarea lui în sectoarele din aval. Cel mai des aceasta se observă în râurile mici și, de menționat că, scurgerea se oprește mai devreme și continuă mai târziu, decât în râurile cu regim normal al scurgerii. Încetarea scurgerii în râu poate avea loc în rezultatul activităților sondelor arteziene din lunca râului, când productivitatea lor este mai mare decât scurgerea râului și apa se consumă la filtrare către priza de apă.

Înghețarea și secarea totală, aparent sunt identice – lipsa scurgerii în albia râului, însă sunt absolut diferite din punct de vedere a genezei. Secarea este condiționată de lipsa în rezultatul epuizării a alimentării subterane a râului, iar la înghețare – apele subterane pot fi, dar trec în stare solidă. De aceea, pentru continuarea scurgerii în sezonul cald este nevoie de precipitații, iar în perioada rece a anului – sunt suficient moinele.

Termenii de secare și înghețare completă sunt determinați de poziția geografică a bazinului de recepție, dimensiunile sale, altitudinea teritoriului, capacitatea de regularizare a bazinului. La condiții medii climatice și condiții hidrogeologice similare, începutul secării râurilor mai devreme se denotă la râurile sudice, situate în zona cu umiditate insuficientă. Sfârșitul secării se mai târziu, la fel se observă în regiunile sudice. Înghețarea râurilor survine la nord mai devreme și în regiunile cu o continentalitate a climei bine exprimată, deoarece ca factor determinativ aici este nu numai rezervele de ape subterane, dar și temperatura aerului, și precipitațiile.

Lipsa episodică a scurgerii în râuri este, în mare măsură, condiționată de cauze locale, de aceea analiza repartizării spațiale a fenomenelor de secare și înghețare completă a râurilor în anii cu scurgere joasă indică o mare pestrătate, atât ca durată fără scurgere, cât și ca dimensiuni ale bazinului cu întreruperi temporare ale scurgerii. O caracteristică mai stabilă în repartizarea scurgerii în teritoriu este durata maximă a lipsei episodice a scurgerii. Ea se manifestă în anii cei mai secetoși sau mai geroși și cuprinde arii vaste. Episodic seacă sau complet îngheață râurile cu dimensiunile bazinului, care cu mult depășesc acelea, unde scurgerea lipsește anual (desigur în aceleași regiuni). Dar, deoarece secarea sau înghețarea completă episodică a râurilor are loc doar în anii cu scurgere mică, durata lipsei scurgerii ca regulă este cu mult mai mică decât la acele râuri unde secarea și înghețarea completă este un fenomen obișnuit. Dimensiunile bazinelor

râurilor cu lipsă episodică a scurgerii pot fi diferite și sunt determinate de condițiile climatice și hidrogeologice a regiunii date, precum și de condițiile meteorologice a sezonului concret.

În soluționarea sarcinilor practice principala importanță o au informațiile despre posibilele întreruperi ale scurgerii râurilor și durata lipsei scurgerii. La prezența datelor monitoringului determinarea posibilității de secare sau înghețare completă și frecvența lor nu prezintă nici o dificultate. Datele despre durata lipsei scurgerii pot fi prelucrate prin metodele statistice și probabiliste, determinând durata lipsei scurgerii pentru cele mai nefavorabile condiții. La construirea curbei de asigurare este necesar de luat în considerație faptul că, durata minimă a perioadei fără scurgere va corespunde condițiilor hidrometeorologice mai blânde, iar cea maximă – celui mai uscat sau geros sezon. De aceea datele factologice trebuie aranjate în creștere, iar construirea curbei de asigurare este rațional de realizat prin folosirea valorii inverse valorii duratei lipsei scurgerii. În fig. 19 se prezintă un exemplu de construire a curbelor de asigurare menționate.

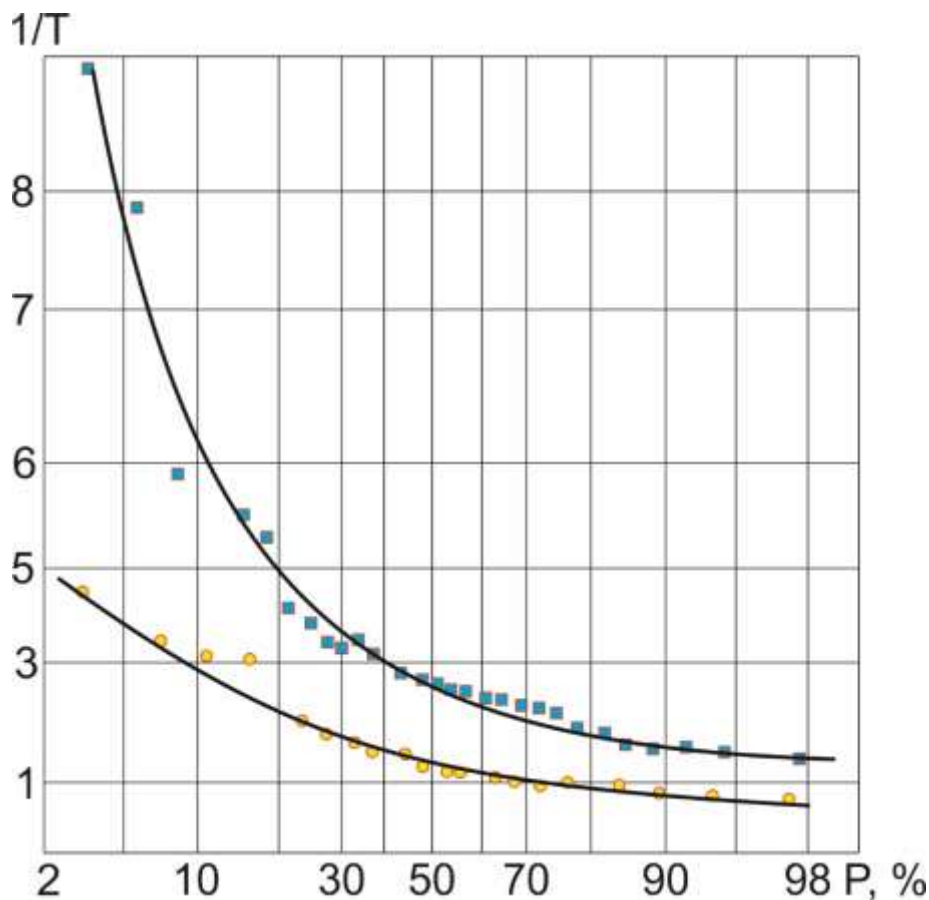


Fig. 19. Curbe empirice de asigurare a duratei înghețării complete a râurilor

Pentru râurile cu lipsa episodică a scurgerii, în calcule este rațional de folosit cele mai lungi durate de secare sau înghețare completă.

În lipsa datelor monitoringului posibilitatea întreruperii scurgerii râului se determină din datele cercetărilor de teren, inclusiv interogarea localnicilor, prin studierea materialelor de arhivă sau prin calcule. În ultimul caz poate fi aplicată formula (7.1), în care parametrul f (cu valoare negativă) indică suprafața cu lipsă anuală a scurgerii. Când $f=0$ scurgerea poate lipsi la râurile foarte mici. De aceea se realizează următoarele calcule: în formula (7.1) se potrivește o suprafață a bazinului la care scurgerea minimă nu depășește 1 l/s , adică practic este zero. Deci, la toate râurile suprafață cărora este mai mică decât aceasta, scurgerea va lipsi timp de 30 zile (dacă în formulă va fi utilizat debitul de 30 zile). Aceste calcule este util de realizat pentru râurile cu suprafața mai mare de 10 km^2 (valoarea mai mică nu se justifică prin precizia calculării) și mai mică de 100 km^2 (la suprafețe mai mari în condițiile date scurgere va fi tot timpul).

Posibilitatea secării episodice și permanente sau înghețării complete a râurilor mici și medii poate fi determinată din hărțile regiunilor cu aceste fenomene.

Durata perioadei cu lipsa scurgerii depinde de dimensiunile bazinului râului: cu cât el este mai mare, cu atât mai mari în el sunt rezervele de apă și este mică probabilitatea epuizării complete a lor. Însă o legătură destul de sigură dintre durata lipsei scurgerii în râu și suprafața bazinului poate fi determinată doar pentru râurile care anual seacă sau îngheață complet. Aici analiza datelor se realizează în baza datelor despre durata medie sau maximă fără scurgere, deoarece în acest timp procesele fizice sunt mai stabile în teritoriu.

Există o anumită legătură dintre scurgerea medie multianuală de etiaj sau scurgerea minimă și durata lipsei lui în anumiți ani. În calculule practice se aplică funcția duratei secării sau înghețării complete a râurilor dintr-o regiune omogenă din punct de vedere climatic și hidrogeologic cu scurgerea specifică de 30 zile din sezonul respectiv. Este cunoscut, că cu cât scurgerea este mai mică, cu atât mai mare este probabilitatea opririi lui, iar durata lipsei scurgerii este invers proporțională mărimii sale. Aceste funcții se descriu prin ecuația de forma

$$T_{med} = bq_{30}^{-n}, \quad (7.7)$$

unde T_{med} – durata medie a secării sau înghețării complete a râului în anumiți ani, în zile; q_{30} – scurgerea specifică minime de 30 zile cu fenomene episodice de lipsă a scurgerii; b, n – parametri regionali.

VIII. CALCULUL SCURGERII MAXIME LA PREZENȚA DATELOR HIDROLOGICE

Determinarea caracteristicilor scurgerii maxime a râurilor reprezintă o sarcină primordială a gospodăririi apelor. Dacă vom analiza regimul scurgerii râurilor pe parcursul anului (calendaristic, hidrologica sau de gospodărire), atunci prin scurgere maximă se are în vedere debitul maxim de apă, volumul sau stratul scurgerii fazei cu ape mari – apele mari de primăvară sau viitură.

Ape mari de primăvară – fază a regimului scurgerii râurilor, care se caracterizează prin creșteri lente și înalte a nivelurilor și sporirea debitului de apă, și scăderi încă mai lente a nivelelor și debitelor. În perioada apelor mari de primăvară, apa ca regulă iese din albie inundând spații largi. Este condiționată de sursa principală de alimentare: topirea zăpezilor în regiunile de câmpie. La râurile din aceeași zonă climatică se repetă anual în același sezon cu o diferită intensitate și durată.

Viitură – creștere rapidă a nivelelor și mărirea debitelor cu o scădere apoi la fel de rapidă. Viiturile sunt formate de ploi în perioada caldă a anului, iar în perioada rece a anului, în timpul moinelor – de topirea zăpezilor și ploile suprapuse. În opoziție apelor mari de primăvară – viiturile survin neregulat. În funcție de regiunea geografică, viiturile pot fi mai mici decât apele mari de primăvară, comparabile cu ele ca înălțime (mai mici sau mai mari în diferiți ani) sau permanent mai mari.

Viitură catastrofală (ape mari de primăvară) – viitură excepțională ca înălțime și rara ca frecvență, însoțit de distrugerii și soldat cu jertfe. Anume la deversarea acestei viituri (ape mari de primăvară) și se calculează dimensiunile de descărcare a construcțiilor hidrotehnice, podurilor și țevelor.

Scurgerea maximă, ca regulă de exprimă prin debitul maxim, volumul sau stratul scurgerii al valului principal al apelor mari sau al celei mai mari viituri din anul concret. Debitul maxim de apă poate fi maxim diurn, instantaneu sau în termen. La râurile mici diferența dintre aceste caracteristici poate fi considerabilă, dar, cu cât râul este mai mare, cu atât aceste deosebiri sunt mai mici.

Problema calculării scurgerii maxime nu numai că este foarte importantă, dar și cea mai complicată din calculele hidrologice. Evaluarea parametrilor apelor mari de primăvară și viiturilor are o mare importanță științifică și practică.

În aspect științific apele mari de primăvară și viiturile determină trăsăturile generale ale scurgerii râurilor din regiunea dată. Volumul scurgerii lor constituie partea principală a scurgerii râurilor, iar **la râurile mici din zonele aride poate constitui și toată scurgerea**, de aceea informațiile despre scurgerea maximă sunt necesare la studierea multor aspecte ale regimului hidrologic al râurilor.

În aspect practic scurgerea maximă se atribuie la categoria fenomenelor catastrofale ale naturii. Inundațiile constituie cca 40% din toate hazardurile naturale. Inundațiile catastrofale provoacă nu numai mare daune materiale, dar și multe jertfe umane.

Cea mai mare importanță o are debitul maxim, care determină înălțimea creșterii nivelului de apă, adică zona de inundare, viteza cursului de apă, capacitatea de erodare și per ansamblu – presiunea apei asupra construcțiilor, îndeosebi la inundare.

Inundațiile pot fi condiționate de:

- factorii meteorologici (topirea zăpezilor, ploi, denivelări, seîșe etc.);
- condiții specifice din albiile râurilor (strangulări, zăpoare, surplus de aluviuni);
- construcții hidrotehnice (poduri, diguri, strangulări artificiale ale albiei, baraje), care creează un remuu suplimentar sau care formează o viitură la spargerea sa;

- torente de noroi;
- viituri artificiale.

În acord cu origine sa, debitele maxime de apă pot fi împărțite în:

- formate în rezultatul topirii zăpezilor și ghețarilor;
- formate de ploii;
- de origine mixtă – topirea zăpezilor și ploilor, când ponderea fiecărei surse este egală ca valoare, sau ele sunt dificil de separat.

La analiza și calculul debitelor de apă trebuie de pretins la defalcarea lor după principiul genetic. Aceasta va permite obținerea șirurilor omogene și aplicarea, la analiza lor, a metodelor statisticii matematice și teoriei probabilității.

8.1 Determinarea parametrilor curbelor de repartizare a probabilității depășirii anuale (asigurării) a scurgerii maxime

La calcularea scurgerii maxime, ca regulă, se soluționează trei probleme:

- asigurarea funcționării fără avarii a construcțiilor și siguranței terenurilor aferente și a populației;
- evitarea supraestimării costului construcțiilor hidrotehnice în rezultatul atribuirii debitelor de apă nejustificat de mari.

Astfel, științific este necesar de combinat subiectele și de argumentat cerințele securității și economice, iar pe final – eficienței economice a construcțiilor hidrotehnice. Pentru aceasta se determină valoarea debitelor maxime observate în baza analizei regimului hidrologic al râurilor și se calculează probabilitatea depășirii lor, iar pe final – se determină debitul maxim de asigurare necesară (cu o probabilitate anuală de depășire de calcul). Asigurarea de calcul se determină în funcție de clasa construcției hidrotehnice.

Divizarea construcțiilor în calcule și acele particularități, conform cărora construcția se atribuie la clasa dată, se reglementează prin actele normative speciale (Codul practic în construcții, CP D.01.05-2012). Ca regulă calculele se realizează pentru cinci clase de construcții. Cu cât numărul clasei este mai mic, cu atât mai importantă este construcția și mai înalte sunt cerințele de securitate a calculelor. Construcțiile de clasa I sunt destinate de a servi câteva sute de ani, de aceea la baza calculelor pentru ele se află un debit maxim de apă cu o frecvență foarte rară. În funcție de caracterul construcției numărul clasei variază. Însă, dacă distrugerea construcției poate provoca o inundație catastrofală, atunci așa construcție se calculează pentru un debit de apă cu asigurarea 0,01% și la el se mai adaugă corecția de garanție.

La prezența datelor observațiilor hidrologice sarcina calculării scurgerii maxime se reduce la alegerea schemei statistice, care descrie legea repartiției a șirului de valori disponibile, determinarea parametrilor acestei repartiții și calcularea caracteristicilor viiturii (apelor mari de primăvară) cu o probabilitate (de calcul) de depășire anuală (asigurare).

Debitele de apă maxime de calcul trebuie determinate prin analiză minuțioasă a datelor despre apele mari și viiturile înalte, observate în regiunea studiată. Dacă debitele de apă nivale sau pluviale sunt comparabile ca valoare, atunci fiecare din ele se calculează separat, apoi se alege cel mai mare, care se aplică în calculele ulterioare, ținând cont și de geneza lui.

În calcule se aplică datele debitelor maxime instantanee de apă, iar în cazul lipsei lor – maximele în termeni. Dar în acest caz la râurile mici trebuie de introdus o corecție, obținută din coraportul debitelor în termeni și celor instantanee din secțiunea dată. În caz dacă debitele maxime se manifestă mai mult de o zi în râu (specific râurilor mari), atunci putem realiza calcule în baza debitelor maxime medii diurne.

Siguranța debitelor maxime de apă calculate depinde în primul rând de calitatea datelor hidrometrice inițiale. Aceste date pot include erori, dictate de următoarele cauze:

- extrapolarea curbei de asigurare a debitelor de apă nu este suficient argumentată prin datele observațiilor;
- din cauza lipsei măsurătorilor în luncile râurilor, brațelor albiilor, la măsurarea debitelor scurgerea nu este evaluată complet;
- frecvența insuficientă a observațiilor nivelelor de apă la trecerea debitelor maxime și chiar întreruperea observațiilor;
- la măsurătorile de debite nu se atrage atenția cuvenită deformărilor albiei;
- nu sunt corect evaluate nivelele în cazul zăpoarelor pe râu;
- nu este evaluat impactul activității de gospodărire asupra scurgerii maxime (acumularea scurgerii în lacurile de acumulare și iazuri sau deversările de apă în cantități mari din perioada manifestării debitelor maxime).

Erorile în determinarea debitelor maxime pot ajunge la zeci și sute procente. Cele mai mari erori apar în rezultatul extrapolării neargumentate a curbei debitelor de apă, evidențierii incomplete a deversărilor nivelelor maxime de apă.

Datele observațiilor debitelor maxime de apă se consideră suficiente pentru determinarea valorilor de calcul a scurgerii maxime la condiția că:

- curba debitelor de apă este argumentată prin măsurători sigure de apă până la nivelul maxim sau curba este extrapolată sigur;
- în șirul de observații există ani cu maxime excepționale;
- frecvența observațiilor din perioada apelor mari (viituri) asigură înregistrarea nivelului maxim (debitului) de apă;
- Șirul de observații include cicluri hidrice complete.

După cum indică practica cercetărilor, durata observațiilor ca regulă este suficientă (adică în suficientă măsură este evaluată variabilitatea scurgerii maxime) la prezența datelor sigure, dacă ea constituie peste 30 în zona de silvostepă și 40 ani pentru cea de stepă.

La o durată mai mică a perioadei de observații, șirul statistic disponibil poate fi folosit pentru calcule, dacă parametrii curbei de asigurare (\bar{Q} , C_v , C_s) a șirului scurt diferă de aceiași parametri a șirului lung la punctul analog, nu mai mult de 10-15%. Dacă șirul de observații nu este reprezentativ, atunci este necesar de aplicat procedeul de racordare, folosind râurile analog.

Pentru șirul reprezentativ de observații parametrii curbei de asigurare se determină analogic parametrilor scurgerii anuale cu aplicarea acelorași metode a momentelor sau aproximării maxime, sau grafoanalitice.

Curbele de asigurare se construiesc separat pentru apele mari de primăvară și viituri, însă dacă debitele maxime este foarte dificil de separat după geneză, atunci curbele de asigurare se construiesc pentru cel mai mare maximum anual. Dar în acest caz șirul devine genetic neomogen și necesită o prelucrare specială.

Asigurarea empirică (probabilitatea depășirii) a debitelor maxime observate se determină din formula Krițki-Menkel (5.3). Dacă șirul de date hidrometrice includ în sine caracteristici neomogene ale scurgerii maxime, atunci în funcție de cantitatea combinațiilor neomogene și duratei sale în raport cu lungimea generală a șirului, asigurarea generalizată anuală empirică se determină prin formulele (5.8) – (5.11).

Nivelarea și extrapolarea curbelor empirice de asigurare se realizează prin unul din două procedee:

- 1) Extrapolarea grafică de pe rețeaua probabilității (dacă curba se transformă în dreaptă);

- 2) Extrapolarea prin intermediul funcției teoretice de repartizare în baza aplicării ecuațiilor analitice.

Ecuția analitică a curbei de asigurare trebuie să conțină numărul minim de parametri, stabiliți din datele observațiilor, deoarece totdeauna avem un volum limitat de informație inițială, care poate condiționa erori substanțiale.

La calculele scurgerii maxime, ca regulă, se aplică curbele binomiale, curbele gama-repartizării sau curbele log-normale de asigurare. Ultimele cel mai frecvent se aplică la calcularea viiturilor pluviale.

Șirurile de observații asupra scurgerii maxime, ca regulă, sunt insuficiente pentru determinarea analitică a coeficientului de asimetrie, de aceea valoarea lui, ca și pentru calculul altor caracteristici a scurgerii râului, se determină din coraportul cu coeficientul de variabilitate la cea mai bună corespundere a curbei teoretice (analitice) cu punctele empirice. Valoarea coraportului va fi mai sigură, dacă ea se va determina pentru o grupă de râuri dintr-un regiune omogen, ținând cont de geneza formării debitelor maxime de apă.

La construirea curbelor de asigurare o atenție deosebită se acordă părții superioare a curbei, în zona asigurărilor mici. Deseori într-un șir relativ scurt nimeresc debitele maxime de apă, frecvența cărora este mai rară decât cea obținută la calculele șirului (desigur dacă ele nu sunt valori eronate). Punctul, care corespunde acestui debit (sau punctele) se amplasează pe rețeaua probabilităților, ca regulă, mai sus de curbă. În acest caz, din râul analog cu șirul de observații mai lung se determină asigurarea valorii deviate a scurgerii și punctul de pe grafic se atribuie acestei asigurări.

8.2 Evidența maximelor excepționale și corecția de garanție

Informații despre apele mari de primăvară și viituri, care rar se repetă (istorice) pot fi obținute în baza datelor observațiilor hidrologice asupra scurgerii cu folosirea informației suplimentare în rezultatul analizei comune a datelor grupurilor de râuri analog, sau utilizarea legăturilor dintre factorii meteorologici și morfometrici, pe de o parte și a caracteristicilor maximelor excepționale, pe de altă parte.

Debitele de apă foarte mari (istorice) permit precizarea parametrilor curbei de evaluare. Dacă ele nu sunt fixate de observațiile hidrologice, atunci pot fi determinate după urmele nivelelor apelor înalte (NAA), în baza interogării localnicilor în vârstă din regiunea secțiunii de calcul, sau prin studierea documentelor de arhivă și literare. Informațiile despre nivelele de apă istorice, obținute din diferite surse, trebuie de analizat și de comparat între ele, realizând un control reciproc. Trecerea de la nivelul maxim istoric la debitul maxim istoric se realizează prin extrapolarea curbei debitelor din secțiunea dată. Aici fiecare nivel maxim se analizează la lipsa sau prezența deformațiilor în albie, zăpoare și obstacole.

Debitele maxime pot fi, dar pot și să nu fie cuprinse de șirul de observații și aici pot fi nu un maxim istoric dar chiar două. De aceea formulele de calcul țin cont de cazurile descrise. Dacă există un maximum excepțional al debitului de apă și el nu este inclus în șirul observațiilor hidrologice, atunci parametrii curbei de asigurare \bar{Q} și C_v se determină:

- prin metoda momentelor din formulele:

$$\bar{Q} = \frac{1}{N} \left(Q_N + \frac{N-1}{n} \sum_{i=1}^n Q_i \right), \quad (8.1)$$

$$C_v = \sqrt{\frac{1}{N} \left[\left(\frac{Q_N}{\bar{Q}} - 1 \right)^2 + \frac{N-1}{n-1} \sum_{i=1}^n \left(\frac{Q_i}{\bar{Q}} - 1 \right)^2 \right]}; \quad (8.2)$$

- prin metoda aproximării maxime:

$$\lambda_2 = \frac{1}{N} \left(\lg \frac{Q_N}{\bar{Q}} + \frac{N-1}{n-1} \sum_{i=1}^n \lg \frac{Q_i}{\bar{Q}} \right), \quad (8.2)$$

$$\lambda_3 = \frac{1}{N} \left(\frac{Q_N}{\bar{Q}} \lg \frac{Q_N}{\bar{Q}} + \frac{N-1}{n-1} \sum_{i=1}^n \frac{Q_i}{\bar{Q}} \lg \frac{Q_i}{\bar{Q}} \right). \quad (8.3)$$

Dacă se ține cont de două maxime excepționale a debitelor de apă, care la fel nu sunt cuprinse de șirul de observații, atunci calculele se realizează prin formulele:

- la utilizarea metodei momentelor:

$$\bar{Q} = \frac{1}{N_1} Q_{N_1} + \frac{1}{N_2} \frac{N_1-1}{N_1} Q_{N_2} + \frac{(N_1-1)(N_2-1)}{N_1 N_2} \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Q_i, \quad (8.5)$$

$$C_v = \sqrt{\frac{1}{N_1-1} (K_{N_1} - 1)^2 + \frac{1}{N_2-1} \frac{N_1-2}{N_1-1} (K_{N_2} - 1)^2 + \frac{(N_1-2)(N_2-2)}{(N_1-1)(N_2-1)} \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (K - 1)^2}; \quad (8.6)$$

- la utilizarea metodei aproximării maxime

$$\lambda_2 = \frac{1}{N_1} \lg K_{N_1} + \frac{1}{N_2} \frac{N_1-1}{N_1} \lg K_{N_2} + \frac{(N_1-1)(N_2-1)}{N_1 N_2} \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \lg K_i, \quad (8.7)$$

$$\lambda_3 = \frac{1}{N_1-1} K_{N_1} \lg K_{N_1} + \frac{1}{N_2-1} \frac{N_1-2}{N_1-1} K_{N_2} \lg K_{N_2} + \frac{(N_1-2)(N_2-2)}{(N_1-1)(N_2-1)} \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n K_i \lg K_i. \quad (8.8)$$

La evidența unui maxim excepțional al debitelor de apă, care face parte din șirul observațiilor hidrologice, adică în rezultatul cercetărilor efectuate s-a stabilit că acest debit nu a fost depășit în intervalul istoric concret de timp, determinarea parametrilor curbei de asigurare se realizează astfel:

- la utilizarea metodei momentelor:

$$\bar{Q} = \frac{1}{N} \left(Q_N + \frac{N-1}{n-1} \sum_{i=1}^{n-1} Q_i \right), \quad (8.9)$$

$$C_v = \sqrt{\frac{1}{N} \left[\left(\frac{Q_N}{\bar{Q}} - 1 \right)^2 + \frac{N-1}{n-2} \sum_{i=1}^{n-1} \left(\frac{Q_i}{\bar{Q}} - 1 \right)^2 \right]}; \quad (8.10)$$

- la utilizarea metodei aproximării maxime

$$\lambda_2 = \frac{1}{N} \left(\lg \frac{Q_N}{\bar{Q}} + \frac{N-1}{n-2} \sum_{i=1}^{n-1} \lg \frac{Q_i}{\bar{Q}} \right), \quad (8.11)$$

$$\lambda_3 = \frac{1}{N} \left(\frac{Q_N}{\bar{Q}} \lg \frac{Q_N}{\bar{Q}} + \frac{N-1}{n-2} \sum_{i=1}^{n-1} \frac{Q_i}{\bar{Q}} \lg \frac{Q_i}{\bar{Q}} \right). \quad (8.11)$$

La evidența a două maxime excepționale a debitelor de apă, care sunt incluse în șirul hidrometric, calculele se realizează prin:

- la utilizarea metodei momentelor:

$$\bar{Q} = \frac{1}{N_1} Q_{N_1} + \frac{1}{N_2} \frac{N_1-1}{N_1} Q_{N_2} + \frac{(N_1-1)(N_2-1)}{N_1 N_2} \frac{1}{n-2} \sum_{i=1}^{n-2} Q_i, \quad (8.13)$$

$$C_v = \sqrt{\frac{1}{N_1-1} (K_{N_1} - 1)^2 + \frac{1}{N_2-1} \frac{N_1-2}{N_1-1} (K_{N_2} - 1)^2 + \frac{(N_1-2)(N_2-2)}{(N_1-1)(N_2-1)} \frac{1}{n-3} \sum_{i=1}^{n-2} (K - 1)^2}; \quad (8.14)$$

- la utilizarea metodei aproximării maxime

$$\lambda_2 = \frac{1}{N_1} \lg K_{N_1} + \frac{1}{N_2} \frac{N_1-1}{N_1} \lg K_{N_2} + \frac{(N_1-1)(N_2-1)}{N_1 N_2} \frac{1}{n-2} \sum_{i=1}^{n-2} \lg K_i, \quad (8.15)$$

$$\lambda_3 = \frac{1}{N_1-1} K_{N_1} \lg K_{N_1} + \frac{1}{N_2-1} \frac{N_1-2}{N_1-1} K_{N_2} \lg K_{N_2} + \frac{(N_1-2)(N_2-2)}{(N_1-1)(N_2-1)} \frac{1}{n-3} \sum_{i=1}^{n-2} K_i \lg K_i. \quad (8.16)$$

În formulele (8.1) - (8.16): \bar{Q} - norma scurgerii maxime, determinată cu evidența maximului excepțional; N - numărul de ani, pe parcursul cărora maximul istoric Q_N nu a fost depășit; n - numărul de ani cu observații neîntrerupte a scurgerii maxime; K - coeficient modul, egal $K_N = Q_N / \bar{Q}$ și $K_i = Q_i / \bar{Q}$.

Asigurarea maximului excepțional al debitului de apă se calculează din formula

$$P_{Q_N} = \frac{1}{N + 1}$$

Erorile medii pătrate relative a parametrilor curbei de asigurare a debitelor maxime $\sigma_{\bar{Q}_{max}}$, σ_{C_v} și σ_{C_s} se determină la fel ca și la scurgerea anuală.

Evidența debitelor maxime de apă excepționale în determinarea scurgerii maxime cu o asigurare anumită de calcul, sporește siguranța rezultatelor obținute, permițând determinarea debitelor de apă fără extrapolarea curbilor de asigurare a debitelor maxime cu probabilitatea depășirii de 2-1% (la o lungime a șirurilor de 40-50 ani). Cerințele față de asigurarea unei perioade destul de lungă de funcționare fără avarii a construcțiilor hidrotehnice de clasa I sau securității populației impun realizarea calculului pentru o probabilitate de depășire 0,1 și chiar 0,01%. Aici pentru compensarea unor eventuale erori din cauza insuficienței șirului se introduce *corecția de garanție*. Această corecție se introduce la debitele maxime calculate de o asigurare indicată, dacă ele se folosesc la proiectarea construcțiilor de clasa I, la fel și pentru toate construcțiile, la distrugerea cărora se poate declanșa o inundație catastrofală. Aceasta practic înseamnă că toate construcțiile hidrotehnice, distrugerea cărora ar putea provoca consecințe catastrofale, este necesar de verificat la deversarea debitelor maxime cu o probabilitate de depășire de 0,01%, ținând cont de corecția de garanție. Indicarea acestei corecții se face pentru compensarea necorespunderii scurgerii din perioada de observații (chiar și cu evidența maximumului istoric) cu o posibilă scurgere mai mare, adică se consideră că oricare perioadă de observații disponibilă oferă o subestimare a debitului maxim probabil la asigurări foarte mici. Aceasta se confirmă de practica calculului hidrologice. Din an în an la diferite râuri se înregistrează câte un maximum nou "istoric".

Pentru evidența pericolului subestimării debitelor maxime de calcul, la valorile lor obținute pentru probabilitatea depășirii de 0,01% se adaugă corecția de garanție ΔQ_P , determinată prin formula

$$\Delta Q_P = a E_P Q_P / \sqrt{N}, \quad (8.17)$$

unde a – coeficient de rezervă, care caracterizează nivelul de studiu hidrologic al râurilor din teritoriul dat (pentru râurile hidrologice studiate este 1,0, cele slab studiate – 1,5); N – numărul de ani cu observații, cu evidența racordării la o perioadă multianuală; E_P – valoarea, care caracterizează eroare medie pătrată a debitului de apă de calcul. Valorile ei depind de metoda aplicată în evaluarea parametrilor distribuției (metoda momentelor și aproximării maxime), de tipul repartizării (binomial și gama-repartizare), de coeficientul C_v și coraportul C_v/C_s . Valoarea E_P se determină din tabele speciale sau din graficele funcției $E_P=f(C_v, C_s)$ sau $E_P=f(P, C_v)$ sau din formula

$$E_P = \sigma_{Q_P} \sqrt{N} / \bar{Q}_{max}. \quad (8.18)$$

Debitul de calcul minim din cele maxime de calcul, cu evidența corecției de garanție

$$Q_{maxP} = Q_P + \Delta Q_P. \quad (8.19)$$

de menționat că, aici dacă ΔQ_P depășește 20% din Q_P , atunci în ecuația (8.19) se substituie valoarea ΔQ_P , egală cu 20% din Q_P , adică ΔQ_P nu trebuie să depășească 20% din debitul de apă Q_P calculat din șirul de observații, iar valoarea Q_{maxP} nu trebuie să fie mai mică decât debitul de apă maxim observat. În caz contrar se utilizează maximumul observat. Astfel se va ține cont de cerințele securității și raționamentului economic al proiectului.

8.3 Calculul scurgerii maxime prin folosire râurilor-analog

La determinarea debitelor de apă maxime cu o asigurare de calcul, un mare rol revine duratei observațiilor hidrologice asupra scurgerii și reprezentativității lor. Cu cât este mai lung șirul de observații, cu atât mai

mare este probabilitatea că în el se va include debitul maxim excepțional, iar însăși perioada va include nu numai anul cu scurgere medie, dar și ciclul cu ape mari. Dacă acesta nu se observă, atunci șirul nu se consideră reprezentativ și este nevoie de racordarea lui la o perioadă multianuală. Racordarea se realizează prin metoda analogiei hidrologice cu aplicarea procedeelor grafic, grafoanalitic sau analitic, în baza metodelor corelației liniare pare sau multiple. Este necesar de ținut cont, că în funcție de scurgerea perioadei cu observații comune din râul de calcul și râul analog (scurgerea medie, maximă și minimă) – variază nu numai coeficienții de corelație, dar și alte elemente ale ecuației de regresie, care caracterizează această legătură (funcție). Corelația se consideră satisfăcătoare dacă este mai mare de 0,7.

La identificarea râului analog trebuie de ținut cont de următoarele:

- omogenitatea condițiilor de formare a debitelor maxime de apă, adică râurile comparate trebuie să se afle în același regiune geografic, cu aceleași condiții climatice;
- bazinele râurilor trebuie să aibă rezerve de zăpadă comparabile și caracteristici similare a ploilor;
- relief și sol practic identice, pondere a lacurilor, mlaștinilor și pădurilor;
- în regiunile montane o mare importanță are omogenitatea altitudinilor bazinelor de recepție, expoziția versanților și orientarea văilor râurilor;
- suprafețele bazinelor de recepție a râurilor analizate nu trebuie să difere mai mult de 10 ori în cazul dimensiunilor sub 1000 km² și de 5 ori – în cazul suprafețelor de recepție mai mari.

Este relativ simplu de identificat râurile omolog pentru calculele scurgerii apelor mari de primăvară la râurile de câmpie. Acumularea zăpezii (rezervele de zăpadă) și topirea ei (intensitatea) cuprind arii mari și variază lent în spațiu, în acord cu zonalitatea latitudinală. De aceea la râurile vecine procesul de formare a apelor mari de primăvară are loc concomitent. Deosebit de greu este identificarea analogurilor pentru calculele viiturilor pluviale, care au o distribuție pestriță în spațiu.

Ținând cont de dificultățile în identificarea punctelor analog, este rațional aplicarea pe larg a metodei corelației multiple. Aici corelația total poate ajunge la 0,80-0,97 la includerea în calcule a 1-5 analoguri. Dar, precizia debitelor poate constitui doar 10-15% din maximele cu asigurarea 1%. De aceea din 3-5 analogi poate fi selectat unul, care are cel mai înalt coeficient de corelație pară și/sau cea mai mică eroare relativă a valorilor scurgerii maxime observate.

Sporirea volumului observațiilor poate fi efectuată nu numai prin racordarea șirului de observații scurte la cel lung, dar și prin unificarea câtorva curbe de asigurare de la câteva puncte de monitoring, situate în regiuni fizico-geografice omogene. La baza acestui procedeu se află postulatul, că oscilațiile scurgerii se supun anumitor repartizări a probabilităților, că aceste repartizări nu variază substanțial pe parcursul perioadelor pentru care se efectuează calculele hidrologice și că oscilațiile scurgerii din bazinele analizate (comparate) măcar parțial sunt statistic independente. Analiza de sinteză a datelor observațiilor pentru diferite râuri, permit identificarea legităților comune la toate punctele din teritoriul dat, care se manifestă în oscilațiile scurgerii, precipitațiilor atmosferice ș.a. Comunitatea legităților pentru multitudinea obiectelor permite sporirea volumului de date utilizate în calculele scurgerii maxime.

Șirurile unite trebuie să dispună de același tip al funcției de repartizare, coeficienți de variație practic identici sau ai coraportului dintre coeficienții de variație și asimetrie, precum și omogenitatea statistică a întregului material unificat, adică apartenența tuturor obiectelor analizate la o repartiziție comună a probabilităților. Deci, se presupune o comunitate nu numai a tipurilor funcțiilor de repartizare, dar și a momentelor sale. Astfel, eșantionul unificat a al datelor va reprezenta o un eșantion aleatoriu cu un volum sporit, care poate fi supus prelucrării statistice în evaluarea parametrilor curbei de asigurare. Folosirea metodei unificării (combinării) șirurilor hidrologice cere racordarea eșantioanelor la totalități omogene,

identificarea criteriilor obiective de omogenitate și evidența influenței funcției de corelație dintre șirurile scurgerii combinate.

8.4 Evidența impactului uman de gospodărire

În perioadele apelor mari de primăvară și a viiturilor pluviale, râurile resimt o presiune antropică mai mică, decât în alte faze ale scurgerii, datorită incomparabilității, ca valoare absolută a deversărilor și captărilor, cu debitele maxime, chiar dacă deversarea apelor reziduale pot considerabil influența calitatea apei din râu. Însă așa fel de activitate umană ca construirea în albiile râurilor a lacurilor de acumulare și iazurilor, influențează apreciabil scurgerea maximă și trebuie evidențiat în calcule. Pe râurile regularizate debitele de apă maxime de calcul se determină în baza stabilirii debitului maxim natural de calcul (neregularizat) cu evidența ulterioară a modificării lui în rezultatul activităților de gospodărire și a transformării de către lacurile de acumulare.

În cazul râurilor cu lacuri de acumulare amplasate în cascadă debitele maxime de calcul se determină ținând cont de influența lacurilor din amonte și ci evidența aportului lateral de apă din aria de recepție situată între lacuri. Dacă în rezultatul acumulării parțiale a scurgerii în lacuri se micșorează debitele maxime, atunci drept debite de calcul se indică debitele de apă regularizate.

Este important de luat în considerație diminuarea debitului maxim de apă de către lacul de acumulare din amonte. Aportul de apă către lacul din aval este constituit din deversările de apă din lacul amonte și aportul lateral din aria de recepție dintre lacurile de acumulare. Aici hidrografele aportului apelor mari de primăvară și viiturilor din lacul amonte, precum și aportul lateral, trebuie să corespundă probabilității depășirii indicate pentru lacul din aval.

IX. CALCULUL SCURGERII MAXIME ÎN LIPSA MONITORINGULUI HIDROLOGIC

În cazul lipsei observațiilor, la calcularea debitelor maxime de apă se aplică scheme de calcul, care se bazează pe anumite postulate teoretice despre procesele de formare a scurgerii de suprafață în perioada apelor mari de primăvară și a viiturilor pluviale. Complexitatea proceselor de formare a scurgerii maxime, dependența lor de mulțimea factorilor fizico-geografici și antropici, impun o dificultate mare în elaborarea teoriei stricte de formare a scurgerii maxime. Însă observațiile multiple și de lungă durată a proceselor de formare a scurgerii maxime, îndeosebi a viiturilor pluviale, a permis crearea teoriei genetice de formare a ei și deducerea formulei corespunzătoare, care reprezintă o temelie în elaborarea schemelor practice de calcul.

9.1 Teoria genetică de formare a scurgerii maxime

Majoritatea formulelor, elaborate pentru calculul scurgerii maxime a apelor mari de primăvară și a viiturilor pluviale, inclusiv și cele prezentate în actele normative din trecutul apropiat și cele în vigoare, se bazează (evident sau camuflat) pe teoria genetică de formare a scurgerii de suprafață și pe formula genetică a scurgerii. Teoria genetică reflectă legăturile de cauză și efect, care apar la formarea scurgerii de suprafață în bazinele râurilor. Ea permite evidențierea mersului scurgerii de pe versanți (sau concentrarea scurgerii în secțiunea de calcul) în rezultatul topirii zăpezilor și ploilor, precum și a particularităților individuale ale bazinelor de recepție și în final – obținerea hidrografului schematizat a apelor mari de primăvară sau a viiturii.

Apele mari de primăvară și viiturile pluviale se formează în rezultatul scurgerii apelor nivale și pluviale pe versanții bazinului de recepție, propagarea lor prin rețeaua hidrografică și sumarea debitelor elementare de apă în secțiunea terminus. De aceea la baza schemei de formare a apelor mari de primăvară și a viiturilor se află evidența vitezei de propagare a volumelor de apă până la secțiunea de închidere (de calcul). Aici intensitatea de formare a scurgerii (topirea zăpezilor sau căderea ploii) din bazin de consideră stabilă în timp (permanentă).

Timpul (durata) de propagare a apei (τ) până la secțiunea de calcul, care s-a format pe suprafața bazinului de recepție, depinde de lungimea căii (l) parcurse de apă pe versanți și rețeaua de albie, și de viteza de curgere a ei (v), respectiv $\tau=l/v$. În funcție de durata totală a timpului de propagare τ , se alege intervalul de timp de calcul τ_0 , care poate fi împărțit la 10, 20, 30, 60 min, 2 ore, etc. În funcție de τ_0 , se determină lungimea de calcul a sectorului, adică $l_0=v\tau_0$. Începând de la secțiunea de calcul, în direcția amonte pe rețeaua hidrografică și pe versanții bazinului de recepție se depune l_0 . Pe bazinul râului se formează un sistem de puncte, egal îndepărtate de la secțiunea de calcul ca durată de propagare. Prin aceste puncte se trasează linii, care conturează anumite sectoare cu timp de propagare egal. Aceste linii se numesc *izocrone*. Distanța dintre izocrone este egală cu l_0 . La construirea izocronelor se consideră că scurgerea apei de pe versanți în albia apropiată decurge pe liniile direcției perpendiculare orizontalelor reliefului, de aceea direcția izocronelor, în general, coincide cu direcția curbelor de relief.

Astfel, în acord cu teoria genetică, la formarea viiturii are loc sumarea aportului volumelor elementare (debitelor) de apă în procesul formării lor în diferite părți a bazinului de recepție și propagării până la secțiunea de calcul. Aceasta poate fi înscris în formă matematică, dacă pas cu pas vom analiza procesul de formare a viiturii. În fig. 20 este prezentat un bazin de recepție cu izocrone.

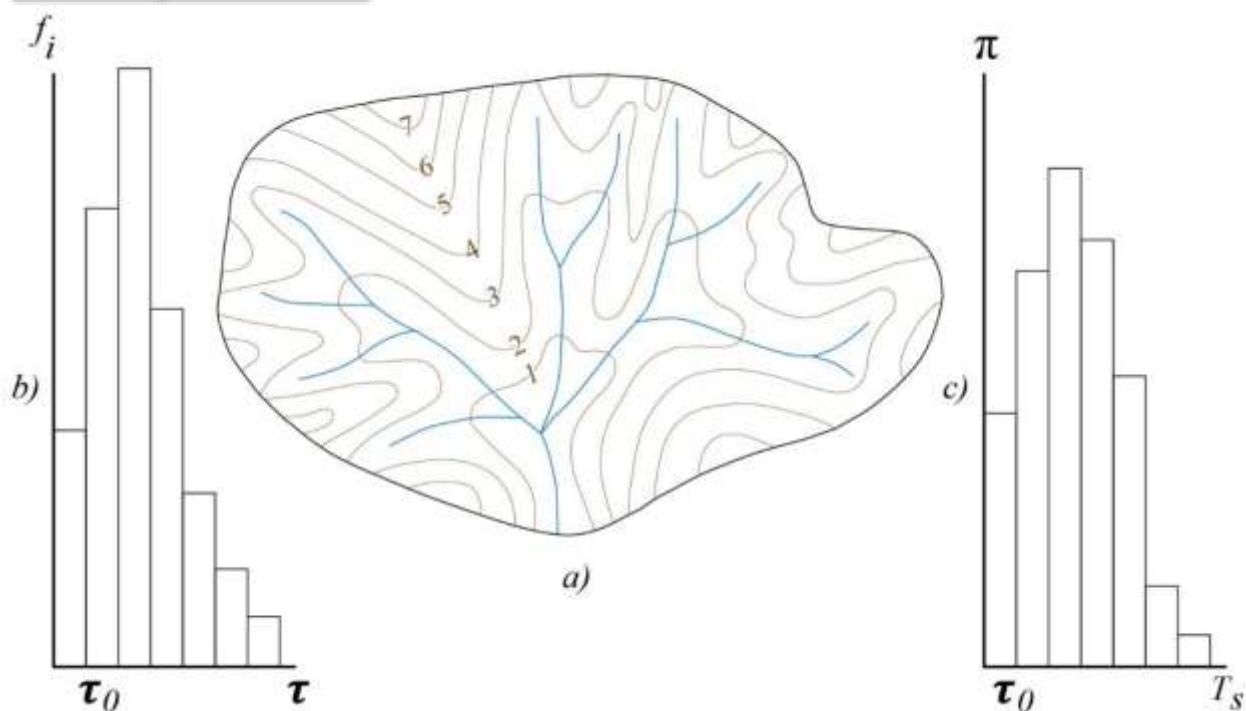


Fig. 20. Schema izocronelor de propagare a apelor de suprafață până la secțiunea de calcul

a); graficul suprafețelor unitare de scurgere

b); mersul scurgerii c)

La o ploaie inițial are loc umezirea suprafeței subiacente și doar apoi începe scurgerea. În primul interval de timp de calcul după începerea scurgerii către secțiunea de calcul va ajunge apa din prima suprafață (adică cea mai apropiată de secțiune) și debitul elementar va fi

$$Q_1 = q_1 f_1.$$

În același timp pe fiecare suprafață se va forma un debit elementar de apă. La finele următorului interval de timp la secțiune va ajunge apa deja și de la suprafețele unu și doi, adică

$$Q_2 = q_1 f_2 + q_2 f_1.$$

Dar, deoarece se consideră, că intensitatea ploii este uniformă în timp, adică $q_1=q_2=...$, atunci $Q_2=q(f_1+f_2)$. Pentru al treilea interval de timp avem

$$Q_3 = q \sum_1^3 f_i$$

și per ansamblu

$$Q_t = q \sum_1^t f_i \text{ sau } Q_i = \int_0^t q \frac{\partial f}{\partial \tau} d\tau, \quad (9.1)$$

unde Q_i – debitul de apă la momentul i de la începutul viiturii sau apelor mari; q – scurgerea specifică de pe versant pentru momentul de timp dat; τ – durata de propagare; f – aria cuprinsă între izocronele vecine.

Ecuția (9.1), denumită *formula genetică a scurgerii*, se aplică doar pentru analiza teoretică a proceselor de formare a scurgerii de suprafață. Aceasta depinde nu numai de dificultatea aplicării ei în practică, dar și de dificultatea determinării modulului (stratului) scurgerii unitare. În bazinele de recepție naturale sunt prezente pierderile scurgerii la infiltrare, retențiile de suprafață, umezirea suprafețelor, cuverturii vegetale, de aceea formula (9.1) poate fi înscrisă astfel:

$$Q_t = \int_0^t (X - P) \frac{\partial f}{\partial t} dt, \quad (9.2)$$

unde X – stratul ploii sau zăpezii topite pe durata t ; P – pierderile sumare a precipițiilor căzute (topite) din același interval de timp.

Ecuțiile (9.1) și (9.2) includ parametri variabili și interdependenți, care reprezintă funcții nedeterminate pentru un bazin de recepție natural, și soluționarea lor fără generalizări și schematizări este imposibilă. Chiar dacă vitezele curgerii le vom considera permanente pe parcursul apelor mari și identice pe tot bazinul de recepție, iar toate tipurile de pierderi ale apelor pluviale și nivale le vom exprima printr-un coeficient volumetric constant al scurgerii, atunci formula genetică a scurgerii poate fi înscrisă desfășurat astfel:

$$Q_t = q_1 f_i + q_2 f_{i-1} + \dots + q_i f_1. \quad (9.3)$$

Această redacție a formulei genetice nu duce cont de fenomenului de aplanare a viiturilor și regularizare naturală prin rețeaua de albie, precum și mai admite că, scurgerea se formează uniform în timp și spațiu. De aceea, cu cât este mai mic bazinul de recepție, cu atât este mai mică rețeaua lui de albie și, respectiv, este mai mică aplanarea viiturii, la fel și mai omogene sunt condițiile de formare a scurgerii maxime în bazinul de recepție. Astfel, folosirea formulei genetice a scurgerii în cazul bazinelor râurilor mici oferă rezultate mai bune, decât pentru cele mari.

Formula genetică are o admitere: presupune viteze constante de curgere a apei pe parcursul viiturii, adică o mișcare definită. Dar această admitere permite ușor determinarea suprafețelor unitare de scurgere și aplicarea formulei genetice pentru construirea hidrografelor scurgerii maxime pentru râurile nestudiate. Din formula genetică reies principiile și funcțiile de bază, care stau la temelia construirii formulelor de calcul a scurgerii maxime.

În teoria generală de formare a viiturilor (apelor mari de primăvară) pot fi evidențiate trei cazuri specifice de coraport a timpului de propagare către timpul formării scurgerii (scurgerea efectivă) din bazinul râului:

- 1) timpul de propagare (τ) coincide cu timpul de formare a scurgerii T_s , adică $\tau = T_s$
- 2) timpul de propagare este mai mare decât timpul de formare a scurgerii în secțiunea de calcul ($\tau > T_s$), ceea ce-i caracteristic pentru bazinele destul de mari;
- 3) timpul de propagare este mai mic decât timpul de formare a scurgerii $\tau < T_s$, ceea ce se observă în bazinele râurilor mici.

Pentru bazinele de recepție naturale suprafețele particulare f_1, f_2, \dots , limitate de liniile cu propagare egală (izocrone), nu sunt egale între ele, la fel și intensitatea formării scurgerii într-o unitate de timp este diferită. În funcție de coraportul timpului de propagare și timpului de formare a scurgerii în secțiunea de calcul, în formarea scurgerii maxime aici vor participa diferite părți ale bazinului de recepție și diferite volume de ploaie (sau din topirea zăpezilor).

În primul caz, când $\tau = T_s$ și ploaia stropește uniform tot bazinul râului, către finele primului interval de timp τ_0 , prin secțiunea de calcul va trece primul volum de apă formată în bazinul de recepție de pe prima suprafață unitară (fig. 20). Debitul de apă, format în prima unitate de timp va fi $Q_1 = q_1 f_1$. Volumul de apă de pe alte suprafețe unitare, în același interval, se vor apropia cu $l_0 = v\tau_0$. În a doua unitate de timp de pe aceeași suprafață unitară va ajunge q_1 , iar de pe prima – q_2 ; în a treilea interval de timp va ajunge q_1 de pe a tria suprafață, q_2 de pe a doua și q_3 de pe prima suprafață ș.a.m.d. dacă în bazinul de recepție studiat avem $\tau = 5\tau_0$, $T_s = 5\tau_0$ și $F = \sum_1^5 f_i$, atunci formarea viiturii va decurge astfel:

$$\begin{aligned} Q_1 &= q_1 f_1, \\ Q_2 &= q_1 f_2 + q_2 f_1, \\ Q_3 &= q_1 f_3 + q_2 f_2 + q_3 f_1, \end{aligned}$$

$$Q_4 = q_1f_4 + q_2f_3 + q_3f_2 + q_4f_1,$$

$$Q_5 = q_1f_5 + q_2f_4 + q_3f_3 + q_4f_2 + q_5f_1.$$

Ploaia s-a terminat, formând debitul Q_5 . Atunci de pe prima arie deja nu mai este scurgere, dar ea continuă de pe alte suprafețe. Aici la fiecare unitate de timp în continuare se va "deconecta" o suprafață unitară, deoarece acolo nu se formează scurgere. Respectiv, al cincilea debit va fi maxim, iar cele următoare vor începe să se micșoreze:

$$Q_6 = q_2f_5 + q_3f_4 + q_4f_3 + q_5f_2,$$

$$Q_7 = q_3f_5 + q_4f_4 + q_5f_3,$$

$$Q_8 = q_4f_5 + q_5f_4,$$

$$Q_9 = q_5f_5.$$

Dacă construim graficele variației debitelor de apă în timp (timpul formării scurgerii plus timpul de propagare până la secțiunea de calcul), atunci vom obține hidrograful scurgerii de viitură, care va avea o formă triunghiulară.

Astfel, la același timp de propagare totală și de formare a scurgerii în secțiunea de calcul, în formarea debitelor maxime de viitură (ape mari) participă toată apa din bazin și toată aria lui.

În al doilea caz, când $\tau > T_s$, schema de formare a viiturii rămâne aceeași, dar formarea debitului maxim se realizează altfel. De exemplu, la $\tau = 6\tau_0$, $T_s = 5\tau_0$ și $F = \sum_1^6 f_i$:

$$Q_1 = q_1f_1,$$

$$Q_2 = q_1f_2 + q_2f_1,$$

...

$$Q_5 = q_1f_5 + q_2f_4 + q_3f_3 + q_4f_2 + q_5f_1.$$

După ce s-a finisat ploaia care a format al cincilea debit, același debit mai curge încă de pe a șasea arie unitară, de aceea

$$Q_6 = q_1f_6 + q_2f_5 + q_3f_4 + q_4f_3 + q_5f_2.$$

Apoi începe deconectarea consecutivă a suprafețelor unitare:

$$Q_7 = q_2f_6 + q_3f_5 + q_4f_4 + q_5f_3,$$

$$Q_8 = q_3f_6 + q_4f_5 + q_5f_4,$$

$$Q_9 = q_4f_6 + q_5f_5.$$

$$Q_{10} = q_5f_6$$

Dacă debitele particulare formate sunt constante, iar ariile unitare sunt identice, atunci $Q_5=Q_6$. Dacă însă, ariile unitare f_i și f_6 sunt diferite, atunci debitul de apă va fi acolo, unde în formarea lui va participa ce mai mare suprafață activă din bazinul de recepție.

Astfel, în cazul când durata de propagare este mai mare decât timpul de formare a scurgerii din bazinul de recepție, în formarea debitului maxim de apă participă o parte din bazinul de recepție și toată scurgerea formată în secțiunea de calcul. Această parte din suprafață este suprafața activă a bazinului, care are cea mai mare arie la o durată de propagare egală cu durata formării scurgerii.

La o durată de propagare τ , care de 5-10 ori depășește durata de formare a scurgerii T_s , ultima poate fi considerată drept unitate de calcul, adică $\tau \gg T_s = \tau_0$. În acest caz fiecare debit particular al viiturii se formează dintr-o singură "porție" de scurgere efectivă (ploi unitare) de pe fiecare parcelă unitară:

$$Q_1 = qf_1,$$

$$Q_2 = qf_2,$$

...

$$Q_n = qf_i.$$

Aceste ecuații, care dezvăluie procesul de formare a viiturii în rezultatul scurgerii precipitațiilor unitare de pe suprafețe unitare, reprezintă *ecuațiile hidrografului unitar, sau viiturii elementare*.

Forma schematică a hidrografului viiturii (apelor mari) din coraportul analizat $\tau > T_s$ este similară formei trapezului.

În al treilea caz, la $\tau < T_s$, de exemplu $\tau = 3\tau_0$, $T_s = 5\tau_0$ și $F = \sum_1^3 f_i$, viitura se formează din ploaia, care stropește tot bazinul de recepție și durează mai mult decât timpul necesar propagării apei din partea superioară a bazinului de recepție:

$$\begin{aligned} Q_1 &= q_1 f_1, \\ Q_2 &= q_1 f_2 + q_2 f_1, \\ Q_3 &= q_1 f_3 + q_2 f_2 + q_3 f_1, \\ Q_4 &= q_2 f_3 + q_3 f_2 + q_4 f_1, \\ Q_5 &= q_3 f_3 + q_4 f_2 + q_5 f_1, \\ Q_6 &= q_4 f_3 + q_5 f_2, \\ Q_9 &= q_5 f_3. \end{aligned}$$

După ce s-a format al treilea debit de apă și s-a finisat a treia "porție" de scurgere, care s-a format în prima unitate de timp, ploaia continuă. Ea s-a sfârșit doar după ce s-a format al cincilea debit de apă, dar continuă scurgerea din partea îndepărtată a bazinului de recepție. Astfel, în formarea a trei debite particulare (Q_3 , Q_4 și Q_5) participă tot bazinul de recepție, dar diferite "porții" de ploaie, de aceea debitul va fi maxim atunci, când în formarea lui participă "porția" de ploaie cu cea mare intensitate medie. În acest caz forma schematizată a hidrografului viiturii, ca și în cazul precedent va tinde spre cea trapezoidală.

Dacă durata de propagare este foarte mică în comparație cu durata scurgerii efective (de formare a scurgerii) și poate fi considerată egală cu intervalul de timp de calcul, adică $\tau = \tau_0 \ll T_s$, atunci ecuațiile pot fi înscrise astfel:

$$\begin{aligned} Q_1 &= q_1 F, \\ Q_2 &= q_2 F, \\ &\dots \\ Q_n &= q_n F, \end{aligned}$$

adică la formarea fiecărui debit particular participă tot bazinul de recepție și scurgerea efectivă particulară.

Formula genetică a scurgerii, chiar și cu "admiterile" cunoscute (viteză permanentă a scurgerii, izocrone staționare), permite evidențierea mersului ploii sau topirii zăpezii, la fel și acelor caracteristici a bazinului de recepție ca lungimea versanților și albiei, densitatea rețelei hidrografice, configurația bazinului de recepție – prin timpul de propagare a apei până la secțiunea de calcul. De aceea sumele debitelor, determinate în baza formulei genetice a scurgerii, reprezintă volumele generale a viiturilor:

$$W = \tau_0 \sum_i^{\tau+T_0} Q_i = 1000HF, \quad (9.4)$$

unde τ_0 – numărul de secunde din unitatea de timp de calcul; H – stratul total al scurgerii efective; F – aria totală a bazinului de recepție; 1000 coeficient de transformare la exprimarea W în m^3 , H în mm și F în km^2 .

Deci, formula genetică poate fi aplicată la construirea hidrografelor apelor mari de primăvară și viiturilor pentru bazine nestudiate de diferite dimensiuni, dacă este știut mersul ploii sau topirii zăpezilor și se va ține cont de pierderile sumare de apă, ceea ce permite obținerea mersului ploii efective pe durata T_s de pe suprafața bazinului de recepție, precum și graficul distribuirii suprafețelor unitare (particulare) a suprafețelor de scurgere și durata totală a propagării scurgerii până la secțiunea de control τ . Timpul propagării poate fi determinat din nivelele corespunzătoare sau debitele de apă din curba volumetrică a albiei sau prin alte procedee aplicate în prognoza scurgerii.

De rând cu aceasta teoria descrisă reflectă doar trăsăturile generale a formării scurgerii râurilor și în cadrul cercetărilor științifice, îndeosebi la elaborarea modelelor de formare a scurgerii de viitură, trebuie să fie

detaliată, de exemplu prin evidențierea scurgerii de versant și de albie, evidența transformării lor de rând cu transformarea precipitațiilor în timp și în spațiu.

9.2 Reducția scurgerii maxime

În baza teoriei cercetate de propagare a scurgerii de suprafață din bazinul de recepție către secțiunea de închidere, durata formării scurgerii maxime $T_v = T_s + \tau$, adică este egală cu suma duratei scurgerii efective și timpului de scurgere de pe versanți în albie. Atunci modulul maximal al scurgerii, exprimat prin stratul scurgerii, va fi $q_{max} = h/T_v = h/(T_s + \tau)$. Deci, cu cât este mai mare timpul de propagare τ , cu atât este mai mică scurgerea maximă. Valoarea τ depinde de dimensiunile bazinului de recepție: cu cât el este mai mare – cu atât mai mare este și durata de propagare. Astfel, odată cu creșterea suprafeței bazinului de recepție, are loc micșorarea (reducția) modulului scurgerii maxime.

Același lucru poate fi ilustrat prin analiza coraportului dintre intensitatea maximă a scurgerii și scurgerea efectivă. Intensitatea maximă a scurgerii efective A_{max} reprezintă coraportul stratului scurgerii efective la timp, adică $A_{max} = h_s/T_s$. Dacă stratul scurgerii este egal cu scurgerea efectivă, adică $h=h_s$, atunci $h=A_{max} \cdot T_s$ și

$$q_{max} = A_{max} T_s / (T_s + \tau) = A_{max} / (1 + \tau/T_s) = \varphi A_{max}. \quad (9.5)$$

unde φ – coeficientul de reducere a intensității maxime a (modulului) scurgerii. Coeficienții dimensionali acum nu se iau în considerație.

Din formula (9.5) reiese că, coeficientul de reducere a scurgerii maxime tot timpul este mai mic de unitate și, respectiv, intensitatea maximă a scurgerii tot timpul este mai mică decât intensitatea maximală a scurgerii efective ($q_{max} < A_{max}$), și cu atât mai mică, cu cât este mai mare τ (la T_s constant) sau cu cât este mai mare suprafața bazinului de recepție. Ultima confirmă prezența reducerei scurgerii maxime cu suprafața bazinului de recepție.

De variația τ depind limitele de variație a q_{max} . La $\tau \rightarrow 0$, adică pentru o parcelă elementară de mică, $q_{max} \rightarrow A_{max}$. La $\tau \rightarrow \infty$ valoarea $q_{max} \rightarrow 0$.

Reducția modulelor maxime a viiturilor se exprimă, ca regulă, cu mult mai puternic, decât a apelor mari de primăvară, deoarece la averse valoarea T_s este cu mult mai mică, decât la topirea zăpezilor. La bazinele de recepție mici la $\tau < T_s$ viteza de propagare a modulelor maxime ai scurgerii este mai mică decât la acele mari (la aceleași valori ale T_s).

Schema descrisă reflectă legea generală a reducerei (micșorării) modulelor maxime ai scurgerii apelor mari de primăvară și viiturilor, odată cu creșterea duratei de propagare și poate fi aplicată pentru regiunile, unde se observă scurgere pe suprafața solului și unde cursurile mici de apă au o albie suficient de adâncă pentru a intercepta toate apele nivale și pluviale. În bazinele de recepție împădurite, curgerea apei pe versanți decurge, în general, prin sol. În aceste cazuri pentru râurile mici raportul τ/T_s devine foarte mic, $\varphi \rightarrow 1$ și scurgerea specifică maxime poate deveni constant și chiar crește, datorită creșterii adâncimii de eroziune a albiei și a suprafeței active a bazinului de recepție drenată de cursul de apă. Dimensiunea ariei, începând de la care scurgerea specifică maxime scade permanent, variază în funcție de condițiile locale și poate constitui 300 km² și mai mult, dar mai des – până la 100 km².

Deosebiri în condițiile de formare și scurgere a apelor mari de pe arii extinse dictează un caracter diferit a reducerei modulului maximal al scurgerii în spațiu. În fig. 21 se prezintă exemple de forme posibile a acestei

reducții. Curbele funcției se construiesc din datele empirice, de aceea deseori se mai numesc *funcții empirice de reducere*, care pot fi exprimate analitic (pentru numerele respective din fig. 21):

$$\begin{aligned}
 1. \quad q &= a_{ef} / (F + c)^n \\
 2. \quad q &= a_{ef} / F^n \\
 3. \quad q &= a_{ef} / F^n - b \\
 4. \quad q &= a_{ef} / F^n + b
 \end{aligned}
 \tag{9.6}$$

unde a_{ef} – intensitatea scurgerii efective sau debitul elementar (unitar) de apă, dacă introducem coeficientul de transformare k , egal cu 16,67 la a_{ef} în mm/min și 0,28, când a_{ef} este în mm/oră; c – parametru, care ține cont de micșorarea gradului de reducere în zona ariilor mici; n – indicator al gradului de reducere a modulului maximal al scurgerii în spațiu; b – parametru, care ține cont de micșorarea ponderii suprafeței active (ecuația 3) sau creșterea umezirii generale a teritoriului (ecuația 4) odată cu creșterea suprafeței de recepție.

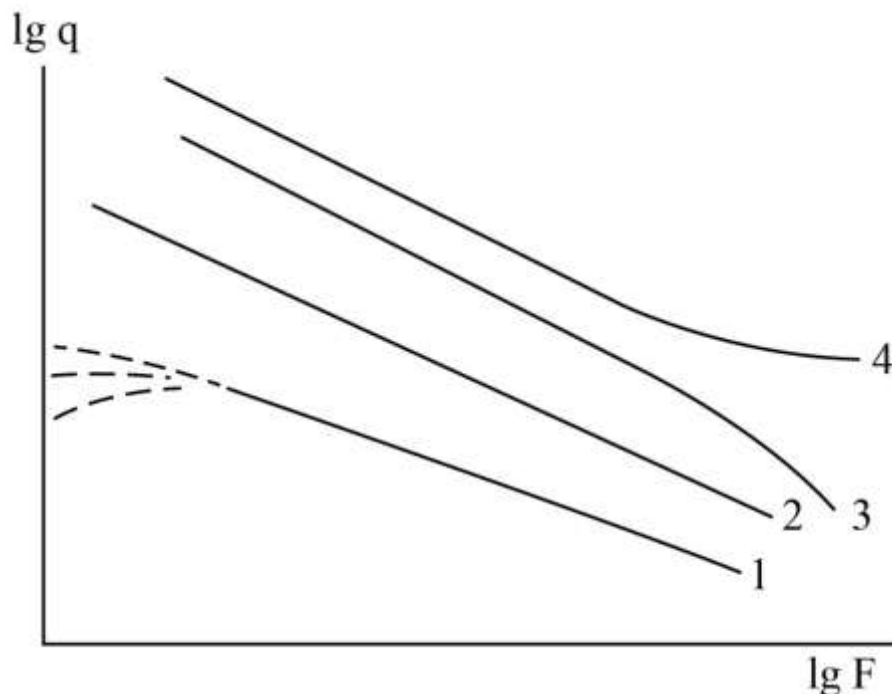


Fig. 21. Tipurile funcțiilor de reducere a modulului scurgerii maxime de suprafața bazinului de recepție.

Numerele curbelor corespund numerelor ecuațiilor din (9.6)

Dacă intensitatea maximă a scurgerii efective a_{ef} de înlocuit cu intensitatea maximă a ploii sau topirii zăpezilor a , cu evidența coeficientului scurgerii α , indicând reducția în spațiu a intensității maxime a scurgerii prin coeficientul de reducere φ , atunci ecuația pentru modulul maximal al scurgerii poate fi înscrisă astfel:

$$q_{max} = ka\alpha\varphi. \tag{9.7}$$

Putem obține funcții analogice a q_{max} de durata scurgerii efective și timpul de propagare, adică:

$$q_{max} = f(\tau, T_s).$$

Schematizând mersul scurgerii efective și a scurgerii, și ținând cont de forma hidrografului viiturii, putem obține diferite variante de formule, dar cel mai des se vor utiliza formulele, bazate pe analiza dependențelor

de suprafața bazinului de recepție, dar nu de timpul scurgerii efective și propagării, deoarece ultimele sunt greu de determinat, mai ales în cazul calculului masiv.

Coeficientul de formă a graficului scurgerii, care reprezintă raportul dintre debitul maxim către debitul maxim mediu, ține cont și de forma hidrografului. La o formă triunghiulară al graficului viiturii, acest raport este 2, iar la o formă parabolică – 3, și mai mult.

Cercetările reducăției modulului scurgerii maxime în diferite regiuni geografice a dus la apariția mulțimilor de formule empirice pentru calculul scurgerii maxime. La exterior ele se deosebesc, dar în esența sa deosebirea principală constă în modul determinării parametrilor de calcul și evidența unor sau altor factori, care influențează scurgerea maximă. Așa, de exemplu, în locul parametrului a din formulele reducăționale se aplică stratul sau scurgerea specifică racordat.

Cu toate că funcțiile reducăționale reiese din teoria hidrodinamică a scurgerii, sunt argumentate prin schema genetică de formare a sa și sunt pe larg aprobate în practică, ele totuși au un caracter empiric și deseori descriu doar în mod simplificat mecanismul de formare a scurgerii maxime. Siguranța calculului prin aplicarea formulilor reducăționale variază considerabil în spațiu, fiind dictată de condițiile locale. De aceea există și alte tipuri de formule de calcul, care în mod direct sau indirect, la fel se bazează pe formula genetică a scurgerii. Per ansamblu, toată variația formulilor pentru calculul scurgerii maxime a apelor mari de primăvară și a viiturilor pluviale pot fi divizate în trei grupe:

- formulele reducăționale care reflectă scăderea modulului scurgerii maxime odată cu creșterea suprafeței bazinului de recepție sau duratei de propagare a scurgerii până la secțiunea de închidere;
- formulele reducăționale bazate pe scăderea intensității maxime a ploii odată cu creșterea intervalului de mediere a precipitațiilor de calcul în timp, sau formulele intensității maxime;
- formulele volumetrice, care indică debitul maxim în funcție de volumul sau stratul, durata și forma geometrică a viiturii (apelor mari de primăvară);

Formulele reducăționale permit determinarea numai a caracteristicii extreme – debitul maxim de apă. Formulele volumetrice duc evidența întregului mers al viiturii și a volumului ei. Hidrograful viiturii se schematizează prin figura geometrică indicată. Dar și în așa formă a formulilor se ține cont, chiar și în mod camuflat, de reducăția modulului maximal al scurgerii prin durata viiturii sau apelor mari.

Metoda analogiei se folosește pentru precizarea după râurile analog a parametrilor și coeficienților din formulele de calcul, ceea ce permite sporirea veridicității calculului.

Dar, deosebit de detaliat procesele fizice, care condiționează formarea scurgerii maxime, în mod direct pot fi luate în considerație prin descrierea lor analitică sau prin modelare matematică. De rând cu aceasta, realizarea practică a metodelor de calcul în baza modelării matematice a proceselor, care au loc în bazinul de recepție pe parcursul formării scurgerii maxime, este afectată nu numai de nivelul elaborării însăși a modelelor, dar și de lipsa datelor hidrologice și hidrofizice necesare. De aceea există două direcții care se dezvoltă paralel în elaborarea metodelor de calcul a scurgerii maxime din bazinele nestudiate. Una este tradițională și se bazează pe formula genetică a scurgerii, și, folosind datele hidrologice standard, dezvoltă și perfecționează funcțiile empirice a scurgerii maxime de factorii care o determină. A doua direcție constă în elaborarea modelelor matematice, care reflectă procesele fizice din bazinele râurilor din diferite condiții fizico-geografice, ceea ce în final permite obținerea hidrografului scurgerii. Însă în practică se aplică doar formulele empirice reducăționale.

X. SCURGEREA MAXIMĂ A APELOR MARI DE PRIMĂVARĂ

Scurgerea apelor mari de primăvară determină nu numai regimul hidrologic al râurilor în perioada de vară-toamnă, dar și pe tot anul, deoarece ponderea scurgerii apelor mari de primăvară ca regulă predomină în scurgerea anuală, iar în unele regiuni aride scurgerea în general se manifestă doar în rezultatul topirii zăpezii.

Calculul caracteristicilor de bază a apelor mari de primăvară (debitele maxime de apă, volumul scurgerii, durata lor și caracterul hidrografului) în lipsa datelor hidrologice se realizează, ca și pentru alte caracteristici a scurgerii râurilor, în baza analizei condițiilor de formare a lor, cu o sinteză și generalizare ulterioară în formă de hărți și funcții (formule de calcul).

În rezultatul creșterilor înalte a nivelurilor de apă, volumelor mari ale scurgerii și vitezelor mari ale apei, în timpul apelor mari de primăvară sunt posibile inundări și distrugerea diferitelor construcții nu numai în albia râurilor, dar și la distanțe considerabile de albie, adică este posibilă declanșarea inundațiilor catastrofale. De aceea determinarea caracteristicilor apelor mari de primăvară în lipsa datelor hidrologice poate fi realizată cu siguranță maximă și cu aplicarea metodelor contemporane de calcul și evaluarea posibilelor erori.

10.1 Condițiile de formare a scurgerii apelor mari

Scurgerea apelor mari de primăvară este dictată de condițiile climatice din teritoriul dat și de factorii suprafeței subiacente (structura bazinului râului).

Condițiile climatice de formare a scurgerii apelor mari de primăvară sunt determinați de factorii meteorologici, din care cei mai distincți sunt rezervele de zăpadă din bazinul râului, intensitatea topirii zăpezii și durata topirii, umiditatea solului anterioară topirii și/sau înghețarea solului, evaporarea în timpul creșterii apelor mari, îndeosebi pe durata topirii. Evident că, intensitatea topirii zăpezii, precum și a evaporării, depind de mersul temperaturii aerului din perioada topirii. Un mare rol revine și precipitațiilor, care cad în timpul declanșării apelor mari de primăvară, îndeosebi dacă cantitatea lor este considerabilă.

Rezervele de zăpadă din bazinul râului sunt determinate de cantitatea de precipitații solide, căzute în perioada rece a anului, cu excepția pierderilor la evaporarea de pe suprafața zăpezii și topirea zăpezii în timpul moinelor. Cantitatea de precipitații depinde de condițiile climatice a regiunii date și în distribuirea sa se supun legăturilor zonalității geografice și altitudinale.

Rezervele de apă din cuvertura de zăpadă sunt condiționate de înălțimea ei și de densitatea ei, care sunt determinate din datele măsurătorilor din teren (expediționare sau la stațiile meteorologice), cu evidența ariei acoperite de zăpadă.

În procesul topirii zăpezii se observă trei nivele de acoperire cu zăpadă a bazinului de recepție:

- cuvertură de zăpadă completă, când spațiile fără ea ocupă sub 5% din suprafața bazinului de recepție;
- peisaj pestriț, când spațiile dezgolite de zăpadă ocupă până la 50% din aria bazinului;
- pete solitare de zăpadă, când ariile dezgolite ocupa de la 50% la 97% din suprafața bazinului de recepție.

Durata acestor faze de topire a zăpezii depinde de manifestarea primăverii și de caracterul reliefului, adică de uniformitatea cuverturii de zăpadă și expoziția versanților. Deosebit de intensiv topirea zăpezii și formarea scurgerii efective se observă în a doua fază și la începutul fazei trei.

Atenție deosebită prezintă datele despre rezervele maxime de apă din zăpadă la începutul topirii, deoarece ele determină volumul și debitul maxim de apă al apelor mari de primăvară, adică rezervele maxime de

zăpadă. Ele pot fi prezentată în formă cartografică – harta normei rezervelor maxime de zăpadă, cu evidența condițiilor omogene de acumulare a zăpezii (omogenitatea peisajului). La rezervele maxime de apă din zăpadă se mai adaugă precipitațiile lichide, care cad pe bazinul de recepție în perioada apelor mari de primăvară, mai precis – în perioada topirii.

În procesul **topirii zăpezii** cel mai mare interes îl prezintă intensitatea și durata topirii. Ele depind de mersul temperaturii aerului și căderea precipitațiilor lichide, ceea ce per ansamblu se dictează de poziția geografică a bazinului de recepție analizat și de tipul primăverii (adectivă, pluvială, solară sau mixtă, precum și de faptul este ea rapidă sau lentă, întinsă în timp). În regiunile nordice predomină topire din contul căldurii aduse de masele de aer calde, adică – adectivă. În regiunile sudice rolul principal revine radiației solare. Procesul poate fi și mixt.

Căldura necesară pentru topire este oferită de radiația solară directă și difuză, precum și de iradierea atmosferei, în cazul amestecului termic turbulent – din contul căldurii formată în rezultatul condensării vaporilor de apă, căldurii parvenite din căderea ploilor și din sol.

La determinarea intensității topirii zăpezii, în scopul modelării hidrografului scurgerii maxime se aplică următoarele metode:

- metoda bilanțului de apă cu utilizarea datelor măsurătorilor nivale din perioada topirii, când intensitatea topirii zăpezilor este determinată de diferența de date a rezervelor de apă din zăpadă, obținute la măsurătorile nivale consecutive;
- metoda bilanțului termic cu aplicarea procedurii de calcul detaliat, care ține cont de modificarea componentelor bilanțului termic la diferite intervale de timp, ceea ce permite obținerea nu numai a mersului diurn a topirii, dar și mersul topirii pe parcursul zilei (24 ore). Aici mai poate fi aplicată și metoda empirică (mai puțin strictă), care permite calculul intensității topirii diurne, sau separat pentru zi și noapte, în baza evidenței cantității de căldură primită de zăpadă din contul radiației directe și difuze, pierdute la iradiere și evidența schimbului termic cu atmosfera, inclusiv pierderile termice din contul evaporării și aportului căldurii la condensarea vaporilor de apă;
- metoda coeficienților termici, bazat pe funcția dintre cantitatea de zăpadă topită și suma temperaturilor pozitive din perioada topirii. Această metodă se aplică în modelul calculului hidrografului apelor mari a râurilor mici de câmpie.

Zăpada din bazinul de recepție poate reține o cantitate mare de apă lichidă în formă peliculară și capilară. În funcție de starea fizică a ei, capacitatea de retenție a zăpezii poate fi de 40% la microgranulară și afânată și până la 20% pentru zăpada macrogranulară. De aceea, la începutul topirii zăpezii, apa se acumulează inițial în straturile inferioare a zăpezii (prima fază) și scurgerea efectivă nu se formează. Aceasta durează circa 1/3 din timpul total al topirii. Apoi, după saturarea zăpezii cu apă, începe scurgerea efectivă (faza a doua), dar intensitatea ei este cu mult mai mică decât intensitatea topirii zăpezii. Dar ea crește rapid și în continuare intensitatea scurgerii efective depășește topirea zăpezii.

Creșterea intensității formării scurgerii este favorizată și de ploi. Picăturile de ploaie, în afară de sporirea umidității din zăpadă, distrug capilarele din zăpadă și membranele interne, care favorizează transformarea apei peliculară și capilare în apă gravitațională, care începe rapid să curgă. De aceea, în aceste cazuri, intensitatea scurgerii efective va depăși cu mult intensitatea sumară a topirii zăpezii și ploii. Desigur că, pe măsura creșterii duratei de topire, capacitatea de acumulare a cuverturii de zăpadă se va micșora.

Scurgerea efectivă din zăpadă poate fi determinată prin diferite metode, în funcție de disponibilitatea informației inițiale:

- metodele bilanțului de apă bazate pe evidența rezervelor de apă din cuvertura de zăpadă, conform datelor măsurătorilor sau cu evidența intensității topirii;
- în baza metodei bilanțului termic și aplicând datele intensității topirii.

Determinarea scurgerii efective din zăpadă prin intensitatea topirii se realizează cu evidența caracterului cuverturii de zăpadă. La o răspândire neuniformă a zăpezii în teritoriu și la capacități diferite de retenție, se aplică metodele grafoanalitice. La o repartizare uniformă a zăpezii și coeficient permanent de retenție a apei în ea pe tot teritoriul analizat, intensitatea maximă a scurgerii efective din zăpadă poate fi determinată prin formula

$$I_{max} = I_z / (1 - \beta) + I_p, \quad (10.1)$$

unde I_z – intensitatea topirii zăpezii; I_p – intensitatea ploii, care cade pe parcursul topirii zăpezii; β – coeficient al capacității de retenție a apei în zăpadă.

Datele despre intensitatea maximă a scurgerii efective din zăpadă (sau topirea zăpezii) pot fi folosite la construirea funcțiilor reducționale a scurgerii maxime a apelor mari de primăvară. Cercetarea intensității topirii zăpezii în câmp și în pădure permit argumentarea fizică a corecțiilor la împădurire aplicate în calculele scurgerii maxime.

La determinarea **duratei topirii zăpezii**, deosebit de importantă este data începerii scurgerii efective din zăpadă, deoarece ea determină începutul scurgerii în secțiunea terminus (ținând cont de durata de propagare a apelor nivale pe versanți și prin albie), adică

$$D_s + \tau = D_{am},$$

unde D_s – data începerii scurgerii efective; τ – durata de propagare; D_{am} – data începerii apelor mari de primăvară. În practică D_{am} poate fi determinată ca prima zi, când în râuri începe creșterea nivelului și debitului de apă după etiajul de iarnă.

Începutul topirii, ca regulă, se determină din graficele combinate a mersului temperaturii aerului și scurgerii apei. Trecerea stabilă a temperaturilor medii diurne a aerului în valori pozitive condiționează începutul topirii zăpezii, iar creșterea nivelelor – începutul scurgerii efective. Drept dată a finisării topirii zăpezilor poate fi primită data dispariției complete a cuverturii de zăpadă (lipsa zăpezii în 97% din teritoriu).

La **modelarea matematică a proceselor de topire a zăpezii și scurgerii efective** din ea se ține cont de starea cuverturii de zăpadă și procesul topirii. Se analizează dinamica acumulării zăpezii, regimul termic, acumularea apei în zăpadă și deplasarea ei în straturile de zăpadă saturate și nesaturate cu apă.

La modelarea stării cuverturii de zăpadă și topirii zăpezii, se reiese din următoarea ecuație a bilanțului termic pentru o coloană de zăpadă cu înălțimea Δz cu secțiunea de 1 cm^2 la o densitate permanentă a zăpezii:

$$\begin{aligned} & [\rho_z c_g T_z(z; t + \Delta t) - \rho_z c_g T_z(z, t)] \Delta z = [q_t(z, t) - q_t(z + \Delta z, t)] \Delta t - \\ & L \rho_z [\Theta_z(z, t + \Delta t) - \Theta_z(z, t)] \Delta z + m L_s \Delta z \Delta t - [J_R(z + \Delta z, t) - J_R(z, t)] \Delta t, \end{aligned} \quad (10.2)$$

unde ρ_z – densitatea zăpezii; c_g – capacitatea termică a gheții; $T_z(z, t)$ – temperatura zăpezii la momentul t la adâncimea z ; $q_t(z, t)$ – flux termic; L – căldura specifică de topire a gheții; Θ_z – conținutul volumetric de apă în zăpadă; m – cantitatea de vapori transformată în gheață (și invers) într-o unitate de timp în unitate de volum; L_s – căldura specifică de sublimare; J_R fluxul de radiație solară de undă scurtă, care pătrunde în rosul cuverturii de zăpadă.

Împărțind ambele părți a ecuației la Δz și Δt , și considerând fluxul termic proporțional gradientului termic, obținem:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_z c_g T_z) = \frac{\partial}{\partial z}(\lambda_z \frac{\partial T_z}{\partial z}) - L\rho_z \frac{\partial \Theta_z}{\partial t} + mL_s - \frac{\partial J_R}{\partial z}, \quad (10.3)$$

unde λ_z – coeficient de conductibilitate termică a zăpezii.

La această ecuație se adaugă funcțiile, care descriu schimbările cantității de vapori și apă din zăpadă. Pentru calcularea $\frac{\partial \Theta_z}{\partial t}$ este necesar de ținut cont nu numai de transformările de fază a zăpezii, dar și mișcarea apei prin zăpadă la saturație diferită a ei.

Schimbarea volumului de apă din coloana de zăpadă cu înălțimea Δz cu secțiunea unitară într-o unitate de timp $\frac{\Delta \Theta_z \Delta z}{\Delta t}$ este egală cu modificarea fluxului de apă q la o distanță Δz din stratul de zăpadă nesaturat

$$\frac{\Delta \Theta_z \Delta z}{\Delta t} = q_z - q_{z+\Delta z}. \quad (10.4)$$

Ecuația bilanțului de apă pentru un sector al stratului nesaturat de zăpadă cu o lungime Δx într-un interval de timp Δt va fi

$$m_z \Delta h \Delta x / \Delta t = h_x v_x - h_{x+\Delta x} v_{x+\Delta x} + \Theta \Delta x, \quad (10.1)$$

unde m_z – parametru, care ține cont de capacitatea de retenție a apei în zăpadă; h – adâncimea torentului; Θ – aportul de apă din stratul de zăpadă nesaturat pe p unitate de lungime într-o unitate de timp.

Modelul curgerii apei prin zăpadă se poate baza pe evidența diferențiată a mișcării apei prin zăpadă nesaturată și mișcarea apei în stratul saturat imediat de-asupra solului.

Topirea diurnă a zăpezii în cazul acoperirii complete a bazinului de recepție, poate fi determinată prin funcțiile stabilite pe cale empirică, folosind datele meteorologice din perioadele cu prezența sau lipsa precipitațiilor în perioada topirii zăpezilor și cu evidența împăduririi bazinelor. Aceste ecuații pot avea următoarea formă:

1) la căderea precipitațiilor în perioada topirii zăpezilor:

- pe sectoare deschise și parțial împădurite (până la 60%) a bazinului de recepție

$$h_t = (c + bkv + eP_{zi})(T_a - t) + d, \quad (10.6)$$

- în cazul împăduririi considerabile a bazinului de recepție

$$h_t = (c_1 + eP_{zi})(T_a - t) + d, \quad (10.7)$$

unde h_t – topirea diurnă; P_{zi} – precipitații diurne; T_a – temperatura aerului umed; v – viteza medie a vântului; k – parametru, care ține cont de influența pădurii, orografiei și expoziției medii a bazinului de recepție în raport cu direcția vântului, același pentru tot bazinul de recepție, care variază de la 1,0 pentru bazine de recepție deschise de câmpie, până la 0,3 pentru pădure deasă; restul indicatorilor – parametri numerici;

2) în cazul lipsei ploilor în perioada topirii zăpezilor:

- la bazine de recepție deschise (dezgolate):

$$h_t = k' m J (1 - A) + (1 - N)(eT'_a - t') + NcT_0 + bkv(aT'_a + b_1 T_d), \quad (10.8)$$

- la bazine de recepție cu împădurirea până la 60%

$$h_t = k'(1 - f_p)(1 - A)m_1J + bkv(aT'_a + b_1T_d) + cT'_af_p, \quad (10.9)$$

- la bazine cu împădurirea de la 60% la 80%

$$h_t = bkv(aT'_a + b_1T_d) + cT_a, \quad (10.10)$$

- la bazine cu împădurire masivă

$$h_t = K_1(a_1T'_a + b_2T_d), \quad (10.11)$$

unde T'_a - diferența dintre temperatura aerului la nivelul observațiilor și la suprafața solului; T_d - diferența dintre temperatura condensării și temperatura suprafeței solului; J - radiația observată sau calculată; A - albedo mediu a zăpezii, observat sau calculat; k' - coeficient de topire din contul radiației de undă scurtă, care depinde de panta medie a ariilor deschise în comparație cu suprafețele orizontale neprotejate (variază între 0,9 și 1,1); f_p - ponderea împăduririi bazinului de recepție, în părți; T_0 - diferența de temperatură în partea inferioară a norilor și la suprafața cuverturii de zăpadă; N - înnoirarea, în părți de unitate. Restul simbolurilor sunt similare celor anterioare, inclusiv indicatorii numerici și coeficienții.

Deosebirile dintre primul și al doilea procedee de evaluare a topirii zăpezii sunt condiționate de faptul, că la căderea ploilor influența radiației solare devine nesemnificativă, iar pe prim-plan se poziționează transportul termic prin convecție și condensare. În perioadele fără ploi - decisivă devine nu numai radiația solară, dar și iradierea proprie a zăpezii.

Importanță deosebită în formarea scurgerii apelor mari de primăvară o exercită factorii, care determină **pierderile apelor nivale**. Ele depind de condițiile climatice și de starea suprafeței bazinului de recepție. Principalele pierderi a apelor nivale sunt: infiltrarea; evaporarea și retențiile de suprafață. Intensitatea absorbției apelor nivale, adică pierderile la infiltrare, depinde în mod direct de umiditatea precedentă a solului și de înghețarea lor pe parcursul iernii. Cu cât mai umed a fost solul înainte de apele mari și cu cât mai adânc el a înghețat - cu atât mai mică este permeabilitatea lui, indiferent de structura granulometrică. Coeficientul scurgerii la o umezire înaltă sau la o înghețare adâncă se apropie de umiditate, însă la o toamnă uscată și înghețare mică iarna el poate scădea până la 0,1. Dar pierderi considerabile pot avea loc la combinarea înghețării adânci cu o umiditate mică a solului în rezultatul interacțiunii termice a apei infiltrate cu solul înghețat. Nu toate golurile se umplu cu cristale de gheață. La topire va spori porozitatea solului și sporește viteza infiltrării.

La răcire considerabilă apa infiltrată îngheață în porii mari, ceea ce micșorează permeabilitatea solului, iar la o astupare totală a porilor - solul devine impermeabil. Ca rezultat crește coeficientul scurgerii.

Un rol mare în sporirea coeficientului scurgerii poate avea crusta de gheață, care se formează la suprafața bazinului de recepție în cazul moinelor și ploilor.

De menționat, că dacă umiditatea precedentă are un rol important pentru toate bazinele de recepție - în cazul bazinelor de recepție împădurite influența adâncimii de îngheț a solului poate fi neglijată.

Odată cu începutul topirii zăpezii cresc brusc pierderile la **evaporare de pe zăpadă**. Evaporarea este deosebit de importantă în regiunile sudice, unde predomină evaporarea solară. Dar, determinând pierderile la evaporare, este necesar de ținut cont și de aportul umidității din contul condensării. În mod evident evaporarea se evaluează la calculul intensității topirii zăpezii prin metoda bilanțului de apă, în mode neevident - prin aplicarea metodei bilanțului termic ținând cont de consumul căldurii din contul evaporării.

Astfel, factorii climatici pot condiționa topirea intensă a zăpezii și pierderile minime a scurgerii nivale indiferent de condițiile locale a bazinului, formând debite și volume maxime a apelor mari de primăvară.

Factorii suprafeței subiacente determină caracterul distribuirii zăpezii în bazinul de recepție, acumularea apei topite la suprafața lui, infiltrarea apelor nivale, viteza curgerii și timpul de propagare pe versanți și prin albi, influențează forma hidrografului apelor mari de primăvară.

Relieful suprafeței bazinului influențează, în primul rând, distribuția rezervelor de zăpadă și intensitatea topirii zăpezii. Este necesar de ținut cont de neuniformitatea mare în distribuția cuverturii de zăpadă – cantitatea minimă de zăpadă se atestă pe versanți și cumpenele de apă, iar maximă – în vâlcele și ravene. Cuvertura groasă de zăpadă (până la 2-3 m și mai mult) poate acumula o importantă masă de ape nivale, care curgând pe versanți și atingând un volum critic, aceste ape pot forma un imens val de apă (valul viiturii). Cu cât relieful est mai plat și cu cât mai multe microdepresiuni aici persistă, cu atât mai mare va fi volumul de ape nivale reținute pe suprafața bazinului, fără a ajunge în albia râului. Pierderile sumare ale scurgerii la umplerea diferitelor depresiuni se determină de caracterul general al reliefului, inclusiv și activitatea umană.

Pe versanții bazinului de recepție cu diferită **expoziție**, zăpada se topește neuniform în timp. Cel mai mult ea se reține pe versanții nordici și se topește mai rapid pe cei sudici. Deci, cu cât este mai variată expoziția versanților și cu cât este dezmembrată suprafața bazinului de recepție, cu atât mai lungă va fi topirea zăpezilor, iar modulii scurgerii maxime vor fi mai mici decât în bazinele de recepție cu o diversificare mai mică a expoziției versanților. Influența expoziției versantului asupra intensității topirii condiționează și caracterul diferit al funcției scurgerii maxime de panta versantului. De exemplu, pe versanții nordici la pante mari se poate forma o scurgere mai mică din cauza duratei lungi a topirii zăpezii.

Dimensiunile, configurația și dezmembrarea bazinelor de recepție influențează viteza scurgerii și durata de propagare a apelor de viitură, precum și durata totală a apelor mari de primăvară și forma hidrografului scurgerii. Sporirea dimensiunilor și dezmembrării bazinului, la fel și complicarea configurației sale duce la o aplanare în timp a apelor mari de primăvară și la micșorarea debitelor maxime, în comparație cu bazine mai simple și mai mici ca dimensiune. Aici o mare importanță o are nu numai propagarea prin albie dar și cea de versant.

Viteza scurgerii apei pe versanți sub zăpadă, în prima fază a topirii este ne semnificativă – 0,001-0,005 m/s, dar în continuare, în a doua fază vitezele cresc până la 0,1-0,2 m/s, iar în treia fază ajung la 0,5 m/s, mai ales după formarea rețelei de pâraie pe versanți.

Viteza curgerii apei prin albie la începutul topirii la fel este mică, deoarece apele nivale nimeresc în albiile umplute cu zăpadă. Dar după prelucrarea albiilor înzăpezite vitezele ajung la 0,5-1,0 m/s.

Neglijarea timpului propagării pe versant are sens doar în cazul bazinelor mari de recepție, unde durata propagării de versant este mică comparativ cu cea de albie. Astfel în zona de pădure durata de propagare pe versant constituie 20-40 ore la o lungime a lor de 200-400 m și 3-4 zile la lungimi de 1 km.

Caracterul scurgerii apelor nivale depinde de gradul de dezgolire a versanților, rugozitatea lor și alte condiții locale. În zona de pădure pe versanții împăduși predomină scurgerea prin șiroire, în zona de stepă la versanți parțial dezgoliți scurgerea are loc compact, îndeosebi în cazul unei primăveri rapide. O influență mare asupra vitezei scurgerii și duratei de propagare a apelor nivale o au pantele versanților și albiei, de aceea aceste caracteristici pe larg se aplică în formulele de calcul, de exemplu în formula Chezy-Manning:

$$v = n^{-1} h_{med}^{0,67} I^{0,4}, \quad (10.12)$$

unde h_{med} – adâncimea torentului sau grosimea stratului de apă pe versant; n – coeficient de rugozitate; I – panta versantului sau albiei.

Per ansamblu viteza și durata de propagare a apelor nivale pe versanți și rețeaua hidrografică influențează substanțial spontaneitatea apelor mari de primăvară și valoarea scurgerii maxime, precum și forma hidrografului scurgerii. În bazinele mici de recepție, apele mari de primăvară decurg, ca regulă, în câteva valuri diurne. Mersul intensității topirii zăpezii și formării scurgerii au, ca regulă, variații diurne și din cadrul zilei, cu o deviere de fază în raport una cu alta și cu mersul temperaturii aerului. De aceea la un timp scurt de propagare din bazinele mici de recepție, maximele diurne se observă, ca regulă, la ora 14 și mai târziu, cu o deviere față de maximul termic cu 1-2 ore (în funcție de durata de propagare). Minimul scurgerii la așa râuri se observă în orele de noapte și dimineață. Creșterea nivelelor și sporirea scurgerii începe, ca regulă, la ora 10 dimineața. Numărul valurilor diurne se determină de durata scurgerii efective zonale și depinde de spontaneitatea primăverii.

Pe râurile mari, la o durată mare de propagare (peste o zi) are loc suprapunerea apelor nivale de zi peste cele de noapte, adică aplanarea vârfurilor diurne. Cu cât este mai mare regularizarea naturală a scurgerii, cu atât mai uniformă este creșterea și coborârea apelor mari de primăvară. Valurile diurne a apelor mari de primăvară sunt caracteristice pentru bazinele de recepție împădurite cu arii între 50 și 100 km², iar pentru cele neîmpădurite – până la 500 km².

Mare influență asupra formării scurgerii apelor mari de primăvară o exercită **lacurile și mlaștinile**. Ele reprezintă principalii acumulatori ai scurgerii maxime. De aceea în bazinele cu multe lacuri și mlaștini se atestă o diminuare a scurgerii maxime și sporirea duratei apelor mari. Aceste râuri au un modul al scurgerii maxime mai mic. Valoarea micșorării sale se evidențiază prin coeficienți speciali în baza cercetării funcției modulului de ponderea lacurilor și/sau mlaștinilor din regiunea dată, relativ omogenă din punct de vedere a condițiilor de formare a scurgerii maxime, dar cu bazine de recepție diferite ca pondere a lacurilor și mlaștinilor. Aici se utilizează datele despre ponderea medie sau medie ponderată a lacurilor în bazinele de recepție (ultima mai bine reflectă impactul lacurilor sau mlaștinilor). Însă indice mai sigur este volumul prisme de deversare a lacului, unde se acumulează apele nivale din perioada apelor mari de primăvară, dar spre regret determinarea lui în practică este foarte dificilă.

Deoarece caracterul influenței lacurilor asupra scurgerii maxime depinde de dimensiunile lacurilor, numărul lor, amplasarea pe bazin în raport cu secțiunea de calcul, umiditatea teritoriului și alți factori – există și diferite formule de calcul a coeficienților, care țin cont de diminuarea debitelor maxime de apă pe contul regularizării prin lacuri, de exemplu formula Alexeev:

$$\delta_1 = \frac{(1 - f_{lac})}{(1 + 25f_{lac})} \quad (10.13)$$

Influența mlaștinilor ca regulă se evidențiază împreună cu influența pădurilor, deoarece caracterul acestei influențe are trăsături comune.

Pădurea diminuează debitele maxime de apă din contul acumulării apelor nivale în sol și aplanarea în timp a duratei topirii. Aceasta are loc datorită umbririi suprafeței, îndeosebi în pădurile conifere, micșorarea turbulenței serului și rezervelor mai mari de zăpadă. Exemplu de formulă de calcul a coeficientului, care ține cont de micșorarea debitelor de apă din contul mlaștinilor și pădurilor, poate servi ecuația:

$$\delta_1 = 1 - 0,8lg(0,1f_{ml} + 0,05f_{pd} + 1). \quad (10.14)$$

Influența lacurilor, mlaștinilor și pădurilor poate fi evidențiată și în complex:

$$\delta = 1 - 0,6lg(f_{lac} + 0,2f_{ml} + 0,05f_{pd} + 1). \quad (10.15)$$

Cercetările recente demonstrează că este utili evidența acestor factori în mod separat, despre ce se va vorbi în continuare.

Formarea scurgerii apelor mari de primăvară este influențată și de **solurile și rocile** din bazin, îndeosebi de carst. În soluri și roci se acumulează o parte din apele nivale, care apoi prin scurgerea din sol participă la formarea apelor mari de primăvară. În zona de pădure peste 40% din scurgerea apelor de primăvară se formează în sol. Rocile carstice, ca regulă, diminuează scurgerea maximă, absorbind apa. Iar în bazinele mici poate avea loc o alimentare suplimentară a râurilor din contul aportului din alte locuri. De aceea pentru râurile cu suprafețe ale bazinelor peste 500 km² este necesar de ținut cont de micșorarea debitelor de apă prin introducerea coeficienților obținuți pe cale empirică. Valorile acestor coeficienți variază, ca regulă, de la 0,8 la 1,0 în cazul carstului de 50%, iar la 100% carst – coeficientul ajunge la 0,6. La bazine de recepție mai mici, condițiile de formare a apelor mari de primăvară în regiunile carstice pot fi foarte diferite și necesită cercetări de teren suplimentare.

Influența activității umane de gospodărire asupra scurgerii maxime se manifestă, în primul rând, la prezența în bazinul de recepție a lacurilor, la desecarea mlaștinilor și efectuarea complexului de măsuri agrotehnice. Lacurile de acumulare și iazurile rețin o parte din scurgerea nivale, sau chiar totalmente, transformă valorile apelor mari de primăvară și diminuează scurgerea maximă. Gradul de transformare și diminuare a maximumului, ca și la diminuarea volumului apelor nivale, se determină prin capacitatea de regularizare a lacului de acumulare și valoarea aportului apelor nivale către acest lac. Influența lacurilor de acumulare și iazurilor asupra scurgerii maxime se evidențiază la fel ca și a lacurilor naturale.

Desecarea terenurilor înlăștinite produce un sistem de canale de evacuare a apei, ceea ce majorează rețeaua hidrografică a bazinului de recepție, iar aceasta condiționează o descărcare mai rapidă a apelor nivale de pe ariile desecate, respectiv la sporirea debitelor maxime și micșorarea duratei apelor mari de primăvară.

Măsurile agrotehnice (reținerea zăpezii, plantarea fâșiilor forestiere, măsurile antierozionale, aratul de-a curmezișul pantelor) se realizează în scopul sporirii cantității de umiditate din sol prin transmiterea apei nivale de suprafață în apele din sol și freatice, la fel și prin micșorarea vitezei curgerii apei (pentru diminuarea eroziunii solului). Respectiv, măsurile menționate duc la micșorarea scurgerii de suprafață în râuri, micșorarea debitelor maxime de apă și modificarea formei hidrografului scurgerii. Micșorarea scurgerii maxime se evaluează prin coeficientul scurgerii de pe terenul agricol dat (deci de pe o arie agricolă omogenă).

10.2 Calculul debitelor maxime de apă în lipsa datelor hidrologice

Primele formule de calcul a debitului maxim a apelor mari de primăvară se bazează pe cercetările reducerii modulului scurgerii maxime din bazinul de recepție. Ele au apărut în Europa la mijlocul sec. XIX, iar la începutul sec. XX apar primele formule regionale Langhe, Tarlovski, Zbrojek, Sparro, care corespund tipurilor doi și patru de formule (9.6). Cele mai importante sinteze a datelor din regiunea est-europeană a realizat-o Kocerin, care a propus formula tipului trei (9.6). De menționat, că el a propus evaluarea printr-un coeficient special a influenței reliefului asupra scurgerii maxime și a pădurilor, la fel și evaluarea frecvenței debitelor maxime de apă.

În continuare Sokolovski a dezvoltat formula lui Kocerin (anii 1933-1937) și a recomandat în practică formula, care corespunde primului tip de formule din (9.6):

$$q = kA\delta / (F + 1)^{0,25}, \quad (10.16)$$

unde k – coeficient dimensional, A – modulul maxim a scurgerii elementare sau intensitatea maximă a scurgerii elementare de pe versanți în rețeaua de albi; δ – coeficient, care evaluează influența comună a lacurilor, mlaștinilor și pădurilor (formula (10.15)).

Sokolovski propune determinarea parametrului A în baza râurilor analog, iar la lipsa lor – din hărțile cu izolinii. Calculul valorilor asigurate a scurgerii maxime se realizează prin folosirea hărților cu izolinii a coeficientului de variație a apelor nivale.

Lucrarea lui Sokolovski a avut o mare importanță practică și pentru zeci de ani a determinat direcția cercetărilor în domeniul calculului scurgerii maxime a apelor mari de primăvară. În 1951 Voskresenski a modernizat formula Sokolovski, exprimând parametrul A prin stratul scurgerii apelor mari de primăvară h , deoarece acest parametru are o variabilitate mare în teritoriu și măbind suplimentul la suprafața de recepție de la 1 la 10. În continuare, cercetând forma hidrografului apelor mari de primăvară la diferite râuri și caracterizând-o prin raportul modulului maxim către cel mediu al scurgerii apelor mari de primăvară, și marcând-o prin coeficientul de spontaneitate a apelor mari de primăvară K_0 , el a propus calculul scurgerii maxime a râurilor și a cursurilor de apă intermitente din zonele de silvostepă și stepă a Câmpiei Europei de Est prin formula:

$$q = K_0 h \delta / (F + 10)^{0,25}. \quad (10.17)$$

Aplicarea parametrilor K_0 și h a sporit precizia calculelor și a înlesnit utilizarea formulei în practică.

Metoda unificată. Formula de bază utilizată pentru evaluarea scurgerii maxime a apelor mari de primăvară în râurile Europei de Est (ex-URSS) a fost modelul (10.17). Lucrările de perfecționare a acestei formule erau orientate, predominant, în precizarea influenței principalilor factori a suprafeței subiacente asupra debitelor maxime de apă și în general în sporirea preciziei determinării parametrilor din ea, printr-o evidență detaliată a particularităților zonale în formarea scurgerii apelor mari de primăvară și influenței marilor forme de relief. Din aceste considerente toate râurile se împart în cele de munte și cele de câmpie. În funcție de aceasta se modifică și forma formulei de calcul.

La râuri de câmpie se atribuie râurile, bazinele cărora sunt amplasate în limitele câmpiilor și podișurilor, unde oscilațiile relative de înălțime a reliefului nu depășesc 100-400 m (în funcție de regiune) și de aceea topirea zăpezilor cuprinde tot bazinul sau o mare parte din el. La râurile de munte acelea, unde oscilațiile înălțimilor depășesc limitele indicate anterior, ceea ce condiționează o topire neuniformă a zăpezii.

Deoarece pe un teritoriu de câmpie valorile parametrului k_0 și h depind de zona geografică, atunci râurile de câmpie se împart în patru grupe – pe zone:

- râurile zonei de tundră și pădure;
- râurile zonei de silvostepă;
- râurile zonei de stepă;
- râurile stepelor aride și semideșerturilor.

În funcție de zonă se modifică și alți parametri ai formulei de calcul.

Forma generală a formulei pentru calculul debitului maxim de apă de probabilitate dată (asigurare) $P\%$ pentru râurile de câmpie este următoarea:

$$Q_P = h_P K_0 \mu \delta_{lac} \delta_{pd} \delta_{ml} \delta_{ar} F / (F + f)^n, \quad (10.18)$$

unde h_P – stratul scurgerii de asigurare dată; K_0 – coeficient de spontaneitate a apelor mari de primăvară; μ – coeficient, care estimează neuniformitatea parametrilor statistici a stratului scurgerii și debitului maxim

al apelor mari de primăvară; δ_{lac} , δ_{pd} , δ_{ml} – coeficienți, care evidențiază influența lacurilor, pădurilor și mlaștinilor; δ_{ar} – coeficient, care estimează influența terenurilor arabile din bazinul de recepție; f – parametru empiric; n – indice a gradului de reducere.

Formula (10.18) se aplică pentru râurile cu suprafața bazinelor de recepție de la cele mai mici până la 20000 km². Modul de determinare a parametrilor și coeficienților din formulă se va descrie în continuare.

Stratul scurgerii apelor mari de primăvară h_p cu o probabilitate de depășire (corespunzătoare Q_p) se determină cu ajutorul a trei parametri: h_0 – stratul mediu multianual a scurgerii apelor mari de primăvară și a coeficienților săi de variație și asimetrie (C_v și C_s). Aici se utilizează harta stratului scurgerii medii multianuale a apelor mari de primăvară, la care trebuie de aplicat corecții, care țin cont de reducția pe suprafață a stratului scurgerii nivale, influența pantelor versanților bazinului de recepție, ponderea lacurilor, mlaștinilor și pădurilor, precum și a terenurilor arabile în bazinul de recepție.

La o scurgere sub 50 mm se aplică corecția la reducția stratului pe suprafață, care variază de la 1,8 în cazul $h_0 < 10$ mm și $F < 200$ km² până la 1,0 când $F=3000$ km², la fel și de la 1,2 când $h_0 = 50$ mm și $F < 200$ până la 1,0 când $F=1000$ km². Astfel, cu cât este mai mică suprafața bazinului de recepție și stratul scurgerii nivale, cu atât este mai mare corecția. Dimensiunile corecției se determină din funcția regională $h_0=f(F)$ sau în baza cercetărilor de teren a coeficientului scurgerii de primăvară. Tabelele corecțiilor se prezintă în actele normative de calcul a caracteristicilor hidrologice (CP D.01.05-2012).

În zona cu umiditate insuficientă, care include zona de silvostepă, stepă și semideșert, scurgerea apelor mari de primăvară este considerabil influențată de panta bazinului de recepție, care poate fi estimată prin coeficientul de corecție k_i :

$$k_i = a(i_b + 1)^m, \quad (10.19)$$

unde i_b – panta bazinului de recepție, considerată pentru râurile cu $F < 200$ km² și $i_b < 70\%$ (în zona de silvostepă); valorile a și m variază în funcție de zonele vegetale.

La prezența lacurilor pe suprafața bazinului de recepție, la stratul mediu multianual al scurgerii apelor mari de primăvară, determinat de pe hartă, se aplică coeficientul δ_{lac} , care ține cont de micșorarea lui sub influența lacurilor. Valoarea coeficientului depinde de amplasarea lacurilor din bazinul de recepție (în partea superioară sau inferioară) și ponderea medie ponderată a lacurilor, care se determină în baza cercetărilor funcției $h_0=f(f_{lac})$. Valoarea medie δ_{lac} variază între 0,9 și 0,6 odată cu creșterea ponderii lacurilor. Tabelele corecțiilor se prezintă în actele normative de calcul a caracteristicilor hidrologice (CP D.01.05-2012).

Pentru bazinele de recepție cu o împădurire, care se deosebește de media zonală (regională), se aplică coeficientul de corecție δ_{pd} . El se determină din coraportul împăduririi bazinului de calcul și valorii medii regionale a împăduririi. Ultima se determină din bazinele cele mai apropiate cu aria de recepție peste 200 km² în zona de pădure și silvostepă și peste 3000 km² în zonele de stepă și semideșert. De menționat, că valoarea coeficientului δ_{pd} variază nu numai în funcție de coraportul $\frac{\delta_{pd}}{\delta_{pd,r}}$, dar și de speciile de copaci (conifere, foioase, mixte), tipul solurilor de pădure, adâncimea orizontului apelor freactice, ș.a. Râurile se împart în două grupe. La prima grupă se atribuie bazinele râurilor, unde se atestă o micșorare a scurgerii maxime sub influența pădurilor (conifere), porozitate înaltă a solului și ape freactice relativ adânci. Aici δ_{pd} variază de la 1,2 la 0,6 la variația coraportului $\frac{\delta_{pd}}{\delta_{pd,r}}$ de la 0,6 la 2,0 și mai mult. La a doua grupă se atribuie râurile cu păduri mixte, apele freactice sunt aproape de suprafață. Aceasta favorizează scurgerea rapidă a apelor din sol în timpul apelor mari de primăvară. De aceia acestor râuri le este specifică o sporire

a scurgerii maxime odată cu creșterea împăduririi bazinului și coeficientul δ_{pd} variază (la același coraport $\delta_{pd}/\delta_{pd.r}$) de la 0,8 la 1,6 (mai amănunțit în CP D.01.05-2012).

În regiunile cu carst dezvoltat, la stratul scurgerii citit de pe hartă, se aplică corecția respectivă. Pentru râurile cu suprafața bazinului de recepție peste 500 km², coeficientul de corecție δ_c se determină din râurile analog, datele observațiilor de teren sau se consideră 0,6 în cazul 100% carst în bazinul de recepție, 0,8 la 50% și 0,9 la 25% de carst. La râurile cu suprafața de recepție peste 500 km² influența carstului poate fi atât pozitivă, cât și negativă, în funcție de tipul carstului și condițiile hidrogeologice a bazinului dat, de aceea se impun cercetări suplimentare de teren.

În regiunile de silvostepă și stepă la valorile stratului mediu multianual al scurgerii apelor mari de primăvară se aplică coeficientul δ_{ar} , care ține cont de influența măsurilor agrotehnice. Determinarea lui se bazează pe studiul funcției coeficientului scurgerii de versant α_v din diferite terenuri agricole și cu diferite soluri de umiditatea u_t din perioada anterioară scurgerii de suprafață, și de panta versantului I_v , adică $\alpha_v = f(u_t, I_c)$.

Valoarea coeficientului α_v se calculează din ecuația

$$\alpha_v = h / (S + X), \quad (10.20)$$

unde h – stratul scurgerii, mm; S – rezervele maxime de apă din zăpadă către începutul topirii, mm; X – precipitațiile atmosferice din perioada scurgerii, mm.

Indicele permeabilității solului u_t se determină în funcție de rezervele sumare de umiditate u din stratul superior al solului de la suprafață până la adâncime 100 cm și suma temperaturilor negative a aerului $\sum t$, adică $u_t = u + \sum t$. Cu cât este mai mare u_t , cu atât este mai mare coeficientul scurgerii de versant. Valorile din ecuație sunt adimensionale.

Modificarea coeficientului α_v determină modificarea valorii absolute a scurgerii de versant la diferite condiții de curgere. Cercetările realizate pentru diferite zone naturale, în baza comparării valorilor relative a micșorării scurgerii de versant la diferite procedee de prelucrare a solului (aratul adânc și aratul obișnuit), au permis obținerea micșorării relative a scurgerii de primăvară de pe versanți sub influența măsurilor agrotehnice pentru cursurile de apă permanente și intermitente. De menționat, că pentru râurile intermitente o mare însemnătate o au pantele versanților arați. Cu cât pantele sunt mai mici, cu atât mai puternic se micșorează scurgerea de versant. Așa, la $I_v=10\%$ diminuarea scurgerii constituie 26% în zona de silvostepă și 59% în zona de stepă, iar la $I_v=60\%$ corespunzător variază de la 17 la 41%. Pentru cursurile de apă permanente, micșorarea scurgerii medii de primăvară sub influența aratului adânc compact, într-o mare măsură depinde nu numai de panta versantului, dar și de adâncimea orizontului apelor freactice. Cu cât este mai mică panta și mai adânc se află apele freactice, cu atât mai mult se diminuează scurgerea de primăvară, deoarece sporesc pierderile la infiltrare. În mediu micșorarea scurgerii nivale poate constitui de la 9 la 32% și mai mult (în funcție de tipul vegetației, panta versanților și adâncimea nivelului apelor freactice).

Astfel, la determinarea stratului mediu multianual al scurgerii apelor mari de primăvară pentru râurile azonale, la hărțile cu izolinii trebuie de aplicat corecții, adică $h_o(k_F, k_i, k_{lac}, k_{pd}, k_k, k_a)$ (numărul real de coeficienți depinde de condițiile locale).

Coeficientul de variație a stratului scurgerii apelor mari de primăvară se determină prin intermediul râurilor analog sau a hărților cu izolinii a coeficientului C_v . Aici se ține cont de influența suprafeței bazinului de recepție asupra coeficientului C_v a râurilor de câmpie sau a înălțimii medii a bazinului de recepție la râurile de munte. Pentru aceasta se cercetează funcțiile regionale $C_v=f(F)$ sau $C_v=f(H_{med})$. Coeficientul C_v ca regulă

crește la bazinele râurilor mici cu aria sub 200 km², de aceea coeficientul de corecție variază în mediu de la 1,25 pentru 1 km², până la 1,05 la 200 km².

Coeficientul de asimetrie a stratului scurgerii apelor mari de primăvară se determină din coraportul cu coeficientul de variație. Valoarea coraportului se determină din grupa de râuri a regiunii date, ca regulă constituie $2C_v$, cu toate că în unele regiuni, unde formarea scurgerii maxime a apelor mari de primăvară este în mare măsură favorizată de ploi, el poate crește la $3C_v$.

Coeficientul de spontaneitate a apelor mari de primăvară K_o din formula (10.18) variază în spațiu în funcție de zona naturală și de tipul reliefului. Ultimul este caracterizat de panta medie a terenului. În calculele practice valoarea K_o este rațional conform grupului de râuri analog, ca o medie sau maximă (pentru calcule mai sigure). Ținând cont că spontaneitatea apelor mari de primăvară este influențată de forma bazinului de recepție, la selectarea analogurilor se va tinde spre asemenărea maximă. Aceasta poate fi reflectat de prin raportul lungimii, pantei și suprafeței râurilor cercetate, adică

$$\frac{L}{F^{0,56}} \approx \frac{L_a}{F_a^{0,56}}, \quad (10.21)$$

$$IF^{0,5} \approx I_a F_a^{0,56}, \quad (10.22)$$

unde L și L_a – lungimea râului de calcul corespunzător; I și I_a – panta acelorași râuri.

Valoarea K_o variază în limitele 0,006 și 0,06; cele mai mici valori sunt specifice zonelor de pădure, iar cele mai mari – zonelor stepelor aride. În limitele unei zone K_o variază doar în limitele 1,5-2,0 ori valori mai mari la înălțimi mai mari și valori mai mici pe locurile mai joase.

Coeficientul μ din ecuația (10.8) variază odată cu zonele naturale, deoarece coraportul parametrilor statistici depinde de condițiile climatice, precum și de asigurarea de calcul. Mai detaliat valorile acestui coeficient este prezentat în CP D.01.05-2012. Per ansamblu el variază de la 1,02-1,04 la $P=0,1\%$ la toate zonele și până la 0,42 (stepă) și 0,82 (pădure) la o asigurare de $P=95\%$.

Parametrul empiric f , care evidențiază micșorarea intensității reducăției modulului scurgerii maxime odată cu micșorarea suprafeței bazinului de recepție, variază de la 1 km² în tundră și pădure, 2 km² în zona de silvostepă și 10 km² în stepă și semideșerturi.

Indicele gradului de reducăție n variază conform zonelor naturale: de la 0,17 în tundră și pădure, 0,25 în silvostepă și 0,35 în stepe și semideșerturi, însă aceste valori medii este rațional de precizat pentru regiunea analizată în acord cu materialele observațiilor.

Coeficientul δ_{lac} , evaluează diminuarea scurgerii maxime a râurilor, regularizate prin lacuri (lacuri de acumulare), se determină din ecuația empirică

$$\delta_{lac} = 1 - lg(1 + cf'_{lac}), \quad (10.23)$$

unde c – coeficient, care depinde de stratul mediu multianual al apelor mari de primăvară și care variază de la 0,2 la un strat sub 100 mm, până la 0,4 la un strat de 20 mm și mai puțin; f'_{lac} – ponderea medie ponderată a lacurilor în suprafața bazinului de recepție în % și care se determină din ecuațiile:

$$f'_{lac} = \sum_{i=1}^n \left(\frac{100S_i f_i}{F^2} \right), \quad (10.24)$$

sau (în cazul lipsei datelor despre f_i):

$$f'_{lac} = (f_{lac} - 2) / 2,8, \quad (10.25)$$

iar la $f_{lac} > 50\%$

$$f'_{lac} = (f_{lac} - 2) / 0,92, \quad (10.26)$$

aici

$$f_{lac} = \left(100 \sum_{i=1}^n S_i / F \right), \quad (10.27)$$

unde S_i – suprafața oglinzii apei, km²; f_i – suprafața bazinului de recepție al lacului, km²; F – suprafața bazinului de recepție a râului în secțiunea de calcul, km².

Dacă lacurile sunt amplasate nu pe albia râului principal și a afluenților principali, atunci indiferent, δ_{lac} este 0,8.

Coefficientul δ_{ml} realizează evidența diminuării debitelor maxime de apă pe bazinele de recepție înmlăștinite și se calculează prin formula

$$\delta_{ml} = 1 - \beta l g(0,1 f_{ml} + 1), \quad (10.28)$$

unde β – coeficient, care evidențiază tipul mlaștinii și structura mecanică predominantă a solurilor din jurul mlaștinilor; variază de la 0,3 pentru mlaștinile superioare cu substrat argilos, până la 0,8 pentru mlaștinile inferioare cu soluri nisipoase; f_{ml} – suprafața relativă a mlaștinilor și terenurilor înmlăștinite, %.

La o înmlăștinire sub 3% impactul lor poate fi neglijat. Ea la fel se neglijează când ponderea lacurilor este peste 6,4%, deoarece aici lacurile vor suprima impactul mlaștinilor.

Coefficientul δ_{pd} , care evaluează diminuarea debitelor de apă în bazinele împădurite, depinde de poziția pădurilor din bazinul de recepție (în partea superioară sau inferioară a bazinului) și textura solului din păduri. De menționat, că în zona de silvostepă nu este o mare diferență în distribuția uniformă a pădurilor din bazin și în partea inferioară a lui sau în regiunea albiei. Valoarea coeficientului δ_{pd} se determină din formula

$$\delta_{pd} = a / (f_{pd} + 1)^n, \quad (10.29)$$

unde a – parametru, care evaluează amplasarea pădurilor pe suprafața bazinului de recepție, și în funcție de f_i variază de la 0,75 până la 1,3 în zona de pădure și de la 1,0 la 1,4 în zona de silvostepă, iar la f_i peste 30% este egal cu 1,0; n – coeficient de reducere, egal în zona de pădure cu 0,22, silvostepă 0,1-0,2 pentru argile nisipoase și nisipuri argiloase respectiv.

Pentru unele regiuni formula de determinare a δ_{pd} poate avea o formă mai simplă

$$\delta_{pd} = 1 - b f_{pd}. \quad (10.30)$$

Dacă împădurirea bazinului de recepție este sub 3%, ea se neglijează, deoarece impactul pădurii devine nesemnificativ. La fel, pădurea nu se ia în considerație când ponderea lacurilor este peste 20% deoarece atunci lacurile submină restul factorilor.

Coefficientul δ_{ar} evaluează diminuarea debitului maxim de apă ca rezultat al aratului bazinului de recepție și se calculează pentru bazinele cu suprafața sub 200 km² (la suprafețe mai mari influența ei este nivelată de alți factori) și la asigurări peste 5% (deoarece la maxime foarte mari impactul aratului nu se mai resimte). Experimental s-a determinat că valoarea acestui coeficient în zona de pădure și silvostepă poate fi 0,9 la aratul bazinului peste 70% și 1,0 la 50% terenuri arabile, iar în zona de stepă – 0,8 la 70% arabil din bazin și 1,0 la 50% terenuri arabile.

Astfel, formula empirică reduțională (10.18) permite calculul debitului apelor mari de primăvară pentru râurile de câmpie (și podișuri) cu evidența factorilor suprafeței subiacente. Aici cel mai mare impact asupra debitelor maxime de apă îl exercită lacurile (de acumulare), iar numărul mare a lor (sau la suprafețe a oglinzii apei mari) devine decisiv, deoarece impactul altor factori devine neesențial și poate fi neglijat.

La calculul debitelor maxime a apelor nivale, atât a râurilor de munte cât și de câmpie, este rațional de utilizat (dacă este posibil) metoda analogiei hidrologice, nu numai pentru determinarea anumitor parametri din formula de calcul, dar și la determinarea nemijlocită a debitului maxim de apă.

La selectarea râului analog se respectă cerințele generale față de bazinul analog (condiții meteorologice similare în perioada de formare a apelor mari, îndeosebi anterioare maximului său și factori similari a suprafeței subiacente, observații lungi și sigure în punctul analog, același indice al gradului de reducere n , forme asemănătoare a bazinelor de recepție, ș.a.).

Calculul debitelor maxime de apă **prin aplicarea râurilor analog** se realizează prin formula

$$Q_P = q_{Pa} F \frac{h_p}{h_{pa}} \frac{\delta_{lac} \delta_{pd} \delta_{ml}}{\delta_{lac.a} \delta_{pd.a} \delta_{ml.a}} \left(\frac{F_a + f}{F + f} \right)^n, \quad (10.31)$$

unde indicele a – indică analogul, iar valoarea h_p se determină, după cum s-a descris anterior, sau se adoptă după râul analog.

Pentru calcule este rațional de utilizat câțiva analogi și la o divergență a rezultatelor peste 20% în calitate de valoare de calcul se adoptă valoarea medie din cele obținute/ În caz de divergențe mai mare se folosesc datele obținute la cel mai sigur râu analog.

Formula empirică reduțională (10.18) reprezintă principala formulă de calcul în determinarea debitelor maxime de apă din perioada apelor mari de primăvară la proiectarea construcțiilor, deoarece ea este relativ simplă în utilizarea practică, iar valorile numerice a parametrilor și coeficienților din ea sunt detaliat prezentate în actele normative în formă de hărți, tabele și nomograme. Însă, cu toate că ea pe larg se aplică în practică, această formulă, în esența sa, reflectă doar o singură legitate, foarte importantă dar incompletă – micșorarea valorii modulului scurgerii maxime odată cu creșterea suprafeței bazinului de recepție.

O încercare de evidență mai completă a reduției scurgerii maxime a fost realizată de G. Alexeev. El a cercetat reduția modului scurgerii maxime prin durata de propagare, ceea ce a permis evidența pantei și lungimii râului, respectiv suprafața și forma bazinului de recepție, rugozitatea lui. **Formula Alexeev** pentru calculul debitului maxim instantaneu al apelor mari de primăvară poate fi prezentată astfel:

$$Q_P = h_p K_0 k_1 \delta_{lac} F / (k_2 K_0 \tau + \delta_{lac.ml}), \quad (10.32)$$

unde k_1 – coeficient de transformare de la debitul de apă mediu diurn la debitul de apă maxim instantaneu; k_2 – multiplicator de transformare, care depinde de viteza de propagare (la v , km/zi este egal cu 86,4); $\delta_{lac.ml}$ – coeficient, care evaluează impactul lacurilor și mlaștinilor; τ – durata de propagare, care se determină ca raportul dintre lungimea cursului principal de apă către viteza de propagare, adică

$$\tau = L/v = L / a I^{0,33} Q_{max}^{0,25}. \quad (10.33)$$

Aici a depinde de rugozitatea albiei și luncii de-a lungul întregului curs de apă; I – panta medie a profilului de echilibru; Q_{max} – debitul mediu diurn de apă.

Coeficientul k_1 se aplică pentru evaluarea oscilațiilor pe parcursul zilei a scurgerii maxime la $\tau > zi$ și se determină din formula

$$k_1 = k_3 / [1 + (k_3 - 1)\tau] \quad (10.34)$$

Valoarea k_3 se adoptă drept 2,0-3,0 pentru zona de pădure, 3,0-4,0 pentru zona de silvostepă și 4,0-5,0 pentru zona de stepă.

Coefficienții, care duc evidența influenței lacurilor și mlaștinilor, pădurilor, se calculează din formulele elaborate de Alexeev (10.13) și

$$\delta_{lac.ml} = 1 + \alpha (f_{pd} + f_{ml}). \quad (10.35)$$

Formula Alexeev, este una din cele mai bine argumentată din punct de vedere fizic, deoarece ea cel mai amplu evidențiază caracterul reducăției modulului scurgerii maxime nu numai în acord cu durata de propagare, dar și în rezultatul influenței împăduririi și caracterului oscilațiilor pe parcursul zilei a scurgerii în bazinele de recepție mici, dar nu și-a găsit o aplicare practică largă din cauza dificultăților mari în determinarea parametrului τ .

Formulele volumetrice evidențiază durata de propagare τ de rând cu durata scurgerii efective T_{ef} . Aici se atribuie formulele lui Sokolovski, Oghievski ș.a.

Formule Sokolovski s-a elaborat la condiția funcției schematizării neliniare a apelor mari de primăvară (în forma a două curbe parabolice de creștere și scădere, care se unesc în vârf) pentru râurile medii și mari de câmpie și se bazează pe formula generală de tipul (9.5), dare are următoarea formă:

$$Q = \frac{(k_d k_\varphi h \gamma F)}{(T_{ef} + \tau)} \quad (10.36)$$

unde k_d - coeficient de adimensionalitate; k_φ - coeficient al formei hidrografului, egal cu raportul Q_{max}/\bar{Q} sau produsului $\gamma(1+j)$, unde coeficientul γ depinde de indicii gradului curbelor de creștere m și scăderii n și raportul duratei scăderii către durata creșterii apelor mari de primăvară j , adică:

$$\gamma = \frac{[(m+1)(n+1)]}{[(n+1) + j(m+1)]} \quad (10.37)$$

În acest caz formula (10.37) poate fi înscrisă astfel:

$$Q = \frac{k_d h \gamma (1+j) F}{(T_{ef} + \tau)} = \frac{k_d h \gamma (1+j) F}{T_{am}}, \quad (10.38)$$

unde T_{am} - durata apelor mari. Dacă $T_{am}/(1+j)$, atunci

$$Q = \frac{k_d h \gamma F}{t_{cr}}, \quad (10.39)$$

unde t_{cr} - durata de creștere a apelor mari de primăvară.

Cursurile mici de apă (ca regulă cursurile de apă cu suprafața bazinului de recepție sub 50-100 km² din zona de pădure și 500 km² din zona de stepă) au un mers diurn al scurgerii în perioada apelor mari de primăvară. El reflectă mersul temperaturii aerului și intensității topirii zăpezii. De aceea numărul de valuri zilnice cu diferite maxime poate varia de la 2-3 în cazul topirii rapide până la 9-12 în cazul topirii lente. Pentru aceste cursuri de apă debitul maxim de apă Sokolovski recomandă de a-l determina prin formula volumetrică cu aplicarea coeficientul de spontaneitate a apelor mari. Ultimul reprezintă raportul dintre stratul maxim diurn către stratul întregii viituri, iar durata de creștere valului diurn depinde, în cazul dat, de viteza de propagare pe versanții bazinului de recepție τ_v , prin albie τ_a și d durata creșterii temperaturilor pozitive a aerului t_o , adică:

$$t_{cr} = \tau_v + \tau_a + t_0. \quad (10.40)$$

Formula de calcul va avea aspectul

$$Q = k_d h K_0 \gamma F / (\tau_v + \tau_a + t_0). \quad (10.41)$$

Altă formă a formulei volumetrică a propus-o A. Oghievski în 1945, iar parametrii ei pentru Ucraina au fost dezvoltăți de V. Mokleak:

$$Q = \left(h / T_{am} \right) F_r k_d k_1 k_2 \delta_{lac} \delta_{pd.ml}. \quad (10.42)$$

unde F_r – suprafața funcțională a bazinului, de pe care se formează debitul maxim; k_1 – coeficient, care duce evidența neuniformității scurgerii efective diurne; k_2 – coeficient, care duce evidența neuniformității scurgerii efective pe parcursul zilei.

Formula își schimbă forma la un coraport diferit dintre durata scurgerii efective și durata propagării. Pentru bazinele de recepție mari este caracteristic $\tau > T_{am}$ și atunci neuniformitatea scurgerii efective diurne pe parcursul T_{am} , precum și a scurgerii efective pe parcursul zilei nu influențează debitul maxim, de aceea coeficienții k_1 și k_2 devin egali cu 1,0.

Pentru bazinele medii, când $1 zi < \tau < T_{am}$, în formarea debitelor maxime de apă participă tot bazinul și o parte din scurgerea efectivă, de aceea $F_r = F$, iar $k_2 = 1,0$.

La bazinele mici de recepție, ca regulă $\tau < 1 zi$ și debitul maxim se formează din contul întregului bazin de recepție și din contul scurgerii efective intensive cu o durată sub 1 zi, adică $F_r = F$.

Formulele de tip volumetric se bazează pe teoria genetică a formării scurgerii și permit evidența multor factori de formare a scurgerii maxime, însă dificultatea determinării duratei scurgerii efective și duratei propagării scurgerii, care la rândul său depind de numărul redus al datelor experimentale din diferite regiuni fizico-geografice, condiționează aplicarea practică redusă a formulelor de acest tip.

Astfel, debitele maxime de apă din perioada apelor mari de primăvară pot fi calculate prin aplicarea **formulelor de tip reduțional**, diversitatea cărora poate fi redusă la forma

$$Q_p = q_{p,a} \varphi \delta F, \quad (10.43)$$

unde $q_{p,a}$ – modulul maxim al aportului cu o asigurare de calcul; φ – coeficient de reducere a modulului scurgerii maxime în spațiu; δ – coeficient, care poartă evidența principalilor factori a suprafeței subiacente a bazinului de recepție/

În cazul **formulelor de tip volumetric** forma generală va fi:

$$Q = k_d k_\varphi h_p F / (T_{ef} + \tau). \quad (10.44)$$

De menționat că, principalul efort în perfecționarea metodelor de calcul a scurgerii maxime a apelor mari de primăvară este rațional de orientat nu în elaborarea diferitelor forme de formule, dar în cercetarea proceselor de formare a apelor mari de primăvară în diferite zone și regiuni geografice, la analiza lor sistemică și alcătuirea modelelor de formare și calcul a principalelor caracteristici a apelor mari de primăvară de diferită probabilitate (asigurare).

XI. SCURGEREA MAXIMĂ DE VIITURĂ

Specific pentru ploile intensive este o distribuție mică a lor în spațiu și, deci, debitele maxime pluviale au o importanță practică majoră pentru calculul scurgerii maxime a râurilor mici. Din aceste considerente, în aspect practic calculul viiturilor este important în primul rând la proiectarea și construirea drumurilor auto și căilor ferate, care intersectează sute și mii de cursuri mici de apă permanente, intermitente și efemere, baraje ale lacurilor de acumulare. Viiturile ce se formează în bazinele acestor râuri mici pot provoca daune considerabile. Nu întâmplător primele formule de calcul a scurgerii maxime au fost elaborate de inginerii căilor ferate. Viiturile pluviale se pot forma rapid, cu creșteri mari de nivel și situații catastrofale.

Debitele maxime de apă a viiturilor pluviale se atribuie la categoria caracteristicilor hidrologice celor mai complicate pentru cercetare și sinteză. Aceasta se datorează caracterului neregulat și rapid de formare a lor. Ele survin pe neașteptate și se repartizează foarte discret în spațiu, cuprinzând, deseori, suprafețe mici. Aceste momente îngreunează monitorizarea viiturilor pluviale. Vârfurile viiturilor pluviale mai des nu se înregistrează și de aceea viiturile excepționale deseori se calculează după urmele apelor înalte și a distrugerilor provocate de ele. Determinarea debitelor maxime cu o asigurare de calcul în lipsa datelor observațiilor hidrometrice se realizează prin aplicarea diferitelor tipuri de formule și hărților.

11.1 Specificul formării viiturilor pluviale

Formarea viiturilor pluviale se deosebește de formarea apelor mari de primăvară atât ca geneză, cât și ca condiții fizice. De menționat că, mulți factori a suprafeței subiacente vor fi aceiași ca și în cazul formării apelor mari de primăvară, dar mecanismul acțiunii lor asupra proceselor scurgerii și infiltrării este ceva altfel, cu toate că influența factorilor din grupa de acumulare (lacuri și mlaștini) este practic analogică.

Din factorii meteorologici cei mai importanți sunt ploile și anume caracterul lor și intensitatea. Cea mai mare importanță o au suprafața repartiției lor și mersul general al ploilor, durata și stratul sumar de precipitații, intensitatea medie și maximă, intensitatea în focar, frecvența ploilor excepționale.

Factorii suprafeței subiacente determină infiltrarea (pierderile precipitațiilor căzute) și viteza de propagare a apei pe versanți și rețeaua de albie (adică durata formării viiturii).

Ploile care formează viiturile se împart în trei tipuri: *averse*, *ploi torențiale* și *ploi de lungă durată*.

Averse – ploi de scurtă durată (2-4 ore) și intensitate mare (peste 10-20 mm/oră), care acoperă suprafețe mici (până la câteva sute km²). Aceste ploi au o repartizare pestriță ca suprafață și o mare variabilitate în timp, descresc ca cantitate de la centru spre periferie. Aversele au o origine convectivă și frontală. Cele mai puternice sunt aversele frontale, când timp de 2-4 ore pot cădea 100-150 mm precipitații și se formează maximul diurn al scurgerii. Însă viituri excepționale aversele formează doar în râuri mici (sub 100-200 km², mai rar 1000 km²). Cel mai des aceasta se întâmplă în zonele de stepă și silvostepă.

Ploile torențiale au o durată considerabilă (până la 3-5 zile) cu o intensitate de 2-10 mm/oră. Ele pot stropi teritorii mari (până la sute de mii km²). Aceste ploi au origine ciclonică și musonică (taifunuri). Pe parcursul unei ploi pot cădea 100-300 mm precipitații. În rezultatul suprafeței mari pe care le acoperă, intensitate considerabilă și strat înalt de precipitații, ploile torențiale pot provoca inundații pe toate tipurile de râuri.

Ploile de lungă durată au cea mai lungă durată (3-5 zile) și o intensitate mică (sub 2 mm/oră), care puțin variază pe parcursul ploii. Pentru aceste ploi este tipică o arie mare de acoperire. Provoacă viituri pe toate tipurile de râuri, dar ca înălțime cedează celor torențiale.

La calculele debitelor maxime a viiturilor un deosebit interes prezintă ploile torențiale și aversele, deoarece ele au o intensitate maximă la o variabilitate înaltă în timp și spațiu.

Pe parcursul ploilor se evidențiază începutul ploii cu o intensitate relativ mică, partea centrală (nucleul) și coada ploii. Importanță majoră în formarea scurgerii o are nucleul ploii. La începutul ploii are loc umezirea suprafeței bazinului de recepție și umplerea microdepresiunilor. În partea centrală a ploii cad 80-90% din precipitații, cu toate că durata ei constituie doar 15-20% din durata totală a ploii. Sfârșitul ploii condiționează doar prelungirea timpului de scădere a viiturii sau formează mici creșteri adiționale aici, de aceea la determinarea scurgerii evaluarea doar duratei totale a ploii nu este suficientă. Este necesar de determinat durata părții efective a ploii, în timpul căreia intensitatea ploii depășește intensitatea infiltrării, adică de determinat durata scurgerii efective de la precipitațiile căzute. De menționat, că aversele și ploile torențiale pot fi neîntrerupte și întrerupte (cu câteva pauze și vârfuri).

Între intensitatea ploilor din anumite intervale de timp și durata lor există o legătură inversă – odată cu creșterea duratei ploii – scade intensitatea lor:

$$a = S/T^n, \quad (11.1)$$

unde a – intensitatea medie a ploii T min; S – ordonata inițială a curbei $a=f(T)$, care exprimă intensitatea maximă $S=a_{max}$ la $T \rightarrow 0$; n – indicele gradului de reducere a intensității ploii în funcție de durata ei.

Înălțimea stratului ploii invers, crește odată cu creșterea duratei ei, ceea ce se reflectă în funcția

$$H = ST^{1-n}. \quad (11.2)$$

Reducția precipitațiilor. Pentru diferite regiuni geografice și diferite tipuri de ploi reducția intensității precipitațiilor în timp poate fi exprimată prin ecuații de forma:

$$H = S/(T^n + c), \quad (11.3)$$

$$H = S/(T + c)^n, \quad (11.4)$$

$$H = S/(dT + 1), \quad (11.5)$$

$$a = S/T^n - b, \quad (11.6)$$

unde c și b – membri liberi.

Din mulțimea de hidrologi care s-au ocupat de calculele viiturilor, menționăm funcția propusă de A. Alexeev:

$$a = S/(T + 1)^n, \quad (11.7)$$

unde S – intensitatea maximă (instantanee) a ploii la $T \rightarrow 0$, care depinde de probabilitatea de depășire a ploii odată în N ani, adică $S=f(N)$ sau $a=F(T, N)$, când

$$S = A + B \lg N, \quad (11.8)$$

unde A și B – parametri pluviali (ale averselor) constanți pentru stația meteorologică dată; N – frecvența de calcul a ploilor.

Valorile parametrilor A și B sunt stabile în spațiu, lent variază de la nord spre sud și pot fi cartate, ceea ce a fost realizat de Bogomazova și Petrova pentru partea Câmpia Europei de Est.

Către începutul anilor 60 a secolului trecut, sub conducerea lui Alexeev, s-au generalizat materialele observațiilor pluviometrice din fosta URSS. S-au determinat normele diurne a sumelor precipitațiilor de diferită asigurare pentru diferite regiuni. Pentru transformarea sumei diurne a precipitațiilor în stratul și

intensitatea precipitațiilor de diferită durată s-au construit curbele reducționale regionale a funcției intensității precipitațiilor de și funcției durata lor (**curbele de reducere a precipitațiilor**) cu aplicarea raportului $\psi(\tau) = H_\tau/H_d$ și funcției $\psi(\tau) = f(\tau)$. Aici H_τ – stratul de precipitații din intervalele de timp de calcul (de la 5 min și mai mult), iar H_d – stratul diurn de precipitații. Raportul indicat oferă rezultate mai bune, dacă se aplică valori cu aceeași asigurare ale $H_{\tau P}$ și H_{med} .

La valorile straturilor de precipitații cu aceleași asigurări, cu ajutorul curbelor regionale de asigurare a straturilor maxime diurne de precipitații și intervalul de timp de calcul, se determină straturile maxime ale ploii și se calculează intensitatea maximă a precipitațiilor (a_{max}) medie pentru fiecare interval de timp, adică

$$\bar{a}_{max.P} = H_{\tau P}/\tau. \quad (11.9)$$

Stratul maxim de precipitații și intensitatea maximă a precipitațiilor variază în funcție de intervalul de timp, pentru care se calculează precipitațiile. Acest interval corespunde 5, 10, 20, 30, 60 min, 2 ore etc., până la 2 zile (2880 min). Cu cât este mai mare intervalul de sinteză, cu atât este mai mare stratul maxim și mai mică intensitatea maximă. Acest raport se analizează, ca regulă, pentru asigurarea de 1%.

Stratul de precipitații depinde nu numai de timpul căderii lor, dar și de suprafața distribuirii ploilor, adică de suprafața stropită. Conținutul de apă din nor (îndeosebi norul de aversă) scade de la centru spre periferie, de aceea și stratul precipitațiilor scade odată cu creșterea suprafeței stropite. Deci, se manifestă o reducere a stratului de precipitații în spațiu. Caracterul reducerii depinde de tipul ploii. Cel mai rapid scade spre periferie aversele. Tot ele au și o distribuție deosebit de pestră în spațiu și cuprind arii foarte limitate. Cu cât este mai mare suprafața bazinului de recepție, cu atât mai rar ea este irigată complet de către averse. Așa, la o suprafață a bazinului de recepție de 100 km² – doar 60% din ploi o irigă totalmente, iar la 500 km² – doar 35%, iar la 4000 km² – doar 15% din ploi acoperă tot bazinul de recepție (date pentru teritoriul Ucrainei).

Reducerea stratului de precipitații cu suprafața poate fi exprimată prin următoarele ecuații:

- formula Vișnevski pentru teritoriul Ucrainei

$$H = B/F^m, \quad (11.10)$$

formula Bogomazova și Petrova

$$H = H_0/(1 + kF^m), \quad (11.11)$$

formula aplicată în SUA

$$H = H_0 \exp(-kF^m), \quad (11.12)$$

unde B , k și m – coeficienți regionali; H_0 – stratul maxim de precipitații în centrul ploii.

Precipitațiile căzute în bazinul de recepție deseori se pierd la umezirea vegetației și solului, umplerea microdepresiunilor, infiltrarea sub influența forței de gravitație și absorbirea sub influența forțelor moleculare și capilare. Volumul pierderilor depinde de caracterul vegetației, tipul solurilor și umiditatea lor precedentă, adică de factorii suprafeței subiacente. Tot ei determină durata de propagare a restului precipitațiilor până la rețeaua de albie. Durata depinde de panda bazinului de recepție, rugozitate, dimensiuni și formă.

Acumularea în retențiile de suprafață durează, ca regulă, până la 30 minute (în funcție de intensitatea ploii), iar pierderile la acumulare și umezire pot constitui până la 100 mm (în funcție de tipul solului, starea lui, caracterul microreliefului și tipul cuverturii vegetale).

Intensitatea infiltrației scade brusc după începutul ploii, devenind constantă odată cu creșterea duratei sale. Stratul infiltrației, invers, crește. Aici o mare importanță o are caracterul vegetației (pădure sau câmp) și starea prelucrării solului.

Funcția intensității infiltrației de durată sa în formă generală se exprimă prin ecuația

$$i = i_0/t^n + k, \quad (11.13)$$

sau

$$i = i_0 \exp(-ct), \quad (11.14)$$

unde i – intensitatea infiltrației în cazul solului uscat; k – coeficient de filtrare; n și c – coeficienți, care depind de caracterul solului.

Rezultatele cercetărilor în domeniul proceselor de infiltrație (regiunea Ucrainei și Republicii Moldova) au fost reflectate în lucrările savanților M. Velikanov, A. Kostekov, K. Voskresenskii, S. Fedorov, G. Alexeev, A. Befani ș.a. Deosebit de explicit procesul infiltrației în condiții naturale se reflectă în formula Befani

$$i = i_{min}(1 + ah_0^m) + Ah_0^{m_1}/t^n, \quad (11.15)$$

unde i_{min} – intensitatea minimă de îmbibare la $h_0 \rightarrow 0$; h_0 – intensitatea ploii; A – parametru, care depinde de indicele umidității precedente $I = \sum bx$ (x – precipitațiile din 1-2 luni precedente). Restul coeficienților sunt dictați de condițiile locale și în primul rând de caracterul (tipul) solurilor.

Coeficientul scurgerii precipitațiilor. Neajunsul principal a metodelor de determinare a infiltrației constă în racordarea lor la un punct și condiționalitatea distribuirii datelor obținute la tot bazinul de recepție. Din aceste considerente este rațional de folosit o caracteristică integrală – **coeficientul scurgerii**. Valoarea lui pentru viituri mari este destul de stabilă în spațiu (pe zone geografice) și poate fi determinat prin metoda analogiei. De menționat că, coeficientul scurgerii depinde nu numai de cantitatea de precipitații căzute, dar și de umiditatea precedentă a solurilor din bazin, acumularea precipitațiilor pe suprafață, retențiile lor de către vegetație.

Coeficientul scurgerii se determină sau în raport cu stratul total al precipitațiilor căzute sau a precipitațiilor efective (care formează scurgerea), adică:

$$\alpha = h/H; \alpha = h/(H - H_{in}), \quad (11.16)$$

unde h – stratul scurgerii pluviale; H – stratul precipitațiilor căzute; H_{in} – stratul de precipitații la care începe scurgerea (sau stratul pierderilor inițiale), care depinde de umiditatea precedentă a solului.

Valoarea H_{in} se determină din funcția $h=f(H)$. Cu cât este mai mică umezirea solului înainte de ploaie, cu atât este mai mare H_{in} . Respectiv se modifică și coeficientul scurgerii. Aceasta este deosebit de vizibil la analiza variației lui pe zone geografice. Așa, în zona de pădure H_{in} variază de la 0 la 5 mm la o umiditate bună a solului și până la 40-45 mm la sol uscat. În zona de silvostepă H_{in} oscilează între 80-100 mm la sol uscat și 10-20 la sol umed. Valoarea coeficientului scurgerii se modifică în ordine inversă: în zona de pădure

de la 0,4 la 0,1 (de la nord spre sud) cu valori medii de 0,2-0,3, în zona de silvostepă 0,1-0,2 (iarna poate crește până la 0,3-0,4), iar în cazul solului uscat – scade până la zero.

Mare influență asupra coeficientului scurgerii manifestă caracterul prelucrării solului și tipul de vegetație. Pe un teren arat coeficientul scurgerii poate varia între 0,05 și 0,50 (în funcție de umezeală) la valori predominante de 0,3-0,4, iar pe un teren cu miriște scade până la 0-0,15, cu valori predominante de 0-0,05. Valoarea maximă a coeficientului scurgerii este dictată de condițiile de umezire a teritoriului per ansamblu, umezeala precedentă a solului, durata și intensitatea ploii, caracterul cuverturii vegetale, prezența micro- și macrodepresiunilor.

Acești factori, în mare măsură, determină viteza și durata de propagare a apelor de ploaie pe versanți. Dar o mare importanță o are lungimea versanților până la formarea rețelei de pâraie, adică lungimea versanților fără albie. Ultima depinde, la rândul său de densitatea și structura rețelei hidrografice.

Deosebirea în caracterul și lungimea versanților condiționează o scurgere treptată și uniformă a apelor de ploaie și propagarea lor pe versanți până la rețeaua de albie din diferite părți ale bazinului. Aceasta, la rândul său, condiționează întinderea și aplanarea viiturii și, ca rezultat, ploaia neregulată ca formă, cu multe vârfuri se transformă într-o viitură lentă.

Pentru bazinele de recepție mici, mare importanță are durata de propagare pe versanți, deoarece ea poate fi egală sau mai mare decât propagarea prin albie. Lungimea versanților fără albie, adică lungimea versanților până la formarea rețelei de ravene și vâlcele, apoi de albie, poate fi determinată prin ecuația empirică

$$L_{vr} = 1/2,25\rho, \quad (11.17)$$

unde ρ – densitatea rețelei hidrografice în km/km².

Rolul factorilor suprafeței subiacente în formarea scurgerii, care se atribuie la grupa celor de acumulare a scurgerii (lacuri, mlaștini), precum și a pădurilor, după mecanismul de influență practic nu se deosebește de influența lor asupra scurgerii apelor mari de primăvară și se evaluează similar, adică prin aplicarea coeficienților de corecție δ .

Influența activității de gospodărire asupra scurgerii pluviale, în mare măsură, este analogică influenței sale asupra scurgerii apelor nivale (lacurile de acumulare și iazurile, măsurile de desecare), dare are specificul său pe segmentul evaluării influenței irigației și urbanizării.

La prezența în bazinul râului a irigației, ploile vor cădea pe un sol cu umiditate sporită. Această particularitate se evaluează prin aplicarea unui coeficient special, care caracterizează raportul scurgerii la irigare către scurgerea fără irigare, sau prin folosirea metodelor de evaluare integrală, care se bazează pe datele observațiilor hidrometeorologice în secțiunea de calcul din bazinul analog, cu evidența caracterului asigurării cu apă și a evacuării apei din sistemele de irigare și tipul de regularizare a regimului hidric a solului.

Coeficientul de modificare a scurgerii sub influența irigației poate fi determinat din formula

$$\delta_{ir} = 1 + \frac{625k_{us}k_s k_i}{I_b^n X}, \quad (11.18)$$

unde k_{us} – coeficient, care caracterizează umiditatea medie a solului la prezența și lipsa irigației; k_s – coeficient, care depinde de structura mecanică a solului, diversitatea lor și tipul de utilizare agricolă a terenurilor; k_i – coeficient, care evidențiază deosebirile de pante ale terenurilor irigate și a bazinului de

recepție; I_b – panta medie a bazinului de recepție, ‰; X – stratul de precipitații la o ploaie, adoptat drept strat diurn de precipitații, mm; n – indice de grad, care evaluează influența intensității ploii.

Irigarea are influență maximă asupra scurgerii râurilor mici, cu toate că la o dezvoltare intensivă a irigațiilor pe arii extinse, influența ei se poate reflecta și în scurgerea maximă a râurilor medii.

Pe teritoriile urbanizate coeficientul scurgerii se modifică radical, ca regulă în direcția creșterii sale din contul măririi ponderii suprafeței din bazinul de recepție cu cuvertură impermeabilă (drumuri, piețe, acoperișuri), dar poate și scădea în cazul unor lucrări de teren (terenuri în construcție, cariere, gropi, etc.). Influența terenurilor urbanizate asupra debitelor maxime de apă pe parcursul viiturii poate fi evaluată la analiza scurgerii de ariile urbanizate și scurgerii râului analog, care se află în condiții naturale, cu evidența reducăției scurgerii maxime în spațiu, de exemplu prin formula

$$Q_P = k_q q_{Pa} \left(\frac{F_a}{F_y} \right)^n F_y, \quad (11.19)$$

unde $k_q = q_y/q_a$ – coeficient, care caracterizează raportul dintre scurgerea specifică maximă din ariile urbanizate către același modul al scurgerii râului analog cu o asigurare de calcul $P\%$; F_a și F_y – suprafețele bazinului de recepție a râului analog și a terenurilor urbanizate.

11.2 Tipurile formulelor de calcul

Se vor analiza metodele și formulele de calcul, care pot fi atribuite la categoria celor de bază, deoarece ele și-au găsit o aplicare largă în practica proiectării construcțiilor în formă de acte normative.

Toate formulele de calcul pentru determinarea debitelor maxime de apă a viiturilor pluviale reies din teoria genetică a scurgerii și se deosebesc, în special, prin caracterul și metodele determinării parametrilor de calcul, precum și prin gradul de schematizare a unor procese de formare a viiturilor. În baza acestora pot fi evidențiate trei tipuri de formule:

- formule empirice reducătionale, care evaluează reducăția modulului scurgerii maxime în spațiu sau intensitatea scurgerii prin durata de propagare;
- formulele intensității maxime, care evaluează intensitatea maximă a ploii, care formează viitura;
- formulele de volum, care evaluează volumul și forma hidrografului viiturii de calcul.

La calculele maximelor pluviale poate fi pe larg aplicată metoda analogiei hidrologice, atât pentru determinarea anumitor parametri a formulelor de calcul după râurile analog, cât și pentru determinarea în general a debitelor maxime de apă cu utilizarea formulelor de tip reducățional.

Formulele reducătionale, care includ suprafața bazinului de recepție în calitate de parametru de bază, cel mai larg sunt folosite în practica calculelor hidrologice. Din aceste formule menționăm formula inclusă în actul normativ al ex-URSS СНИП 2.01.14-83, care reflectă reducăția modulului scurgerii maxime cu suprafața bazinului de recepție:

$$Q_P = q_{200} \left(\frac{200}{F} \right)^n \delta_{lac} \delta_{ml} \delta_{mon} F \lambda_P, \quad (11.20)$$

unde Q_P – debitul maxim instantaneu cu asigurare de calcul $P\%$; q_{200} – modulul maxim instantaneu al scurgerii cu o probabilitate de depășire (asigurare) 1% , racordat la o suprafață de recepție 200 km^2 când $\delta_{lac} = \delta_{ml} = \delta_{mon} = 1$; δ_{mon} – coeficient, care evidențiază modificarea parametrului q_{200} odată cu modificarea înălțimii medii a bazinului de recepție în ariile montane; λ_P – coeficient de trecere de șa probabilitatea de depășire de 1% la probabilitatea depășirii de calcul.

În calitate de parametru de bază din formula (11.20) se folosește scurgerea specifică maxime la o valoare predefinită a suprafeței (în cazul dat 200 km²), deoarece determinarea acestei valori din datele experimentale este mai sigură, decât utilizarea obișnuită a modulului scurgerii. De menționat, că parametrul q_{200} mai puțin depinde de indicele gradului de reducere n , ceea ce duce la variația lui lentă în spațiu. Din aceste considerente pentru determinarea parametrului q_{200} poate fi utilizată harta izoliniilor acestei valori, care se construiește prin aplicarea metodelor obișnuite, sau se aplică interpolarea liniară dintre datele punctelor de monitoring din regiunea analizată, pentru care el se determină prin formula:

$$q_{200} = q_{1\%} / (F/200)^n \delta_{lac} \delta_{ml} \delta_{mon}, \quad (11.21)$$

unde $q_{1\%}$ - modulul maxim instantaneu al scurgerii maxime cu o probabilitate de depășire de 1%, care se determină din șirul statistic al punctului de monitoring hidrologic.

Indicele gradului de reducere n se determină din funcția regională $q_{200} = q_{1\%} / (\delta_{lac} \delta_{ml}) = f(F)$. Valoarea n variază, ca regulă în limitele 0,15-0,90 la valori medii de 0,25-0,35 pentru majoritatea regiunilor.

Coeficientul δ_{lac} , care evaluează diminuarea debitelor maxime de către lacurile de acumulare, se determină din formula (10.23). Aici coeficientul c , determinat empiric, se adoptă 0,20 pentru zonele de pădure și silvostepă și 0,40 pentru zona de stepă, însă dacă în loc de ponderea medie ponderată a lacurilor se va utiliza ponderea relativă a lacurilor, atunci valoarea ei va scădea până la 0,11.

Coeficientul δ_{ml} , care evaluează diminuarea debitelor maxime de către terenurile înmlăștinite din bazinul de recepție se determină din formula (10.28). Aici valoarea coeficientului β se adoptă 0,50. Pentru bazinele de recepție cu multe lacuri și cu plozi de lungă durată, influența înmlăștinerii devine nesemnificativă și poate fi neglijată.

Coeficientul δ_{mon} se determină pentru râurile cu înălțimea bazinului de recepție de la 100 m și mai mult prin aplicarea funcției $q_{200} = f(H_{med})$.

Rezultate mai sigure pot fi obținute, dacă aplicăm datele râurilor analog și formula reduțională de următoarea formă

$$Q_P = q_{Pa} (\delta_{lac} \delta_{ml}) / (\delta_{lac.a} \delta_{ml.a}) (F_a/F)^n F, \quad (11.22)$$

unde q_{Pa} - modulul maxim al scurgerii instantanee a râului analog cu o probabilitate a depășirii de calcul $P\%$.

La selectarea râului analog se evaluează asemănarea formei bazinelor de recepție a râului de calcul și a râului analog prin intermediul coeficientului de formă a bazinelor de recepție k_f și $k_{f.a}$, care se determină prin ecuația

$$k_f = L/F^{0,56}. \quad (11.23)$$

Râul se consideră analog, dacă $k_f \leq 1,5k_{f.a}$. Dacă coraportul lor va fi mai mare, atunci deosebirile în forma bazinului de recepție, care se reflectă în durata de propagare, pot fi evaluate prin caracteristica morfometrică a albiei, aplicând formula reduțională de următoare formă

$$Q_P = q_{Pa} (\Phi_a) / (\Phi) (\delta_{lac} / \delta_{lac.a}) F, \quad (11.24)$$

unde Φ și Φ_a - caracteristicile morfometrice ale albiilor râului de calcul și râului analog și care se determină din formula

$$\Phi = 1000L / (m_a I_a^{n_1} F^{0,25}), \quad (11.25)$$

unde m_a – parametru hidraulic a albiei, care depinde de rugozitatea albiei și luncii, m/min. Se determină prin metoda inversă. Variaza de la 7 la 11, în funcție de gradul de numărul de obstacole în albie și de șerpuirea albiei. Valoarea maximă revine albiei curate și directe; I_a – panta medie ponderată a albiei râului, ‰; n_1 – coeficient de putere, egal cu 1/3 la $I_p < 35\%$ și 1,0 la $I_p \geq 35\%$.

Valoarea coeficientului n din formula (11.24) variaza de la 0,6 până la 1,3 cu predominarea valorilor de 0,7-1,0. Ca și n din formula (11.22) crește de la nord spre sud, cu valori maxime în stepele aride și semideșerturi.

În formă generală, formula reduțională poate fi prezentată astfel:

$$Q_p = q_p F = B_{fg} \varphi \delta F, \quad (11.26)$$

unde B_{fg} – parametru fizico-geografic, proporțional modulului maxim al aportului scurgerii, poate fi constituit din câțiva parametri; φ – coeficient de reducere a modulului scurgerii maxime în funcție de suprafața bazinului de recepție și durata de propagare a scurgerii; δ – coeficient combinat, care evaluează influența asupra debitului maxim de apă a lacurilor, mlaștinilor, pădurilor ș.a.

Formulele empirice reduționale, ca regulă, se aplică pentru calculul debitelor maxime de apă a râurilor cu suprafețe a bazinelor de recepție de la 50-100 până la 20000-50000 km². Parametrii acestor formule se determină, ca regulă, din totalitatea datelor de monitoring hidrologic la punctele amplasate într-un regiune omogenă din puncte de vedere a formării scurgerii, sau din datele monitoringului râurilor-analog. Majoritatea parametrilor formulelor empirice de calcul se consideră constante pentru teritorii relativ largi și doar unele din ele sunt agregate, care se determină pentru fiecare secțiune. Gradul de stabilitate a parametrului agregat pentru un teritoriu este o caracteristică obiectivă a siguranței formulelor de calcul. Principalul criteriu de raționalitate a introducerii unui sau altui parametru, care reflectă influența factorului concret, este sporirea stabilității teritoriale a parametrului integrat. Pentru calculul scurgerii râurilor nestudiate, parametrii integrați pot fi adoptați ori prin analogie cu râurile studiate, ori din hărțile cu izolinii a acestor parametri.

Formulele intensității maxime. Formulele empirice reduționale în forma sa integrală de sinteză reflectă procesele de formare a scurgerii maxime. Mai detaliat aceasta se realizează în formulele intensității maxime. Însă, aplicarea ultimilor pentru bazine de recepție destul de mari este limitată de precizia mică în calcularea stratului de precipitații și pierderilor scurgerii, prezența condiționalităților existente, care apar la aplicarea admiterilor (care se află la baza formulei genetice a scurgerii) pentru bazine de recepție mari. Ba chiar mai mult, bazinele de recepție mari sunt mai bine studiate în aspect hidrologic, pe când cele mici nu dispun de date suficiente și calitatea lor este joasă. Din aceste considerente, pentru râurile cu suprafața bazinului de recepție sub 50-100 km², ca regulă, se aplică formula intensității maxime, care permite calculul scurgerii maxime din datele precipitațiilor, monitoringul cărora se realizează mai detaliat și care sunt de calitate mai înaltă.

Formula intensității maxime reprezintă o varietate a formulei genetice a scurgerii la $\tau \leq T_{ef}$ (uneori și $\tau > T_{ef}$). Ea la fel a fost inclusă în documentul normativ СНИП 2.01.14-83. În documentul normativ CP D.01.05-2012, aprobat în Republica Moldova acest tip de formule nu se regădesc, fiind prezentate doar de formulele reduționale.

La baza formulei intensității maxime se află admiterea, că durata de calcul a ploii este egală cu durata de propagare, distribuția ploii în timp (intensitatea) și spațiu (pe bazinul de recepție) este uniformă, iar regimul fazei scurgerii maxime este stabilit. Debitul maxim de apă se determină în funcție de intensitatea

precipitațiilor din timpul de propagare și pierderilor scurgerii de viitură. În formă generală această formulă poate fi înscrisă astfel:

$$Q = k_d a_\tau \alpha \varphi' F \delta, \quad (11.27)$$

unde k_d – coeficient dimensional, egal cu 16,67 la intensitatea ploii în mm/min; a_τ – intensitatea maximă a ploii din intervalul de timp de calcul (τ când $\tau \leq T_{ef}$ și T_{ef} când $\tau > T_{ef}$); α – coeficientul scurgerii pe parcursul τ sau T_{ef} ; φ' – coeficient de totalitate (neuniformitate în timp) a scurgerii, egal cu 1,0 la $\tau \leq T_{ef}$ și mai mic de 1,0 la $\tau > T_{ef}$; δ – coeficient combinat, care evaluează influența asupra debitului maxim de apă a lacurilor, mlaștinilor, pădurilor ș.a.

În practica proiectărilor construcțiilor pe larg se aplică formula de următoarea formă:

$$Q_P = A_{1\%} \varphi H_{1\%} F \delta_{lac} \lambda_P, \quad (11.28)$$

unde Q_P – debitul maxim instantaneu de apă cu o probabilitate de depășire $P\%$; $A_{1\%}$ – modulul maxim relativ al scurgerii cu o asigurare de 1%, exprimat în părți din produsul $\varphi H_{1\%}$ (pentru râurile nestudiate) la $\delta_{lac} = 1,0$; φ – coeficient agregat al scurgerii de viitură; $H_{1\%}$ – stratul maxim diurn de precipitații cu o asigurare de 1%, care se determină din datele stației meteo celei mai apropiate sau din harta precipitațiilor; δ_{lac} și λ_P – la fel ca în formula (11.20).

Parametrul λ_P variază în spațiu, în funcție de caracteristica hidromorfometrică Φ_a , durata de propagare pe versanți t_{vr} și tipul curbelor de reducere a precipitațiilor $\varphi(\tau)$, adică în funcție de condițiile de scurgere a precipitațiilor căzute prin albie și pe versanții bazinelor de recepție.

Parametrul hidromorfologic al albiei include caracteristicile morfometrice ale albiei și luncii, care reflectă condițiile de scurgere a apei (formula 11.25) formate de precipitațiile căzute. Ultima se evaluează de parametrul $\varphi H_{1\%}$, fapt ce condiționează prefixul "hidro". Valoarea parametrul hidromorfometric se determină din formula

$$\Phi_P = 1000L / [m_P I_P^{n_1} F^{0,25} (\varphi H_{1\%})^{0,25}] \quad (11.29)$$

După cum indică practica cercetărilor valoarea parametrului Φ_P variază între 0 și 300 și cele mai mari modificări ale parametrului $A_{1\%}$ au loc în diapazonul modificărilor parametrului Φ_P de la 0 la 100. De menționat, că cu cât este mai mare durata propagării pe versanți, cu atât mai puțin se modifică parametrul $A_{1\%}$.

Timpul (durata) propagării pe versant, la rândul său depinde de caracteristica hidromorfometrică a versanților Φ_v , pe care se scurge apa:

$$\Phi_v = (1000\bar{l})^{0,5} / [m_v i^{0,25} (\varphi H_{1\%})^{0,5}] \quad (11.30)$$

unde \bar{l} – lungimea medie a versanților fără albie a bazinului de recepție; m_v – coeficientul de rugozitate a versanților bazinului de recepție, care depinde de caracterul suprafeței versantului (prelucrată, neprelucrată, tasată) și de densitatea cuverturii vegetale (rară, medie, densă); i – panta medie a bazinului de recepție.

Timpul de propagare pe versanți, respectiv, și valoarea parametrului $A_{1\%}$ depinde la fel și de cantitatea și intensitatea precipitațiilor căzute, ceea ce se reflectă în tipul curbelor de reducere a precipitațiilor.

Tipul curbelor de reducere a precipitațiilor în timp este determinat de condițiile fizico-geografice regionale (clima și relieful). Aici o mare importanță o are creșterea stratului maxim de precipitații și

reducția intensității maxim medii odată cu creșterea intervalului de timp τ_{min} . În fig. 22 este prezentat un exemplu de reducere a stratului de precipitații $\psi_p(\tau)$ și a intensității medii a precipitațiilor $\bar{\psi}_p(\tau) = \psi_p(\tau)/\tau$ de diferită asigurare. Curbele de reducere au un șir de avantaje în comparație alte metode de calcul a intensității precipitațiilor: sunt mai stabile în spațiu; mai puțin depind de lungimea și reprezentativitatea eșantioanelor, din care se construiesc aceste curbe; trecerea de la ordonatele relative a curbelor la valorile absolute se realizează ținând cont de precipitațiile maxime diurne, date despre care sunt disponibile la un număr mai mare a stațiilor meteo, decât a pluviografelor.

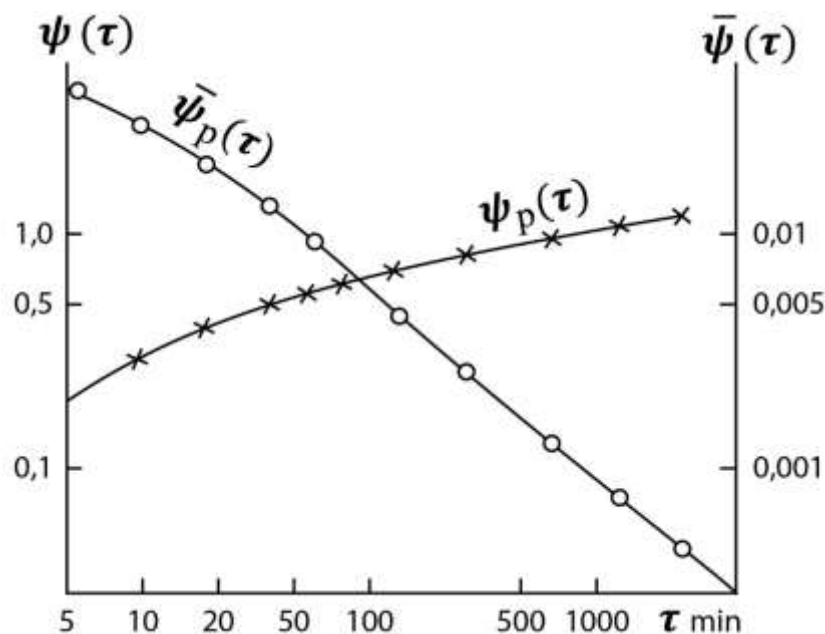


Fig. 22. Curbe de reducere a stratului de precipitații $\psi_p(\tau)$ și intensitatea lor medie $\bar{\psi}_p(\tau)$

Pentru Republica Moldova au fost construite mai multe hărți ale precipitațiilor maxime diurne cu asigurarea 1%, realizate preponderent la institutul de Ecologie și Geografie. Documentul normativ CP D.01.05-2012 recomandă aplicarea datelor prezentate în formă tabelară cu o interpolare a valorilor, după caz, sau cu utilizarea unei valori medii a stațiilor meteorologice vecine.

Astfel, parametrul $A_{1\%}$ se determină în funcție de caracteristicile hidromorfometrice a albiei și versanților bazinului de recepție, și a duratei propagării pe versanți, cu aplicarea curbelor regionale de reducere a precipitațiilor. Aceste corelări pot fi prezentate pentru aplicare practică în formă tabelară.

Valorile coeficientului agregat al scurgerii φ se determină din formula, care se bazează pe valorile acestui coeficient, determinate în baza cercetărilor din bazinele de recepție cu o arie sub 10 km² și o pantă medie de 50‰, la diferite tipuri de sol și structură mecanică, și cu evidența specificului zonelor naturale. De aceea în formula de calcul pentru corecție se introduc suprafața și panta bazinului de recepție a râului de calcul:

$$\varphi = c\varphi_0 \left(\frac{i_v}{50} \right)^{n_2} / (F + 1)^{n_1}, \quad (11.31)$$

unde c – coeficient empiric, pentru zona de pădure fiind egal cu 1,2, iar pentru restul zonelor 1,3; φ_0 – coeficient agregat al scurgerii pentru bazine de recepție cu aria 10 km² și pantă medie de 50‰, care variază de la 0,05 (în zona de stepă cu cernoziomuri levigate și nisipuri argiloase) până la 0,66 (în zona de silvostepă pe soluri podzolice și lutoase) în regiunile de câmpie; i_v – panta bazinului de recepție; dacă $i_v > 150\%$, atunci în calcule se va folosi $i=150\%$, deoarece deosebirea în timp a pantelor mai mari devine neesențială.

Elaborarea unei metodici stricte de calcul a coeficientului scurgerii prezintă dificultăți considerabile, deoarece informația existentă despre coeficienții scurgerii, ca regulă, se referă la viituri mici, iar la viituri cu o frecvență rară deseori lipsesc datele observațiilor sau a scurgerii, sau a precipitațiilor. Coeficienții scurgerii obținuți din datele factologice caracterizează, deseori, doar valorile lor medie din toată viitura, însă la calculul debitului maxim sunt necesare date despre coeficienții scurgerii din perioada formării maximumului. De aceea este mai sigur de determinat coeficientul scurgerii din datele râului analog, aplicând formula

$$\varphi = \frac{q_{1\%a}}{16,67\bar{\varphi}(\tau_b)H_{1\%}\delta_{lac}} \left(\frac{F_a+1}{F+1}\right)^{n_1} \left(\frac{i_b}{i_{b,a}}\right), \quad (11.32)$$

unde $q_{1\%a}$ – modulul maxim instantaneu al scurgerii râului analog cu o asigurare de 1%; $16,67\bar{\varphi}(\tau_b)$ – ordonata curbei de reducere a precipitațiilor din regiunea dată la măsura intensității precipitațiilor în mm/min, care caracterizează intensitatea medie a precipitațiilor din perioada de calcul a propagării prin bazin τ_b în părți din cantitatea de precipitații diurne cu o asigurare de 1%; coeficienții n_1 și n_2 se determină în mod empiric, dar deoarece n_1 puțin variază în spațiu, el poate fi adoptat pentru păduri 0,07, iar pentru restul zonelor naturale – 0,11; n_2 – depinde de structura mecanică a solului, de tipul solului (pentru zona de silvostepă și stepă) și de zona naturală: el variază în mediu de la 0,5 până la 1,0. Valorile coeficienților n_1 și n_2 se adoptă egali în formulele (11.31) și (11.32).

Durata de propagare prin bazin (τ_b min) se determină ca funcție a duratei propagării prin albie (τ_a) și pe versanți (τ_v)

$$\tau_b = 1,2\tau_a^{1,1} + \tau_v. \quad (11.33)$$

Această funcție s-a determinat din datele stațiilor experimentale a scurgerii și avantajul ei față de simpla sumare a timpului de propagare prin albie și pe versanți constă în faptul, că ea automat evaluează reducția intensității scurgerii efective în spațiu.

Durata propagării prin albie este condiționează, în primul rând de panta și rugozitatea albiei și luncii, ceea ce se reflectă în parametrul morfometric Φ , mai depinde și de scurgerea maximă. Aceste momente se reflectă în formula de determinare a timpului de propagare prin albie

$$\tau_a = \Phi / q_{1\%}^{0,25}. \quad (11.34)$$

Parametrul Φ se determină din formula (11.25).

Durata propagării pe versanți depinde de rugozitatea și panta versanților, lungime lor și intensitatea scurgerii efective de pe versanți

$$\tau_v = \bar{l}_v^{0,5} / (m_v I_v^{0,25} a_{\tau_v}^{0,5}), \quad (11.35)$$

unde \bar{l}_v , m_v și I_v – lungime medie, rugozitatea și panta versanților din bazinul de recepție; a_{τ_v} – intensitatea scurgerii efective din intervalul de timp τ_v , egală cu

$$a_{\tau_v} = \psi(\tau_v)\varphi H_{1\%}. \quad (11.36)$$

În acest caz

$$\tau_v = \bar{l}_v^{0,5} / \{m_v I_v^{0,25} (\varphi H_{1\%})^{0,5} [\bar{\psi}(\tau_v)]^{0,5}\} = \Phi_v / [\bar{\psi}(\tau_v)]^{0,5}, \quad (11.37)$$

Adică timpul de propagare pe versanți se determină din coraportul parametrului hidromorfometric și ordonata corespunzătoare a curbei de reducere a precipitațiilor.

În baza ecuației (11.37) poate fi construit graficul funcției

$$\Phi_v = \tau_v [\bar{\psi}(\tau)]^{0,5} = f(\tau), \quad (11.38)$$

din care, cunoscând valoarea Φ_v , putem determina valoarea corespunzătoare a τ_v .

Valorile τ_v pot fi determinate aplicând metoda aproximării consecutive. Pentru aceasta se adoptă o valoare orientativă τ_v reieșind din valorile ei medii determinate experimental: în zona de pădure cu o înmlăștinire $\delta_{ml} < 20\%$, $\tau_v = 60$ min, la $\delta_{ml} 20 \div 40\%$, $\tau_v = 100$ min, la $\delta_{ml} > 40\%$, $\tau_v = 150$; în zona de silvostepă și zona stepelor aride $\tau_v = 30$ min; în zona de semideșert $\tau_v = 10$ min; în munți $\tau_v = 10$ min.

Apoi pentru râul analog din formula (11.33) se determină τ_b și valoarea corespunzătoare lui a $16,67\bar{\varphi}(\tau_b)$ din formula (11.32), din care se calculează coeficientul agregat φ , cu ajutorul lui se determină parametrul Φ_v și valoarea nouă a lui τ_v , care se compară cu valoarea τ_v adoptată anterior ca orientativă. La o diferență mare calculele se repetă ținând cont de valoarea calculată τ_v .

Lipsa unui volum considerabil de date experimentale în determinarea scurgerii de versant la o diversitate mare și complicații în formarea lui, a condiționat formularea multor propuneri în calculul ei. Aici ca regulă se fac anumite admiteri:

- mișcarea apei decurge în formă de strat, uniform repartizat pe suprafața versantului cu o rugozitate constantă;
- scurgerea efectivă se privește doar ca o funcție de timp;
- mișcarea apei pe versant se supune ecuațiilor echilibrului dinamic și neîntreruperii sau ecuației bilanțului de apă al versantului.

Soluționarea comună a ecuațiilor indicate permite obținerea formulei, care exprimă durata propagării pe versant în funcție de modulul maxim al aportului de pe versanți și caracteristicile morfometrice ale versantului.

Din savanții care au cercetat procesul în regiunea noastră, primul a fost Befani A. (1949, 1958), care a elaborat teoria scurgerii pluviale pe versant aplicând ecuațiile echilibrului dinamic și continuității.

Ecuația echilibrului dinamic după un șir de admiteri (se admite o mișcare stabilă a apei, ignorarea pantelor suprafeței apei față de panta albiei, la fel și forțele inerției) se reduce la o exprimare obișnuită a vitezei mișcării apei:

$$v = mh^{n_1} I_v^{n_2}, \quad (11.39)$$

unde m – coeficient, care evaluează panta versantului; h – grosimea stratului de apă în curgere; I_v – panta versantului; n_1 și n_2 – coeficienți de putere.

Ecuația continuității (bilanțului) permite obținerea ecuației diferențiate a scurgerii de versant:

- pentru faza de creștere a scurgerii (perioada ploii)

$$(n + 1)v \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial t} = a_t, \quad (11.40)$$

- pentru faza de scădere a scurgerii (după sfârșitul ploii)

$$(n + 1)v \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial t} = -P. \quad (11.41)$$

Aici $(n+1)$ – coeficient de aplanare a valului de viitură; v – viteza curgerii apei; a_t – intensitatea scurgerii efective; P – pierderile de apă la evaporare și infiltrare.

Analiza acestor ecuații i-a permis lui Befani cercetarea detaliată a mecanismului de formare a scurgerii de versant. Aplicând principiile teoriei genetice a scurgerii, el a propus determinarea scurgerii de versant prin aplicarea izocronelor de albie, considerând-o drept debit sumar de pe versanți în toate albiile rețelei hidrografice date, care se intersectează u izocrona de albie. În acest caz ecuația diferențiată aproximativă a scurgerii prin rețeaua de albie (în baza ecuației continuității) poate fi înscrisă astfel:

$$v_v \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = n_a q_l, \quad (11.42)$$

unde v_v – viteza deplasării viiturii, se adoptă constantă; $\frac{\partial \omega}{\partial x}$ – modificarea suprafeței secțiunii active a râului în profilul x ; $\frac{\partial \omega}{\partial t}$ – modificarea suprafeței secțiunii active în timp, care evaluează modificarea volumului regularizării scurgerii; n_a – numărul de albie intersectate de izocronă în profilul de la o distanță x de cumpăna de apă; q_l – volumul aportului lateral (ordonatele aportului de pe versanți).

În funcție de coraportul τ și T_v , A. Befani, deosebește două tipuri de scurgere elementară de albie: dezvoltată ($\tau < T_a$) și încetinită ($\tau \geq T_a$). La o scurgere încetinită valul viiturii nu dovedește să ajungă la secțiunea terminus până la finisarea aportului în rețeaua de albie. Debitul maxim de apă:

- la scurgere încetinită

$$Q_i = K_1 B_1 y_1 v, \quad (11.43)$$

- la scurgere dezvoltată

$$Q_d = K_2 B_{med} y_2 v. \quad (11.44)$$

Aici K_1 și K_2 – coeficienți hidrografici, care depind de structura bazinului și dinamica aportului de apă de pe versanți în rețeaua de albie și care permit tranziția de la o schemă dreptunghiulară a bazinului de recepție la cea reală; B_{med} și B_1 – lățimea medie a bazinului de recepție în general și în limitele scurgerii concomitente respectiv; y_1 și y_2 – stratul total și maxim al aportului respectiv.

Dificultatea utilizării practice a modelelor lui Befani depinde de necesitatea evidenței multor particularități a bazinelor de recepție, ce determină mecanismul curgerii apei pe versanți și prin rețeaua de albie, viteza de absorbție a apei de către diferite tipuri de sol, legitățile variației intensității ploii în timp și spațiu. Dar analiza fizico-matematică care se conține în aceste cercetări a proceselor scurgerii apelor pluviale de pe versanții bazinului de recepție permite trasarea căilor raționale de elaborare a funcțiilor de calcul. Aceste cercetări au avut continuitate și dezvoltare în lucrările sale și a succesorilor săi: A. Ivanenco, E. Gopenco, O. Melniciuc, Gh. Bejenaru, ș.a.

Aceeași direcție de cercetare persistă și în cercetările lui G. Alexeev. Bazându-se pe modelul izocronelor scurgerii, dânsul a argumentate structura formulelor pentru calculul debitelor maxime de viitură pluvială și a demonstrat, că scurgerea specifică maxime de viitură este egal cu scurgerea efectivă maximă pe parcursul propagării apei de-a lungul râului. Deci, într-un bazin elementar (la $\tau \approx 0$) el este egal cu scurgerea efectivă maximă q_0 , adică

$$q_{max} = \lim_{\tau \rightarrow 0} \left(\frac{h_\tau}{\tau} \right) = q_0. \quad (11.45)$$

La bazine de recepție relativ mari (la $\tau > T_v$) el depinde de durata de propagare și stratul sumar al scurgerii efective. De aceea formula de calcul cu evidența influenței de regularizare a rețelei de albie, precum și a lacurilor și lacurilor de acumulare, poate fi înscrisă astfel:

$$q_{max} = q_0 \delta_{lac} / \left[1 + q_0 L / (h\nu) \right] \quad (11.46)$$

unde q_{max} – scurgerea specifică maximă; q_0 – modulul intensității maxime a scurgerii efective; h – stratul sumar al scurgerii efective, sau stratul scurgerii de viitură; ν – viteza medie de propagare a apei prin principalul râu L .

Formula (11.46) este comodă în aplicațiile practice deoarece incluzând principalii factori nu conține niciun coeficient numeric. Ultima denotă argumentarea sa genetică. Această formulă poate fi, de asemenea, utilizată și pentru calculul scurgerii maxime a apelor mari de primăvară.

În continuare Alexeev a elaborat câteva variante a formulelor de calcul pentru determinarea debitelor maxime a viiturilor pluviale, de exemplu:

$$Q = 16,67 \bar{a}_\tau \alpha \gamma r F \delta_{lac}, \quad (11.47)$$

unde \bar{a}_τ – intensitatea maximă a precipitațiilor (mm/min), medie pentru durata de calcul τ_b , adică $\bar{a}_\tau = H_p \bar{\psi}(\tau)$; α – coeficientul scurgerii de la stratul maxim al precipitațiilor cu durata de calcul τ_b ; γ – coeficient de neuniformitate a căderii precipitațiilor în spațiu ($\gamma \leq 1$); r – coeficient, care evaluează influența regularizatoare a bazinului (versanților și rețelei de albie).

Altă formulă similară se bazează pe aplicarea unui șir de coeficienți determinați experimental sau cu valori de sinteză, care pot fi găsiți în îndrumătoarele de specialitate:

$$Q_p = 16,67 \alpha_p \alpha \varphi F K_p K_f \delta_r, \quad (11.48)$$

unde α_p – intensitatea de calcul a precipitațiilor cu aceeași probabilitate a depășirii, ca și Q_p ; α – coeficient al scurgerii de versant; α – coeficient de reducere a scurgerii pluviale maxime; K_p – coeficient, ce evaluează abruptul pantelor și depinde de panta vâlcelelor principale și a caracterului suprafeței bazinului de recepție; K_f – coeficient de formă a bazinului de recepție; δ_r – coeficient, care evaluează regularizarea naturală sau antropică a scurgerii maxime.

Formulele volumetrice. Aceste formule se bazează nemijlocit pe teoria genetică de formare a scurgerii de suprafață, care țin cont de volumul viiturii la o schematizare adoptată a formei sale și de aceea se bazează pe evaluarea stratului de precipitații cu o asigurare dată. În formă generală aceste formule pot fi înscrise astfel:

$$Q_p = k_d k_f H_p F / (T_{ef} + \tau_a), \quad (11.49)$$

unde k_d și k_f – coeficienți de adimensionalitate și de formă a hidrografului.

Cel mai des din aceste tipuri de formule se aplică formula Sokolovski, unde principala caracteristică de calcul este durata de creștere a viiturii sau timpul dintre vârful precipitațiilor și vârful viiturii, iar forma hidrografului se adoptă curbilinie în formă de parabole unite:

$$Q_p = k_d k_f (H_p - H_0) \alpha_p F_{pl} \delta_{lac} \delta_r / t_{cr} + Q_{fr}, \quad (11.50)$$

unde H_p – stratul de precipitații pe parcursul perioadei de calcul a ploii, care corespunde asigurării de calcul a debitului maxim de apă Q_p ; H_0 – stratul pierderilor precipitațiilor la umezirea suprafeței bazinului de recepție și la umplerea microdepresiunilor; α_p – coeficientul scurgerii pluviale de aceeași asigurare; t_{cr} – durata creșterii viiturii; Q_{fr} – debitul alimentării freatice anterioare viiturii (se determină doar pentru râuri).

Suprafața hidrografului exprimă **volumul viiturii**, egal cu

$$W = 10^3 H \propto F, \quad (11.51)$$

unde H este în mm și F în km².

La o schematizare a viiturii ca triunghi, formula volumetrică poate fi înscrisă astfel:

$$Q_P = \frac{2}{3} \propto H_P F / t_0, \quad (11.52)$$

unde t_0 – durata totală a viiturii.

Formula volumetrică este ușor de transformat în formula intensității maxime, înlocuind stratul de precipitații prin intensitatea sa pe durata de calcul, adică $H_P = \alpha_P t$ și echivalând $t = \tau_b$. Deci, ambele formule se atribuie la același tip de formule genetice.

Calculul stratului scurgerii viiturii pluviale se realizează de pe hărți prin interpolare sau cu utilizarea izoliniilor al stratului scurgerii de viitură. Harta izoliniilor scurgerii se construiește pentru râuri cu suprafața bazinului mai mare de 50 km². Aici este rațional de utilizat datele stratului scurgerii cu o asigurare de 1%. Determinarea stratului scurgerii de altă asigurare poate fi realizată prin utilizarea coeficienților de transpunere λ_P . Deoarece în regiunile de stepă se denotă o influență substanțială a suprafeței de recepție asupra stratului scurgerii de viitură, este necesar de ținut cont de aceasta atât la construirea hărții, cât și la folosirea ei în calcule. După cum denotă practica (ghidul de utilizare a СНИП 2.01.14-83 și CP D.01.05-2012), corecțiile variază în mediu de la 1,0 la 200 km², până la 0,5 și chiar 0,2 la 10 000 km² în funcție de regiune.

Pentru râurile cu suprafața bazinului de recepție sub 50 km² stratul scurgerii pluviale se determină din ecuația

$$h_P = \varphi H_{1\%} \lambda_P. \quad (11.53)$$

După cum indică practica cercetărilor, pentru râurile zonelor de silvostepă și stepă, la suprafețe de recepție sub 1 km² precipitațiile efective pot fi considerate cele din intervalul de timp $\tau=150$ min și atunci

$$h_P = \psi(\tau) H_{1\%} \varphi \lambda_P. \quad (11.54)$$

Aici coeficientul scurgerii φ se determină prin metoda analogiei, iar ordonata curbei de reducere a stratului de precipitații $\psi(\tau)$, care corespunde timpului $\tau=150$ min, pentru regiunea dată – din curba corespunzătoare de reducere a precipitațiilor.

Pentru determinarea **volumului maxim al scurgerii de viitură** sunt necesare date despre durata viiturii. Durata T a viiturii se determină din râurile analog ca medie sau cea mai frecventă valoare a duratei. În lipsa analogurilor este rațional de utilizat funcțiile regionale a duratei viiturilor de suprafața bazinului de recepție (la râurile de câmpie) sau înălțimea medie a bazinului (la râurile montane). În regiunile de podiș se ține cont de ambele, adică $T = f(F, H_{med})$. După determinarea duratei viiturii se efectuează calculul volumului maxim, care corespunde acestei durate. Pentru calculul volumelor viiturilor de diferită probabilitate de depășire se folosesc curbele empirice și curbele analitice a distribuirii probabilităților. Pentru construirea curbelor analitice se aplică formula (5.3).

Modul principal de determinare a debitelor maxime de apă a viiturilor pluviale cu o probabilitate de depășire calcul, în practică proiectării construcțiilor, servește folosirea coeficienților de transpunere λ_P de la scurgerea maximă (strat, modul) cu o asigurare de 1%. Dar poate fi folosită și metoda tradițională cu aplicarea a trei parametri \bar{Q}_{max} , C_v și C_s . Valoarea coeficientului de variație a râurilor nestudiate poate fi determinată din datele râurilor analog, iar la lipsa lor – din hărțile cu izolinii (sau regiuni) a acestor

caracteristici, care se construiesc în mod obișnuit (ca și pentru alte caracteristici ale scurgerii) cu evidența influenței suprafeței bazinului de recepție, altitudinii, lacurilor, carstului ș.a. asupra C_v . Coeficientul de asimetrie C_s sau raportul C_s/C_v se determină ca o valoare medie dintr-o grupă de râuri analog cu cele mai lungi șiruri de observații. Valoarea raportului dat, ca regulă, variază pentru râurile de câmpie de la 2 la 3, iar în regiunile montane sau cu climat musonic – ajung la 4.

Debitele maxime de apă a viiturilor pluviale pot fi obținute la modelarea hidrografelor scurgerii. Aici o mare importanță o are metoda folosită de evidență a pierderilor precipitațiilor și a vitezelor de propagare la diferite tipuri de viituri și în diferite condiții fizico-geografice.

XII. CONSTRUCȚIA HIDROGRAFELOR SCURGERII APELOR MARI DE PRIMĂVARĂ ȘI VIITURILOR PLUVIALE

Cunoașterea doar a debitelor maxime de apă este insuficientă pentru satisfacerea cerințelor practice, deoarece o mare importanță poate avea durata viiturii, intensitatea creșterii și scăderii, adică cantitatea, durata și repartizarea în timp a aportului de apă, de exemplu într-un lac de acumulare. Forma hidrografului și durata viiturii este necesar de știut la proiectarea folosirii cursurilor de apă sau lacurilor de acumulare pentru energetică, irigare, asigurare cu apă, navigație, ș.a. La elaborarea măsurilor de combatere a inundațiilor sunt necesare datele nu numai a debitelor și nivelurilor maxime de apă, dar și a timpului manifestării lor. Știind hidrograful viiturii putem calcula transformarea lui prin lacul de acumulare, planifica activitatea lacului de acumulare cu evidența acumulării apei, prizelor și deversorilor existenți. Hidrografele scurgerii apei râurilor în perioada apelor mari de primăvară și a viiturilor pluviale trebuie calculate la evacuarea apei de la construcții în timpul construirii lor, calculul inundării luncilor, traversarea apelor mari sub podurile și prin alte construcții ale căilor de comunicații ș.a.

Principalele elemente ale hidrografului de calcul sunt volumul W sau stratul h viiturii (apelor mari de primăvară) și debitul maxim al ei Q_{max} , durata totală T a viiturii și durata creșterii viiturii t_v , forma hidrografului. În funcție de caracterul topirii sau mersul ploilor, precum și de dimensiunea râului, hidrografele, ca formă, pot fi cu un vârf, cu două, trei și cu mai multe vârfuri. Iar în funcție de coraportul duratei scurgerii efective T_{ef} și duratei de propagare τ , **viiturile** (apele mari de primăvară) pot fi **unitare** (elementare), **compuse** și **mixte**.

Viiturile unitare se formează la $T_{ef} \leq \tau$, iar durata viiturii este egală cu durata maximă de propagare din bazinul de recepție dat, adică hidrografele viiturilor au aproximativ aceeași bază și valori asemănătoare a ordonatelor relative. Aceste viituri au loc preponderent sau aproape preponderent după finisarea ploii.

Ploile de lungă durată cu multe vârfuri condiționează **viituri compuse**, unde $T_{ef} > \tau$, iar debitul de apă într-o unitate de timp se formează nu de la tot stratul ploii, dar de la doze unitare, care s scurg de pe toată suprafața bazinului. Durata viiturilor compuse este egală cu durata scurgerii efective sau părții efective a ploii, adică $T \approx T_{ef}$, iar mersul lor se supune mersului ploii cu o deviere în timp necesară propagării vârfului viiturii. Viiturile compuse se pot manifesta în bazine mici și mari de recepție. Aceeași ploaie la diferite cursuri de apă poate forma diferite tipuri de viitură. Viiturile compuse, în funcție de durata pauzelor dintre ploi pot forma valori izolate, care se atribuie la viiturile unitare sau compuse, sau pot avea formă de "ferestrău".

Viiturile mixte, care ocupă o poziție intermediară între cele unitare și compuse, se observă la $T \approx T_{ef}$.

Forma hidrografului depinde de coraportul duratei scurgerii efective și durata de propagare a vârfului viiturii. Dacă $\tau < T_{ef}$, ceea ce este specific cursurilor mici de apă la ploi de lungă durată, atunci forma hidrografului viiturii se va determina, în special, de modificările distribuirii în timp a precipitațiilor și infiltrării. Iar dacă $\tau > T_{ef}$, atunci forma hidrografului va depinde, în special, de caracteristicile morfometrice ale bazinelor de recepție.

Hidrografele de calcul trebuie să aibă debite și volume maxime de apă (sau straturi) cu o asigurare dată, care nu tot timpul corespund. De aceia se folosește funcția caracteristicilor indicate de aceeași asigurare, care se construiește în baza datelor observate.

Pentru râurile medii și mari hidrografele se construiesc din datele medii diurne a debitelor de apă, inclusiv și din debitele maxime medii diurne. La debitele maxime instantanee sau în termen, se trece cu ajutorul

coeficientului k , determinat din coraportul debitelor $Q_{max.P}/Q_{inst.P}$. Valoarea acestui coeficient poate varia în spațiu, de aceea se construiește funcția $k=f(F)$.

La o diferență mare dintre debitele instantanee și medii diurne (de 1,5 ori și mai mult), ceea ce este caracteristic râurilor mici, se construiește hidrograful mersului diurn al scurgerii. Cele expuse se realizează la proiectarea hidrografelor apelor mari. Pentru calculul hidrografelor viiturilor pluviale se aplică datele despre debitele instantanee de apă.

Datorită varietății mari a condițiilor naturale forma hidrografului scurgerii se modifică nu numai în spațiu, dar în limitele unei regiuni fizico-geografice omogene se observă o formă relativ stabilă a hidrografului viiturii (apelor mari), de aceea la prezența datelor observațiilor putem identifica tipuri caracteristice ale viiturilor pentru diferite regiuni. În funcție de tipul viiturii și disponibilitatea datelor inițiale, la modelarea hidrografelor de calcul se aplică următoarele metode:

- folosirea hidrografelor viiturilor observate în calitate de model-tip;
- aplicarea ecuațiilor analitice și a figurilor geometrice la schematizarea viiturilor;
- proiectarea hidrografului viiturii din mersul scurgerii efective sau a ploii și a graficului distribuirii suprafețelor unitare: metoda izocronelor și metoda hidrografului unitar;
- modelarea fizico-matematică a hidrografului.

12.1 Aplicarea modelelor-tip și a schemelor geometrice

La baza tipizării hidrografelor se recomandă folosirea hidrografelor naturale a apelor mari de primăvară sau a viiturilor pluviale observate în râuri într-un interval de 15-20 ani. Drept model pentru construirea hidrografului de calcul a apelor mari de primăvară (viitură) se consideră hidrograful, care are un debit de apă și volum (strat) maxim al scurgerii, aproape de asigurarea de calcul, iar forma lui trebuie să fie cea mai favorabilă pentru funcționarea construcțiilor proiectate. De menționat că, raportul dintre debitul maxim de apă și volumul sau stratul scurgerii din valul principal al viiturii și tot volumul scurgerii la hidrograful modelat trebuie să fi comparabil cu hidrograful calculat. Uneori pentru proiectare este rațional de adoptat două modele a hidrografelor de calcul: pentru viiturile cu cel mai mare de bit maxim și pentru viitura întinsă (maximul este mai mic) cu cel mai mare volum al scurgerii. Aplicarea doar a unui model este argumentată doar în cazul funcției liniare a debitelor maxime cu volumele maxime.

În calitate de caracteristice a **forme** hidrografului se folosesc trei coeficienți: coeficientul forme depline a hidrografului K_f , coeficientul forme hidrografului k_f , coeficientul asimetriei hidrografului scurgerii K_S :

$$K_f = Q_{max} / \bar{Q} = q_{max} T / 0,0116h, \quad (12.1)$$

$$k_f = q_{max} t_c / 0,0116h = K_f t_c / T, \quad (12.2)$$

$$K_S = h_v / h. \quad (12.3)$$

aici Q_{max} – debitul maxim instantaneu sau mediu diurn de apă; \bar{Q} – debitul mediu pe durata apelor mari de primăvară sau a viiturii; q_{max} – modulul maxim instantaneu sau mediu diurn al scurgerii; T – durata totală a apelor mari de primăvară sau a viiturii, zile; t_c – durata creșterii apelor mari (viiturii), zile; h_v – stratul scurgerii până la vârful apelor mari (viiturii); h – stratul scurgerii apelor mari de primăvară sau viiturii.

În funcție de forma hidrografului avem două cazuri. În cazul unei model cu formă zveltă a **hidrografului cu un vârf**, transpunerea la hidrograful de calcul se realizează prin aplicarea a doi coeficienți: coeficientul K_Q , care evaluează deosebirea dintre debitele maxime de apă a modelului (indicele m) și de calcul (indicele

c) a hidrografelor și coeficientul K_t , care evaluează deosebirea duratei hidrografelor indicate. Valorile coeficienților se calculează din coraporturile:

$$K_Q = Q_{max.c}/Q_{max.m}, \quad K_t = q_{max.m}h_c/q_{max.c}h_m \quad (12.4)$$

Coordonatele hidrografului de calcul se determină din ecuațiile:

$$Q_i = K_Q Q_{i.m}, \quad (12.5)$$

$$t_i = K_t t_{i.m}. \quad (12.6)$$

Drept început al cronometrării timpului t , se consideră începutul creșterii apelor mari de primăvară sau a viiturilor. În acest caz d calcul se păstrează egalitatea coeficienților $K_{f.c}=K_{f.m}$ și $K_{S.c}=K_{S.m}$, la fel – și egalitatea duratei viiturilor.

La o formă compusă a hidrografului modelat, construirea hidrografului de calcul se realizează cu ajutorul a trei coeficienți, la care se înmulțește ordonatele doar a anumitor sectoare a hidrografului: K_Q , K_1 și K_2 . Coeficientul K_1 caracterizează ordonatele valului principal al viiturii râului model

$$K_1 = \frac{h'_c - h_c}{h'_m - h_m} \frac{F_c}{F_m}, \quad (12.7)$$

unde h' - stratul principalului val al apelor mari de primăvară sau viiturii, h - stratul întregului val.

Coeficientul K_2 caracterizează ordonatele părții rămase a valului viiturii râului model

$$K_2 = \frac{h_p - h'_p}{h_m - h'_m} \frac{F_c}{F_m} = \frac{V_c - V'_c}{V_m - V'_m}, \quad (12.8)$$

unde V și V' - volumele apelor mari de primăvară (viiturilor) și a valurilor sale principale, corespunzător.

La așa mod de calculare a coeficienții K_f și K_S a hidrografului de calcul și hidrografului model nu-și păstrează egalitatea, iar durata viiturilor rămân egale.

Dacă lipsesc informații despre h'_c , se vor aplica doar doi coeficienți K_Q și K_2 , iar h'_c se substituie prin coraportul $h'_m q_c / q_m$.

La calcularea hidrografelor prin schematizarea viiturilor (apelor mari de primăvară) prin **figurile geometrice** și cu utilizarea ecuațiilor analitice hidrograful viiturii poate fi schematizat linear prin triunghi (ceia ce s-a propus încă de D. Kocerin). Dar așa schemă poate fi aplicată doar pentru apele mari de primăvară (și viiturile) rapide, cu vârful ascuțit al hidrografului, ceea ce se observă mai mult în regiunile de stepă. Mai aproape de cea naturală este schematizarea prin curbe parabolice, propusă de Sokolovski și Alexeev. Alexeev a propus ecuația, care descrie valul viiturii (apelor mari) și care se bazează pe ecuația curbei de repartizare Goodrich:

$$y = 10^{-a(1-x)^2/x}, \quad (12.9)$$

unde y - ordonatele hidrografului de calcul Q_i , exprimate în părți din debitul maxim instantaneu de apă Q_v a viiturilor și debitul maxim mediu diurn Q_v pentru apele mari de primăvară; x - abscisa hidrografului de calcul, exprimată în părți a duratei convenționale a creșterii viiturii t_c , adică

$$y = Q_i/Q_v \text{ și } x = t_i/t_v, \quad (12.10)$$

când t_i - timpul corespunzător Q_i de la începutul viiturii; a - parametru, care depinde de coeficientul formei hidrografului k_f .

Durata convențională de creștere a viiturii (apelor mari), în zile, va fi

$$t_c = k_d k_f h_c / q_c, \quad (12.11)$$

unde k_d – coeficient dimensional.

Valorile y , x , și k_f depind de coeficienții asimetriei K_s , care se determină din datele râurilor analog:

$$K_{S_a} = h_{c,a} / h_a, \quad (12.12)$$

unde $h_{c,a}$ – stratul scurgerii din perioada de creștere a viiturii (apelor mari) la râul analog; h_a – stratul sumar al scurgerii apelor marii (viiturii) a râului analog.

Coordonatele hidrografului de calcul se determină din ecuațiile:

$$Q_i = y Q_c \text{ și } t_i = x t_p. \quad (12.13)$$

Cele mai mari deosebiri în hidrograful vârfului viiturii se observă, ca regulă, la curbele de scădere, ceea ce deseori se reflectă în modelarea viiturilor prin figura adoptată din start și ecuațiile dictate de formele strict indicate, care nu permit evidențierea particularităților viiturilor anumitor regiuni. De aceea în cazuri complicate este rațional realizat o schematizare separată a curbelor de creștere și scădere.

De menționat, că la apele mari de primăvară întinse în timp și cu multe vârfuri, modelarea prin figuri geometrice și ecuații, ca regulă, nu oferă rezultate satisfăcătoare. În acest caz poate fi folosită metoda lui K. Voskresenski, în acord cu care schematizarea hidrografelor se efectuează din modelul determinat prin sinteza (generalizarea) hidrografelor câtorva viituri reale. Prin punctele caracteristice se realizează sinteza (generalizarea) ordonatelor și absciselor hidrografelor. Ordonatele hidrografului se exprimă în procente din volumul viiturii sau debitului maxim de apă, iar abscisele – în procente din durata totală a viiturii. Pentru evidențierea punctelor cardinale caracteristice hidrografele se combină într-o rețea de coordonate relative. Hidrograful de sinteză cu o probabilitate de depășire dată se obține prin sinteza (generalizarea) câtorva grupe de hidrografe, fiecare din ele conținând viituri, cu debite și volume asemănătoare ca frecvență. Durata viiturilor se adoptă ca medie din grupa de hidrografe cercetată.

Utilizarea metodelor schematizării hidrografelor prin modelele viiturilor reale este limitată în aplicarea practică din insuficiența datelor necesare a monitoringului hidrometric. Metoda mai universală și argumentată genetic este modelarea hidrografelor viiturilor prin calculul scurgerii efective a lor și curbele de distribuția a suprafețelor unitate.

12.2 Metoda genetică de construire a hidrografelor

Metoda genetică de construire a hidrografelor viiturilor și apelor mari de primăvară se bazează pe teoria genetică a scurgerii și formula genetică, care reflectă procesul general de formare a viiturii (apelor mari). Esența acestei metode constă în adunarea consecutivă a debitelor elementare, formate în diferite părți a bazinului de recepție, dar care traversează profilul măsurătorilor în același timp. Metoda poate fi aplicată atât pentru bazine mari, cât și mici bazine de recepție și permite obținerea hidrografelor unimodale și compuse a viiturilor, fără o schematizare adoptată inițial.

Pentru calculul hidrografului prin metoda genetică (**metoda izocronelor**) sunt necesare: graficul mersului ploii sau scurgerii efective în timpul topirii zăpezii, modelul bazinului cu rețeaua hidrografică și orizontale, date despre vitezele de scurgere (propagare) pe versanți și rețeaua de albie.

Graficul mersului ploii se construiește din datele pluviogramelor, graficul scurgerii efective la topire – din datele hidrografelor scurgerii din bazinele mici de recepție.

Vitezele de calcul se determină din datele râurilor-analog, iar în lipsa lor se adoptă egale cu $(0,4 \div 0,5)v_{max}$ la râuri mici și vâlcele, și $(0,6 \div 0,7)v_{max}$ pentru râuri medii și mari. Viteza maximă, care corespunde debitului maxim de apă din secțiunea de calcul, se determină din datele observațiilor sau prin folosirea formulelor hidraulice. Aici vitezele maxime de propagare pot fi adoptate ca constante în perioada formării întregii viituri sau variabile, ceea ce mai mult corespunde condițiilor naturale.

La o stabilitate a vitezelor de propagare calculele se simplifică, însă hidrograful viitunii devine mai schematic ca formă. Aceasta duce la micșorarea debitelor maxime, cu toate că volumul viitunii practic poate să nu se schimbe.

La folosirea vitezelor variabile de propagare calculele se complică. Este nevoie de modelul mersului vitezelor pentru toată perioada viitunii și curba integrală de creștere a suprafețelor unitare de-a lungul cursului de apă, adică $\sum f_i = f(L)$. Modelul mersului vitezelor se adoptă sau din funcțiile cunoscute în hidrometrie - $Q=f(H)$ și $v=f(H)$ (la prezența datelor observațiilor), sau din figura geometrică indicată și viteza maximă. Aici curba integrală $\sum f_i = f(L)$ se construiește după un sistem inițial al izocronelor. Evaluarea vitezelor variabile de propagare oferă o corespundere a hidrografelor calculate și observate, decât utilizarea vitezelor constante.

Valorile variabile a suprafețelor unitare, care participă în formarea debitelor maxime de apă, se determină din curba integrală $\sum f_i$. Distanțele dintre izocrone trebuie să fie proporționale vitezelor de propagare și timpului de calcul.

Aceste lucrări este comod de realizat utilizând tehnologiile SIG.

XIII. DETERMINAREA NIVELURILOR MAXIME DE CALCUL DIN RÂURI ȘI LACURI

Datele nivelurilor maxime de apă se utilizează la proiectarea blocurilor locative sau a clădirilor aparte și a întreprinderilor în cazul amplasării lor în luncile râurilor, la proiectarea și construirea podurilor, digurilor, barajelor, inundarea cărora poate provoca daune economice considerabile. Aici, pentru locurile destinate construirii sunt necesare date despre nivelurile înalte istorice. Nivelurile apelor înalte se determină la realizarea lucrărilor expediționare de teren, ținând cont de caracterul văii, luncii și albiei râului în locul construcției, înălțimea și abruptul malurilor, prezența și dimensiunile insulelor, posibilitatea formării zăpoarelor și alte condiții care pot apărea în activitatea umană în albia râului sau în apropiere de ea.

La fel, ca și la calculele scurgerii apei, determinarea nivelurilor maxime de apă se realizează prin diferite procedee în funcție de disponibilitatea sau lipsa datelor observațiilor hidrologice.

13.1 Calculul nivelurilor apei la prezența datelor monitoringului hidrologic

Nivelurile maxime de apă de calcul din râu sau lac, în secțiunea postului de observații, se determină din curba empirică de distribuire a probabilităților anuale de depășire (asigurare) a nivelurilor maxime instantanee de apă, care se atribuie la condițiile omogene de fază a regimului hidric al râului sau regimului de niveluri al lacului. Asigurarea empirică a membrilor clasați a șirului se determină din formula (5.3). Dacă nivelurile maxime se observau în diferite faze genetice (ape mari de primăvară și viituri), atunci se efectuează o selecție și prelucrare a șirurilor omogene, iar asigurarea rezultată se determină, la fel ca și în calculul debitelor maxime de apă de diferită origine, adică din formulele (5.8), (5.9) (5.11).

Dacă nivelul maxim, înregistrat într-o perioadă de n ani, nu a fost depășit pe parcursul a N ani, atunci în formulele indicate n se substituie prin N .

Șirul de observații a nivelurilor se consideră suficient dacă frecvența observațiilor în timpul viiturii sau apelor mari de primăvară permite înregistrarea nivelurilor maxime, iar în șirul de observații avem ani cu maxime extreme. Astfel, cum indică practica, aceasta se respectă la o durată de observații în zona de silvostepă – 30 ani, stepă și munți – 40 ani și semideșert – 50 ani. Eroarea medie pătratică admisibilă a normei înălțimii nivelului de apă nu trebuie să depășească 10-15%. Dacă, conform acestor indicatori, șirul se consideră insuficient, atunci este necesar de folosit analogul.

La o legătură fără ambiguitate dintre niveluri și debite de apă din secțiunea de calcul al râului este rațional de realizat o racordare a nivelurilor maxime de apă de aceeași asigurare, calculare din curbele empirice de asigurare, cu debitele de apă, calculate în acord cu metodologia descrisă în cap. VIII.

Un subiect important este determinarea duratei manifestării nivelurilor înalte de apă. Această durată poate fi determinată din graficul oscilațiilor nivelurilor de apă, construit pentru viiturile înalte și deosebit de lungi, sau aceleași viituri.

Valorile de calcul a nivelurilor maxime, determinate pentru punctul de monitoring, pot fi transpuse la alt punct (secțiune de monitoring) în limitele aceluiași râu. **Transpunerea nivelurilor** se realizează la o stare liberă a albiei râului. Metodele de transpunere depind de lungimea sectorului de transpunere, prezența aportului lateral pe acest segment (afluenți), panta suprafeței apei din albie și morfometria albiei. De obicei se folosește unul din trei procedee: conform curbelor debitelor de apă $Q=f(H)$, prin curbele funcției nivelurilor corespunzătoare, din panta suprafeței apei. De menționat că, cotele de calcul a nivelurilor maxime de apă se racordează de-a lungul râului cu cotele de nivel la cele mai apropiate posturi hidrometrice.

Transpunerea nivelurilor de calcul a apei din curbele $Q=f(H)$ se utilizează pentru sectoarele râurilor fără aport lateral sau cu un aport mic, prin organizarea posturilor provizorii de observații paralele. În fiecare punct se construiesc curbe $Q=f(H)$ și se extrapolează până la debitul maxim de apă. Curbele se construiesc într-un sistem unic de cote. Din valoarea debitului maxim de apă se determină nivelul maxim din fiecare secțiune și din aceste date se construiește profilul suprafeței libere a sectorului de râu până la secțiunea de calcul.

La transpunerea valorilor maxime de calcul a nivelurilor de apă din secțiunea de calcul la alte secțiuni în amonte sau aval, din curbele funcției nivelurilor se extrapolează nu curbele $Q=f(H)$, dar nemijlocit curbele legăturii nivelurilor. Observațiile paralele trebuie să cuprindă nu mai puțin de 80% din amplitudinea oscilațiilor de nivel dintr-o perioadă multianuală. Curbele funcției se construiesc din valorile anuale a debitelor maxime și din nivelurile caracteristice corespunzătoare. Aici o deosebită atenție se atrage la partea superioară a curbei funcției. Ea trebuie să aibă o direcție clară, pentru o extrapolare sigură.

Transpunerea nivelurilor de apă prin panta ei se aplică la sectoare scurte de râu (sub 3 km) prin utilizarea formulei

$$H_{2,p} = H_{1,p} \pm IL, \quad (13.1)$$

unde $H_{1,p}$ – nivelul maxim de apă cu o asigurare de calcul în secțiunea de reper; $H_{2,p}$ – aceeași, dar în secțiunea de calcul, dar în același sistem de unități de măsură ca la postul de reper; I – panta suprafeței apei dintre secțiunea de reper și cea de calcul; L – distanța dintre punctele cercetate, m. Dacă secțiunea 2 se află amonte de reperul 1, atunci în formulă se aplică semnul plus, dacă în aval – minus.

În perioada apelor mari de primăvară creșterea nivelurilor poate decurge în rezultatul influenței zăpoarelor de gheață. Creșterea nivelurilor în timpul scurgerii sloiurilor de gheață se evaluează prin aplicarea corecției ΔH_{gh} , care se determină în secțiunea de reper și se transpune în cea de calcul. Același lucru se realizează și la nivelurile de zăpoare ΔH_z . Creșterile de nivel legate de fenomenele de gheață ΔH_{gh} sau de zăpoare ΔH_z , poate fi determinat din diferența dintre nivelele de apă determinate din curbele de asigurare construite pentru debitele maxime ale apelor mari de primăvară, indiferent de prezența fenomenelor de gheață și pentru nivelurile maxime, care corespund albiei libere. Diferența dintre nivelurile cu aceeași asigurare, determinate din aceste curbe vor indica creșterea de nivel.

În lipsa datelor observațiilor corecțiile indicate cor fi determinate cu ajutorul cercetărilor expediționare, când se determină "capul zăporului de gheață" și $\Delta H'_z$ la acest "cap". În secțiunea de calcul, care este în amonte, corecția se transpune prin formula

$$\Delta H_z = \Delta H'_z - IL, \quad (13.2)$$

unde L – distanța de la "capul" zăporului până la secțiune; I – panta suprafeței apei la un nivel înalt.

În cazul remuului de la lacurile de acumulare sau afluenți se construiește curba de remu. Distanța răspândirii remuului se calculează prin formula

$$L = \alpha (h_0 + z) / I, \quad (13.3)$$

unde L – distanța, la care se răspândește remuul, km; h_0 – adâncimea medie a râului în lipsa remuului, m; z – remuul, m; I – panta medie a suprafeței apei în lipsa remuului, ‰; α – coeficient, care depinde de raportul z/h_0 .

Curba remuului se construiește prin unirea curbei lente concave a punctelor profilului longitudinal, care corespunde nivelului maxim în locul finisării remuului.

13.2 Determinarea nivelurilor de apă la insuficiența sau lipsa datelor monitoringului hidrologic

Anterior au fost prezentate criteriile, conform cărora șirul de observații se consideră suficient pentru realizarea calculelor necesare. Dacă, însă, ele nu se respectă, atunci șirul nu va corespunde cerințelor. În acest caz se efectuează prelungirea șirului din curbele funcției nivelurilor corespunzătoare cu posturile hidrometrice, care dispun de perioadă mai lungă de observații. Curba funcției nivelurilor se consideră satisfăcătoare și poate fi folosită pentru prelungirea șirului de observații, dacă ea este construită din datele observațiilor paralele, care cuprind nu numai niveluri de apă înalte, dar și joase, iar corelația este nu mai mic de 0,8.

La o veridicitate insuficientă a curbelor de legătură poate fi aplicat coeficientul de corecție k , care se aplică la niveluri înalte, citite de pe curba empirică a șirului scurt. Valoarea k se determină din datele observațiilor la râul analog apropiat cu o perioadă de observații multianuală

$$k = (H_{NP} - N_0) / (H_{nP} - H_0), \quad (13.4)$$

unde H_{NP} – nivelul cu o asigurare de calcul de o perioadă multianuală de N ani; H_{nP} aceeași, dar pentru o perioadă scurtă la râul analog, care corespunde perioadei din secțiunea de calcul; H_0 – nivelul mediu de etiaj din perioada cu albie deschisă.

Nivelul apei de calcul racordat din secțiunea analizată va fi

$$H_{NP} = k(H_{nP} - H_0) + H_0. \quad (13.5)$$

Aici nivelurile de apă sunt pentru secțiunea de calcul, dar nu pentru râul analog.

La imposibilitatea prelungirii șirului de nivele, nivelurile maxime de calcul a apei din perioada albiei deschise pot fi determinate din valorile corespunzătoare a debitelor maxime cu aceeași asigurare și din curba debitelor $Q=f(H)$. Această curbă se construiește din caracteristicile hidraulice și morfometrice a albiei, din secțiunea de calcul.

În perioada scurgerii sloiurilor de gheață se aplică corecția ΔH_{gh} , care se determină din ecuația

$$\Delta H_{gh} = H_{Q'_p} - H_{Q_p}, \quad (13.6)$$

Unde $H_{Q'_p}$ - nivelul de apă, care conform curbei $Q=f(H)$ corespunde debitului de apă Q'_p , care se determină din $Q'_p = Q_p / K_{iar}$; H_{Q_p} - nivelul de apă, care corespunde debitului de calcul Q_p pentru albie deschisă; K_{iar} – coeficient de corecție, care evaluează modificarea hidraulicii cursului de apă din perioada scurgerii sloiurilor, se determină din analogia cu râurile vecine sau se adoptă 0,8-0,9.

Dacă în secțiunea de calcul a râului sunt posibile zăpoare, ceea ce se determină din datele de literatură, se aplică corecția ΔH_{iar} . La cercetările expediționare se determină probabilitatea manifestării zăpoarelor, poziția lor și dimensiunile lor. Aici se va ține cont de următorii factori, care favorizează formarea zăpoarelor:

- descătușare mai târzie a sectorului de râu, situat nemijlocit în aval de sectorul râului din zona construcțiilor; cel mai frecvent se observă la râurile sau sectoarele de râu care curg de la sud spre nord, în gura râurilor, la debușarea lor în alt obiect acvatic;
- prezența în limitele sectorului de râu în zona construcțiilor, sau imediat în aval a micșorării bruște a pantei, îngustarea văii, cotituri abrupte a albiei, insulelor, grindurilor și altor formațiuni, care împiedică albia liberă și micșorează capacitatea de descărcare a ei;

- grosime mare a gheții sau o duritate sporită a ei la descătușarea râului, un aport intensiv din sectoarele amonte.

Când valoarea corecției ΔH_{iar} nu poate fi determinată în cercetările expediționare, ea se adoptă în funcție de caracterul zăporului; la formațiuni deosebit de mari $\Delta H_{iar} > 5$ m, la zăpoare mari – de la 3 la 5 m; la zăpoare medii – sub 2-3 m.

La calculele nivelurilor maxime din debitele de apă la cursuri de apă mici care seacă sau îngheață, trebuie de ținut cont de posibilitatea creșterii nivelului de apă din contul umplerii albiei cu zăpadă sau formarea năboiului, care în unele cazuri poate ajunge la 1,5 m și mai mult. Înălțimea creșterii nivelului se determină la cercetările expediționare.

13.3 Calculul nivelurilor maxime de apă din lacuri

La prezența observațiilor determinarea nivelurilor maxime de calcul a apei din lacuri se realizează astfel, ca și la râuri. La o insuficiență sau lipsă de date a observațiilor, calculele se realizează în funcție de tipul lacului – cu scurgere sau fără scurgere.

Pentru lacurile cu scurgere nivelurile maxime se determină din curba $Q=f(H)$, care se construiește pentru secțiunea de la ieșirea din lac din materialele cercetărilor de teren cu o extrapolare până la nivelul apelor înalte.

Pentru lacurile fără scurgere se folosește curba volumetrică $W=f(H)$ și volumul de calcul al aportului din perioada apelor mari de primăvară sau viiturii. Drept nivel inițial se adoptă nivelul maxim al lacului (cu scurgere sau fără scurgere) anterior viiturii, care se determină din datele măsurătorilor de teren.

Nivelurile maxime de apă din lac pot fi determinate în mod analitic prin folosirea datelor despre amplitudinea oscilațiilor nivelului de apă din lac prin formula

$$A = aK^{0,5}, \quad (13.7)$$

unde A – amplitudinea medie multianuală a nivelului de apă din lac, cm; a – parametru, care se determină din datele observațiilor de la lacurile vecine omogene din punct de vedere morfologic; K – parametru, care evaluează intensitatea alimentării lacului și este egal cu $K = F/S$, adică raportul suprafeței bazinului de recepție a lacului către suprafața oglinzii lacului.

Formula (13.7) se aplică pentru $K < 250$ și nu se aplică pentru lacurile carstice sau cele secătoare, precum și pentru lacurile cu regimul denaturat.

Trecerea de la amplitudinea multianuală a nivelurilor la amplitudinea cu o probabilitate de depășire de calcul se realizează din curbele de asigurare, iar C_v se adoptă din analogia cu lacurile studiate omogene ca morfologie, iar $C_s = 0$.

La lacurile mari este necesar de introdus corecții la nivelul de calcul în condițiile valurilor și denivelărilor.

XIV. CALCULUL SCURGERII DE ALUVIUNI

Datele despre scurgerea de aluviuni sunt necesare la proiectarea lacurilor de acumulare în scopul calculului înnămolirii și posibilei pierderi a volumului util. La râurile navigabile cantitatea mare de aluviuni provoacă modificarea adâncimilor și deseori foarte rapid. La lucrările ameliorative (irigarea sau desecarea) datele referitor la aluviuni sunt necesare pentru evaluarea posibilei înnămoliri sau erodării canalelor. La proiectarea măsurilor antierozionale sunt necesare datele despre spălarea solului de pe versanți în perioada apelor mari de primăvară sau viiturilor. Cunoașterea cantității de aluviuni depinde amplasarea prizelor de apă, deoarece ele nu trebuie să se înnămolească. Aluviunile pot provoca aluviuni catastrofale, care se numesc torente de noroi.

14.1 Factorii, care determină scurgerea aluviunilor

Apele nivale și pluviale scurse de pe suprafața bazinului de recepție, antrenează în mișcare particule de sol, care ajungând în albia râului, formează scurgerea de aluviuni (scurgerea solidă). Aici se deosebește scurgerea de suprafață de pe versanți și scurgerea prin rețeaua inițială de drenaj – văiuși, viroage, ravene și albia râului.

O parte din aluviunile spălate se depun la talpa versanților în depresiunile de relief, la gura ravenelor și vâlcelelor, în rețeaua hidrografică primară și cursurile mici de apă, și doar o mică parte din aluviuni nimereste în râuri. Tot în râuri ajung și particulele mici de sol în rezultatul eroziunii eoliene.

În albiile râurilor se află aluviuni în suspensie, târâte (de fund) și dizolvate.

Condițiile de formare a aluviunilor sunt determinate de factorii climatici, geomorfologici și antropici.

Factorii climatici pot fi divizați în primari, care formează fondul general pentru manifestarea proceselor de eroziune în bazinul de recepție, și secundari care influențează nemijlocit la dezvoltarea eroziunii și scurgerii de aluviuni. Factorii climatici primari se caracterizează prin coraportul dintre temperatură și umiditate, pot fi exprimate prin indicii de ariditate Budîco. La factorii climatici secundari se atribuie: scurgerea anuală de apă, distribuția ei în cadrul anului, dimensiunea și intensitatea apelor mari de primăvară și a viiturilor pluviale. Acești factori fi numiți și **factori hidrologici**. Din scurgerea totală anuală cel mai strânsă este legătura cu scurgerea aluviunilor componenta de suprafață, care condiționează spălarea de pe suprafața bazinului de recepție și erodarea albiei. Componenta subterană a scurgerii râurilor poate doar eroda albia în locul apariției izvoarelor.

La **factorii geomorfologici** se atribuie indici morfologici a dezmembrării teritoriului (altitudinea bazelor de eroziune, densitatea rețelei de ravene și vâlcele, albiilor, pantele bazinelor de recepție și a albiei râurilor, altitudinea medie a bazinului de recepție), și factorii geologici (caracterul și compoziția rocilor de bază). Cel mai important este densitatea rețelei de râuri, care reflectă gradul de umezire a teritoriului. În regiunile montane principal este relieful și altitudinea lui, care dictează zonalitatea verticală a elementelor hidrologice, inclusiv și scurgerea de aluviuni.

La **factorii antropici**, care influențează substanțial formarea scurgerii de aluviuni, se atribuie valorificarea terenurilor în bazinul de recepție: tăierea pădurilor, aratul, ameliorația și diferite lucrări în albia râului (crearea iazurilor și lacurilor de acumulare, construirea construcțiilor hidrotehnice în albiile râurilor, deversările apelor reziduale) Ultimele mai mult influențează scurgerea aluviunilor dizolvate.

Principalii factori, care determină scurgerea de aluviuni, sunt cei climatici (distribuția precipitațiilor – sporirea ploilor torențiale spre sud și, în aceeași direcție, creșterea aridității solului și micșorarea vegetației), care condiționează și sporirea terenurilor arabile spre sud, de aceia scurgerea de aluviuni, ca și intensitatea

eroziunii solului, crește de la nord spre sud, supunându-se în general legității zonalității geografice. Este evidentă deosebirea în scurgerea de aluviuni pe zone geografice (de vegetație).

În **zona de pădure** scurgerea de aluviuni depinde, în special, de cinci factori: scurgerea medie anuală de apă ca indice a umidității generale a teritoriului; suma temperaturilor pozitivă anuală a solului din perioada de la începutul apelor mari de primăvară, până la data traversării debitului maxim de aluviuni, ca caracteristică a intensității topirii solului; adâncimea de îngheț a solului, care influențează timpul de topire a lui; cantitatea de precipitații de primăvară și spontaneitatea apelor mari de primăvară;

În **zona de stepă** se observă o variabilitate considerabilă pe ani a umidității de toamnă și a înghețării solului, de aceea aici la cei cinci factori enumerați se adaugă al șaselea – suma precipitațiilor din lunile de toamnă.

În **zona de semideșert** umiditatea solului toamna este, ca regulă, mai mică decât capacitatea minimă de absorbție a solului, apele subterane sunt adânci și cantitatea de căldură, necesară pentru topirea solului este mică, de aceea starea solului nu influențează spălarea particulelor de sol, iar factorii principali sunt debitul de apă, mediu din an, precipitațiile de primăvară și spontaneitatea apelor mari de primăvară.

Enumerarea factorilor nominalizați determină modificarea scurgerii de aluviuni din zona dată pe anotimpuri (pe ani), iar modificarea scurgerii de aluviuni din aceeași zonă pe teritoriu în mare măsură depinde de așa factori invariabili în timp ca suprafața bazinului de recepție, panta bazinului de recepție și a albiei, altitudinea medie a bazinului, densitatea rețelei hidrografice, adâncimea bazei de eroziune a albiei, precum și starea solului, împădurirea și aratul din bazinul de recepție.

Extinderea ariilor de terenuri arabile, ca regulă, condiționează sporirea scurgerii de aluviuni. Dar, dacă de rând cu aceasta, are loc și sporirea numărului de iazuri, atunci scurgerea de aluviuni poate chiar să se micșoreze din cauza acumulării lor în ele. Respectiv, la o micșorare a numărului de iazuri și arat permanent, scurgerea de aluviuni este în creștere. Aici putem considera că aria terenurilor arabile în regiunea cernoziomurilor este stabilită și nu se mai extinde.

Cea mai mare influență asupra scurgerii de aluviuni a râurilor mici o pot realiza factorii locali. Scurgerea de aluviuni a râurilor medii este sub influența factorilor zonali (condițiilor naturale din regiunea dată). În cazul râurilor mari (polizonale) influența anumitor zone peisagistice se nivelează și modificarea debitelor anuale de aluviuni este determinată, în special, de dimensiunile viiturii și intensitatea creșterii debitelor la apele mari de primăvară.

În regiunile cu furtuni de praf trebuie de ținut cont și de sporirea bruscă a aluviunilor din râu după aceste fenomene.

La studierea condițiilor de formare a scurgerii de aluviuni este necesar de ținut cont de locul amplasării secțiunii de monitoring din profilul longitudinal al râului. Forma profilului longitudinal este un indice al intensității de manifestare a proceselor erozionale de-a lungul râului. În locurile fragmentării profilului longitudinal, scurgerea de aluviuni, ca regulă, vizibil se modifică, deoarece are loc modificarea capacității de transport a torentului. Aici o mare importanță o are panta albiei, care determină viteza torentului. În baza cercetărilor s-a determinat, că procesele erozionale din bazinul de recepție și din albia cursului de apă, și capacitatea de transport a torentului, sunt proporționale pantei.

14.2 Calculul scurgerii aluviunilor în suspensie

Înainte de a realiza calculul scurgerii de aluviuni este necesar de efectuat evaluarea preciziei datelor disponibile (cât de complet se evaluează scurgerea de aluviuni în fiecare an). Pentru aceasta se determină

gradul de reprezentativitate a evidenței scurgerii de aluviuni în perioadele apelor mari de primăvară și a viiturilor pluviale. Frecvența măsurătorilor aluviunilor trebuie să asigure evidența tuturor modificărilor a turbidității apei, îndeosebi în fazele scurgerii cu ape mari. La râurile mici trebuie de ținut cont de oscilațiile pe parcursul zilei, iar la râurile medii și mari – de oscilațiile diurne a turbidității apei pe parcursul apelor mari de primăvară și a viiturilor pluviale. De menționat că, observațiile scurgerii de aluviuni, trebuie să cuprindă tot torentul, inclusiv lunca și brațele râului.

Este necesar de dus evidența prezenței pe râu, în amonte de postul de monitoring, a construcțiilor, care influențează regimul scurgerii de aluviuni, precum și a măsurilor de gospodărire a apei în bazinul râului, care pot influența procesele erozionale din bazinul de recepție.

Pentru evidențierea lacunelor în evaluarea scurgerii de aluviuni și aprecierea preciziei valorilor sale se construiește graficul cronologic complex a debitului de apă, turbidității, debitelor de aluviuni, precipitațiilor, temperaturii aerului și solului. Graficul se construiește pentru fiecare secțiune de monitoring. Compararea mersului variației în timp a acestor elemente permite evidențierea lacunelor sau erorilor admise în măsurătorile sau calculele scurgerii de aluviuni. Dacă pe un râu există două și mai multe secțiuni unde se măsoară aluviunile, atunci se efectuează compararea mersului cronologic la debitelor de apă, aluviunilor și turbidității pe parcursul anului.

Pentru analiza șirului multianual de observații a scurgerii de aluviuni, se utilizează graficele funcțiilor debitelor de aluviuni cu debitele de apă, adică $Q_a=f(Q_o)$, care facilitează evidențierea modificării regimului natural al scurgerii de aluviuni influențată de activitatea umană.

La analiza datelor scurgerii de aluviuni în regiunile montane este necesar de ținut cont de posibilitatea creșterii rapide a lor din cauza manifestării în bazin a torentelor de noroi.

Perioada de observații a scurgerii de aluviuni se consideră reprezentative dacă durata ei depășește 15-20 ani, debitele de aluviuni măsurate sunt situate în diapazonul de la 5 la 95% (sau 75%), iar pe graficul $Q_a=f(Q_o)$ punctele sunt amplasate destul de des și uniform.

Dacă debitele măsurate de aluviuni Q_a cuprind un diapazon mai mic din debitele de apă măsurate Q_o și curba de corelație este dificil de extrapolat în partea sa superioară, atunci șirul de observații a aluviunilor se consideră insuficient.

La o perioadă suficientă de observații (reprezentativă) scurgerea de calcul a aluviunilor se determină prin trei parametri: Q_a , C_v și C_s , cu aplicarea curbei binomiale de asigurare sau metoda grafoanalitică Alexeev. Precizia determinării normei scurgerii de aluviuni \bar{Q}_a , se consideră suficientă, dacă $\sigma_{Q_a} \leq 15\%$.

La o perioadă insuficientă de monitoring a scurgerii de aluviuni, norma debitelor de aluviuni se determină din funcțiile cu norma debitelor de apă

$$\bar{Q}_a = Q_a \bar{Q} / Q, \quad (14.1)$$

unde \bar{Q}_a și \bar{Q} – respectiv norma debitelor de aluviuni și debitului de apă; Q_a și Q – debitele de aluviuni și debitele de apă, medii pentru perioada observațiilor simultane în secțiunea de calcul.

Coeficientul C_v se adoptă după analogie sau ca o medie regională, sau din funcțiile regionale cu factorii determinativi. Coeficientul C_s se consideră egal cu $2C_v$.

Dacă lungimea șirului de monitoring este sub 15 ani, dar există o corelație destul de strânsă $Q_a=f(Q_o)$, atunci ea poate fi aplicată pentru determinarea \bar{Q}_a .

În lipsa datelor suficient de sigure a funcției menționate anterior cu debitele de apă, pentru determinarea normei de aluviuni se aplică bazinele analog și graficele funcției debitelor de aluviuni (analogice cu debitele de apă). Râurile analog se selectează reieșind din condiția identității condițiilor fizico-geografice de formare a scurgerii de aluviuni din bazinul râurilor analizate: asemănarea solurilor și cuverturii bazinului de recepție, pante similare a bazinelor și albiilor, ponderea comparabilă a lacurilor, împăduririi, mlaștinilor, activitate de gospodărire similară. Deosebirile în dimensiunile suprafeței bazinului de recepție trebuie să nu depășească 3-5 ori, iar ca altitudine – în limitele 500 m. La o selectare a râurilor analog poate fi aplicată și metoda corelației multiple.

În cazul lipsei datelor monitoringului hidrologic a scurgerii de aluviuni, calculele se realizează sau prin funcțiile regionale a debitelor de aluviuni de principalii factori determinativi, sau cu aplicarea datelor turbidității râurilor.

Funcțiile regionale pot fi prezentate în mod grafic sau analitic. Funcția generală poate fi prezentată astfel:

$$Q_a = ka^b I^n L^m, \quad (14.2)$$

unde Q_a – debitul de aluviuni la o ploaie din bazinul râului, kg/s; a – intensitatea ploii; I și L – respectiv panta și lungimea versantului. Restul valorilor sunt coeficienți regionali.

Pentru regiunile montane poate fi aplicat modelul, care evidențiază rolul doar a pantelor:

$$M_a = bI_1 I_2^{2,5}, \quad (14.3)$$

unde M_a – modulul mediu multianual al scurgerii solide, kg/m²; I_1 – panta medie a albiei; I_2 – panta medie a bazinului de recepție; b – coeficient, care variază în funcție de tipul solului (de la 0,08 pentru soluri nisipo-argiloase până la 1,6 pentru cele lutoase).

Calculul scurgerii de aluviuni prin turbiditatea albiei se realizează din funcția

$$\bar{Q}_a = 10^{-3} S_0 Q_0, \quad (14.4)$$

unde S_0 – valoarea medie multianuală (norma) a turbidității apei, g/m³.

Turbiditatea se determină prin interpolarea dintre punctele de observații sau din harta turbidității (turbiditatea se atribuie la centroidul bazinului de recepție).

Harta turbidității se construiește din datele turbidității apei râurilor medii și mari. Pe hartă se evidențiază zonele care se caracterizează printr-o anumită gradație a turbidității. Aici distribuția turbidității în spațiu corespunde, în general, zonelor geografice, crescând de la nord spre sud. De rând cu aceasta turbiditatea apei, în special la râurile mici, în mare măsură depinde de condițiile locale: caracterul solurilor, gradul lor de rezistență la eroziune, caracterul reliefului, gradul de valorificare, etc.

Hărțile turbidității au o precizie mai mică decât hărțile scurgerii apei. Aceasta este condiționat de faptul că turbiditatea apei se măsoară cu o precizie mai mică, decât debitul de apă. Dar și punctele de măsurare a turbidității sunt mai reduse ca număr și ca durată de observații decât cele măsurătoare de debite. Utilizarea zonelor de turbiditate pe hărți, în loc de izoliniile scurgerii aluviunilor, la fel micșorează precizia hărților. Din aceste considerente pentru calculele aluviunilor sunt preferabile graficele funcției cu debitele de apă, și doar în lipsa acestei posibilități este rațional de folosit harta turbidității.

Prima hartă a turbidității, care cuprindea și teritoriul Republicii Moldova a fost construită în 1941 de către G. Lopatin. Apoi în 1949 și precizată în 1956 de către G. Șamov. În 1972 K. Lisițina a alcătuit o hartă mai

detaliată a turbidității medii. Harta era utilă pentru râurile cu suprafețe ale bazinelor de recepție nu mai mică de 50-100 km² pentru zona de pădure și nu mai puțin de 500 km² pentru restul zonelor.

Turbiditatea apelor râurilor mici este mai mare decât a celor medii și mari. La râurile mari turbiditatea poate fi diminuată din contul lacurilor de acumulare, din aceste considerente la utilizarea hărților este necesar de aplicat corecții pentru râurile mici:

$$S_{0_m} = kS_0, \quad (14.5)$$

unde S_{0_m} – turbiditatea apei râului mic; S_0 – turbiditatea citită de pe hartă; k – coeficient, care variază în funcție de suprafața bazinului de recepție (în regiunea noastră, pentru bazinele cu suprafața de recepție sub 2 km² $k=4,0$, 100 km² – $k=3,0$, 500 km² – $k=1,0$).

Coeficienții de variație a scurgerii anuale de aluviuni în suspensie C_{v_a} a râurilor nestudiate se determină prin metoda analogiei sau din funcțiile regionale a coeficientului scurgerii anuale, adică $C_{v_a} = f(C_{v_Q})$. În lipsa datelor scurgerii râurilor sau o proastă corelație poate fi aplicată funcția acestui coeficient de altitudinea medie a bazinului de recepție sau de împădurirea lui.

Coeficientul de asimetrie, ca regulă, se adoptă egal cu valoarea dublă a coeficientului de variație.

14.3 Calculul scurgerii aluviunilor târâte. Determinarea volumului de aluviuni

Aluviunile târâte constituie o mică parte din cantitatea totală de aluviuni (de ordinul 10-15%), dar ele la fel trebuie evaluate pentru determinarea cantității totale de aluviuni din râul dat. Deci, scurgerea solidă sumară constă din aluviuni în suspensie și târâte.

La o perioadă de monitoring a scurgerii de aluviuni târâte mai mult de 10 ani se construiesc funcțiile de corelație dintre debitele măsurate de aluviuni târâte cu debitele medii diurne de apă, adică $Q_R=f(Q)$. Așa corelări permit determinarea debitului necesar de aluviuni târâte din debitul de apă cu o asigurare de calcul.

La o perioadă insuficientă de observații sau lipsa datelor, scurgerea aluviunilor târâte se calculează în funcție de structura granulometrică a aluviunilor de fund. Metodica acestor calcule se indică detaliat la disciplina "Procesele de albie și dinamica torentelor". Tot în acest caz poate fi utilizată și metoda analogiei, cu ajutorul căreia se poate determina scurgerea aluviunilor târâte în părți din cele în suspensie, dar aici este necesară practic aceeași structură granulometrică a aluviunilor de fund în ambele albi analizate.

Volumul aluviunilor se calculează din ecuația

$$W_s = kQ_s/\beta, \quad (14.6)$$

unde Q_s – debitul sumară de aluviuni, mediu pentru intervalul de timp cercetat (an, sezon, lună), m³; β – densitatea aluviunilor, t/m³, care variază de la 0,5-0,7 pentru aluviunile măloase până la 1,0-1,5 pentru măturile nisipoase și tasate; k – coeficient temporar, la calculul volumului anual de aluviuni $k=31,5 \cdot 10^3$. Volumul aluviunilor de determină, ca regulă, la calculul înnămolirii lacurilor de acumulare și iazurilor.

BIBLIOGRAFIE

1. Albu, M., 1981, Mecanica apelor subterane. Editura Tehnică, București
2. Andrei, S., 1967, Apa în pământurile nesaturate. Editura Tehnică, București
3. Băloiu V., 1971, Gospodărirea apelor, Editura Didactică și Pedagogică, București
4. Cadastrul de stat al apelor al Republicii Moldova Chișinău. SHS. Edițiile anilor 1998-2010
5. Chiriac V., Filotti A., Teodorescu A., 1976, Lacuri de acumulare, Editura Ceres, București
6. Crețu, Gh., 1976, Economia apelor, Editura Didactică și Pedagogică, București
7. Crețu, Gh., 1980, Optimizarea sistemelor de gospodărirea apelor, Editura Facla, Timișoara
8. Determinarea caracteristicilor hidrologice pentru condițiile Republicii Moldova. Normativ în construcții CP D.01.05-2012, ediție oficială. Agenția Construcții și Dezvoltarea teritoriului Republicii Moldova. Chișinău, 2013. 155 p.
9. Diaconu, C., 1971, Probleme ale scurgerii de aluviuni a râurilor României, Studii de hidrologie, XXXI, București
10. Diaconu, C., 1988, Râurile de la inundație la secetă, Editura Tehnică, București
11. Diaconu, C., Lăzărescu, D., 1965, Hidrologia. Manual pentru școlile tehnice, Editura Didactică și Pedagogică, București
12. Diaconu, C., Pașoi, I., Mocanu, Iuliana, Constantinescu, Anca, 1997, Instrucțiuni pentru stațiile și serviciile hidrologice. Debite de apă și aluviuni. Institutul Național de Meteorologie și Hidrologie, București
13. Diaconu, C., Șerban, P., 1994, Sinteze și regionalizări hidrologice, Editura Tehnică, București
14. Drobot, R., 1990, Hidrologie. Teoria sistemelor și modelare matematică, Institutul de Construcții București
15. Drobot, R., 1997, Bazele statistice ale hidrologiei, Editura Didactică și Pedagogică, București
16. Drobot, R., Stematiu, D., Bichea, I., 1984, Hidrologie - Aplicații. Programe de calcul în hidrologia apelor subterane. Inst. Construcții, București.
17. Drobot, R., Șerban, P., 1999, Aplicații de hidrologie și gospodărirea apelor, Editura HGA, București
18. Dumitrescu, D., Pop, R. A. (coord.), 1970, Manualul inginerului hidrotehnician, Vol. 1-2, Editura Tehnică, București
19. Gâștescu, P., 1963, Lacurile din R. P. R. Geneză și regim hidrologic, Editura Academiei R. P. R., București
20. Gâștescu, P., 1969, Lacurile pe glob, Editura Științifică, București
21. Gâștescu, P., 1971, Lacurile din România. Limnologie regională, Editura Academiei R.S.R., București
22. Gâștescu, P., 1990, Fluviile Terrei, Editura Sport Turism, București
23. Gâștescu, P., 1998, Hidrologie, Editura Roza Vânturilor, Târgoviște
24. Giurma, I., 2000, Sisteme de gospodărirea apelor, Editura Cermi, Iași
25. Kiselev, P. G., Hâncu, S., 1988, Îndreptar pentru calcule hidraulice, Editura Tehnică, București

26. Mateescu, C., 1961, Hidraulica, Editura Didactică și Pedagogică, București
27. Moraru, T., Pișota, I., Buta, I., 1962, Hidrologia generală, Editura Didactică și Pedagogică, București
28. Mustățea, A., 2005, Viituri excepționale pe teritoriul României, București
29. Pascu, M., 1983, Ape subterane din România, Editura Tehnică, București
30. Pișota, I., 1995, Hidrologie, Editura Universității, București
31. Pișota, I., Buta, I., 1983, Hidrologie, Editura Didactică și Pedagogică, București
32. Roșca, D., 1959, Hidrologia agricolă, Editura Didactică și Pedagogică, București
33. Sorocovschi, V., Buta, I., 1994, Hidrometrie, (măsurători și calcule hidrologice), Universitatea „Babeș - Bolyai”, Cluj-Napoca
34. Șerban, P., 1997, Monitoringul integrat al apelor. Măsurii nonstructurale în gospodărirea apelor, Editura HGA, București
35. Șerban, P., Stănescu, Al., Roman, P., 1989, Hidrologie dinamică, Editura Tehnică, București
36. Ujvari, I., 1959, Hidrografia R. P. R., Editura Științifică, București
37. Ujvari, I., 1972, Geografia apelor României, Editura Științifică, București
38. Vladimirescu, I., 1984, Bazele hidrologiei tehnice, Editura Tehnică, București
39. Zăvoianu I., 2008, Hidrologie, Editura Fundației România de Măine, București.
40. Zăvoianu, I., 1978, Morfometria bazinelor hidrografice, Editura Academiei, București
41. Арманд Д. Л. Наука о ландшафте: Основы теории и логико-математические методы. - М.: Мысль
42. Казак В. Я., Лалыкин Н. В. Гидрологические характеристики малых рек Молдовы и их антропогенные изменения. Кишинев: ДИНАМО, 2005. 208 с.
43. Лалыкин Н. В. Расчет нормы годового стока малых рек Молдавии. Тр.УкрНИИ Госкомгидромета. Вып. 1998. 228 с., стр. 74-82.
44. Лобода Н. С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния. Одесса: Экология, 2005. 208 с.
45. Методические рекомендации по учету влияния хозяйственной деятельности на сток малых рек при гидрологических расчетах для водохозяйственного проектирования. Ленинград: Гидрометеиздат, 1986. 187 с
46. Методические рекомендации по учету влияния хозяйственной деятельности на сток малых рек при гидрологических расчетах для водохозяйственного проектирования. - Ленинград: Гидрометеиздат, 1986. 187 с.
47. Орлова Е. В. Определение географических и гидрологических характеристик водных объектов с использованием ГИС-технологий. Диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук. – СПб.: ГГИ, 2008. 218 с.
48. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. 447 с.
49. Шакломанов И. А, (1989). Влияние хозяйственной деятельности на речной сток. Ленинград: Гидрометеиздат, 1989. 334 с.