

**AZƏRBAYCAN RESPUBLİKASI TƏHSİL NAZİRLİYİ**

**BAKİ DÖVLƏT UNİVERSİTETİ**

**F.Ə. İMANOV**

**HİDROLOGİYANIN  
NƏZƏRİ ƏSASLARI**

*Kitab Bakı Dövlət Universitetinin  
Coğrafiya Fakültəsi Elmi Şurasının 4  
saylı 11dekabr 2013-cü il tarixli  
qərarı ilə çap olunmuşdur.*

**Bakı-2014**

UOT 551.48

551.4  
№ 140

**Rəyçilər:** **A.B. Ələkbərov**, geologiya-mineralogiya elmləri doktoru, AMEA-nın Geologiya İnstitutu;

**E.K. Əlizadə**, coğrafiya elmləri doktoru, AMEA-nın ak.H.Ə.Əliyev adına Coğrafiya İnstitutu;

**Ə.Ş. Məmmədov**, texnika elmləri doktoru, "Azərsu" Açıq Səhmdar Cəmiyyəti

**İmanov F.Ə. Hidrologiyanın nəzəri əsasları.,**  
**Bakı, BDU nəşriyyatı, 2014.-212 s.**

İSBN 978-9952-8235-8-5

Kitab təbii sulara baş verən prosesləri öyrənən hidrologiya elminin nəzəri əsaslarının təhlilinə həsr olunmuşdur. Göstərilmişdir ki, hidrologiyanın nəzəri əsasları iki hissədən ibarətdir: sırf hidroloji nəzəriyyələr və digər elm sahələrindən iqtibas olunmuş nəzəriyyələr. Əslində yarımempirik nəzəriyyələr olan bir neçə sırf hidroloji nəzəriyyələr-maksimal axımın əmələgəlmə nəzəriyyəsi, asılı gətirmələrin hərəkəti nəzəriyyəsi və s. haqqında məlumat verilmişdir. Qeyd olunur ki, hidrologiyada fizika, hidromexanika, ehtimal nəzəriyyəsi və riyazi statistikanın qanunlarından, həmçinin fiziki coğrafiyanın qanunauyğunluqlarından geniş istifadə olunur.

Kitab "Hidrometeorologiya", "Su təsərrüfatı" və "Hidrotexnika" ixtisasları üzrə təhsil alan Universitet tələbələri, magistrant və doktorantlar, həmçinin gənc alimlər üçün faydalı ola bilər.

© İmanov F.Ə.

# M Ü N D Ə R İ C A T

<b>GİRİŞ</b> .....	6
1.1. Hidrologiya və onun elmlər sistemində yeri.....	8
1.2. Suyun quruluşu və fiziki xassələri.....	10
1.3. Suyun kimyəvi xassələri.....	15
Ədəbiyyat .....	18
<b>2. Hidrologiyada metodologiya</b> .....	20
2.1. Hidrologiyada nəzəriyyə .....	20
2.2. Qanun və qanunauyğunluqlar .....	24
2.3. Hidrologiyanın tədqiqat metodları.....	27
2.3.1. Ümumi metodlar .....	27
2.3.2. Çay axımının tədqiqat metodları .....	29
Ədəbiyyat.....	33
<b>3. Hidroloji proseslərin fiziki əsasları</b> .....	35
3.1. Fizikanın fundamental qanunları və onların su obyektlərinin tədqiqində tətbiqi.....	35
3.2. Su balansı.....	38
3.3. Suda olan maddələrin balansı .....	39
3.4. İstilik balansı .....	40
3.5. Su kütlələrinin şaquli dayanıqlığı .....	41
Ədəbiyyat .....	43
<b>4. Ehtimal nəzəriyyəsi və riyazi statistika</b> .....	44
4.1. Ümumi məlumat.....	44
4.1.1. Ehtimal nəzəriyyəsi və riyazi statistikanın hidrologiyada tətbiqinin məqsəd və vəzifələri .....	44
4.1.2. Təsadüfi kəmiyyətlər .....	47
4.1.3. Analitik paylanma funksiyalarının ümumi səciyyəsi .....	49
4.1.4. Təsadüfi kəmiyyətlərin ədədi xarakteristikaları və onların xassələri .....	53
4.2. Analitik paylanma funksiyaları .....	64
4.2.1. Empirik təminat ayriləri.....	64
4.2.2. Hidrologiyada istifadə olunan analitik paylanma funksiyaları.....	69

4.3. Statistik hipotez və meyarlar .....	78
4.4. Statistik asılılıqlar və xətti korrelyasiya .....	82
4.4.1. <i>Funksional və stoxastik asılılıqlar</i> .....	82
4.4.2. <i>Ən kiçik kvadratlar metodu</i> .....	85
4.4.3. <i>İki dəyişən kəmiyyət üçün xətti regressiya tənliyi</i> .....	87
4.4.4. <i>Çoxhədli xətti korrelyasiya</i> .....	90
4.5. Hidroloji hesablamaların dəqiqliyinin qiymətləndirilməsi.....	96
Ədəbiyyat .....	98
<b>5. Hidromexanikanın əsas tənlikləri</b> .....	100
5.1. Hidrostatikanın tənlikləri.....	100
5.1.1. <i>Maye müvazinətinin diferensial tənlikləri</i> .....	101
5.1.2. <i>Hidrostatikanın əsas tənliyi</i> .....	103
5.1.3. <i>Üzən cisimlərin müvazinəti</i> .....	105
5.2. Suyun hərəkətinin əsas qanunauyğunluqları .....	108
5.2.1. <i>Ümumi anlayışlar</i> .....	108
5.2.2. <i>Suyun hərəkət növləri</i> .....	114
5.2.3. <i>Su axınlarının sərfi, enerjisi, işi və gücü</i> .....	117
5.2.4. <i>Su obyektlərində təsir göstərən qüvvələr</i> .....	118
5.3. Hidrodinamikanın əsas tənlikləri.....	122
5.3.1. <i>Axının hərəkət rejiminin əsas xarakteristikaları</i> .....	122
5.3.2. <i>Axının kəsilməzlik tənliyi</i> .....	124
5.3.3. <i>Bernulli tənliyi</i> .....	125
5.3.4. <i>Bernulli tənliyinin interpretasiyası</i> .....	130
5.3.5. <i>İdeal maye hərəkətinin diferensial tənlikləri</i> .....	133
5.3.6. <i>Real maye hərəkətinin diferensial tənlikləri</i> .....	135
5.3.7. <i>Müntəzəm axının hərəkət tənliyi</i> .....	136
5.3.8. <i>Qeyri-müntəzəm axının hərəkət tənliyi</i> .....	141
5.3.9. <i>Qərarlaşmayan axının hərəkət tənliyi</i> .....	144
Ədəbiyyat .....	146
<b>6. Fiziki coğrafiyanın əsas qanunauyğunluqları və onların hidrologiyada tətbiqi</b> .....	148
6.1. Fiziki coğrafiyanın əsas qanunauyğunluqları .....	148
6.1.1. <i>Coğrafi mühitin bütövlüyü və bölünməzliyi qanunauyğunluğu</i> .....	148
6.1.2. <i>Coğrafi zonallıq qanunauyğunluğu</i> .....	149
6.2. Fiziki-coğrafi qanunauyğunluqların hidrologiyada tətbiqi.....	152

6.2.1. Çay axımının çoxillik tərəddüdlərinin qanunauyğunluqları .....	152
6.2.2. Azsulu və çoxsulu dövrlərin növbələnməsi .....	156
6.2.3. Çay sutoplayıcılarının su balansı strukturunun zonallığı .....	159
6.2.4. Göl və su anbarlarının su balansı və su mübadiləsi strukturunun azonallığı .....	162
6.2.5. Çay sularının kimyəvi tərkibinin zonallığı .....	167
6.2.6. Göl sularının kimyəvi tərkibinin zonallığı .....	171
6.2.7. Qrunt suları və onların kimyəvi tərkibinin zonallığı .....	172
6.2.8. Təbii zonalarda torpaq eroziyasının intensivliyi və gətirmələr axımı .....	174
6.2.9. Çay axımının zonal və azonal transformasiyası .....	178
6.2.10. Hidroloji rayonlaşdırmanın prinsipləri .....	180
Ədəbiyyat .....	182
<b>7. Hidroloji nəzəriyyələr .....</b>	<b>185</b>
7.1. Hidrometriyanın nəzəri əsasları .....	185
7.2. Maksimal axımın hidromexaniki nəzəriyyələri .....	187
7.3. Infiltrasiya nəzəriyyəsi .....	189
7.4. Asılı gətirmələrin hərəkət nəzəriyyələri .....	192
7.5. Məcrə prosesləri nəzəriyyəsi .....	194
Ədəbiyyat .....	197
Terminlər göstəricisi .....	200

## GİRİŞ

Müasir hidrologiya iki hissədən ibarətdir: nəzəri və tətbiqi hidrologiya.

Tətbiqi hidrologiyanın çox qədim tarixi var. Məsələn, hələ eramızdan 4000 il əvvəl Nil çayı üzərində bənd inşa olunmuş və bu, əkin sahələrini genişləndirməyə imkan vermişdir. Qədim Mesopotamiyada şəhərləri daşqınlardan qorumaq üçün hündür torpaq bəndlərdən istifadə olunurdu. Yunan və Roma akvedukları, qədim Çin suvarma sistemləri qədim hidrotexniki qurğuların əla nümunələridir. İndi müxtəlif ölkələrdə inşa olunmuş daha mükəmməl və etibarlı hidrotexniki qurğular əhalinin içməli su təchizatında, kənd təsərrüfatının irriqasiya suyu ilə təminatında, hidroenerji istehsalında, daşqınlardan mühafizə və su ehtiyatlarından daha səmərəli istifadə planlarının hazırlanmasında və s. məsələlərin həllində müstəsna rol oynayır. Bu gün birmənalı etiraf etmək olar ki, tətbiqi hidrologiya öz missiyasını uğurla yerinə yetirir və istifadə olunan hidroloji hesablama metodlarının əsasını empirik və yarımempirik asılılıqlar təşkil edir.

Təəssüflə qeyd etmək lazımdır ki, nəzəri hidrologiyanın nailiyyətləri azdır. Nəzəri hidrologiya və tətbiqi hidrologiya arasında müəyyən boşluq var: nəzəri hidrologiya öz inkişafında praktikanın tələblərindən geri qalır. Müasir hidrologiyanın nəzəri əsasları iki hissədən ibarətdir. Birinci və əsas hissəni digər elmlərdən (fizika, hidromexanika, riyaziyyat, fiziki coğrafiya) götürülən nəzəriyyələr, ikinci hissəni isə hidrologiyanın öz nəzəriyyələri təşkil edir.

Aydındır ki, hidrologiyanın nəzəriyyəsi və praktikasısı arasında sıx qarşılıqlı əlaqə olmalıdır. Elmi konsepsiyalar, hipotezlər və nəzəriyyələr və onların ayrı-ayrı hissələri praktikada yoxlanılmalı və bu yolla təstiqlənməli və ya təkmilləşdirilməlidir. Və sonra bu nəzəriyyələr əsasında praktikada istifadəyə yararlı metodlar işlənməlidir.

Elmi hidrologiyanın tarixinin 1674-cü ildən hesablanmasına baxmayaraq, bu günə kimi, nə Qərbi ölkələrində, nə də keçmiş

SSRİ məkanında hidrologiyanın nəzəri əsaslarına həsr olunmuş dərslik və ya monoqrafiya yazılmayıb. Düzdür, bəzi kitablarda qarşıya qoyulan məqsəddən asılı olaraq, fizika və ya hidromexanikanın hidrologiyada istifadə olunan nəzəriyyələri və ya hidrologiyanın özünün ayrı-ayrı nəzəriyyələri haqqında məlumat verilir. Bu kitabda ilk dəfə olaraq hidrologiyanın nəzəri əsasları sistemləşdirilmiş halda təqdim edilir.

Keçən əsrin 30-cu illərində məşhur fizik, Nobel mükafatı laureatı L.D.Landau nəzəri fizika üzrə minimum kurs hazırlamışdı. Təqdim olunan bu kitab hidrologiya sahəsində tədqiqat aparan gənc alimlər üçün belə bir minimum rolunu oynaya bilər. Bu kitab hidrologiyanın nəzəri əsaslarına həsr olunmuş ilk təcrübə olduğu üçün, təbii ki, müxtəlif nöqsan və çatışmazlıqlar qaçılmazdır.

Kitab 7 fəsildən ibarətdir.

I fəsildə (Girişdə) hidrologiya elmi və onun elmlər sisteminə yeri haqqında, həmçinin suyun fiziki və kimyəvi xassələri haqqında məlumat verilir.

II fəsildə hidrologiyada nəzəriyyənin vəziyyəti təhlil olunur, hidroloji qanun və qanunauyğunluq anlayışları müqayisə edilir və hidrologiyada istifadə olunan tədqiqat metodlarına baxılır.

III fəsil hidroloji proseslərin öyrənilməsində istifadə olunan fundamental fiziki qanunlara həsr olunub.

IV fəsildə əsas diqqət hidrodinamikanın çaylarda suyun hərəkət qanunauyğunluqlarını ifadə edən differensial tənliklərinə və onların həlli yollarına verilmişdir.

V fəsildə ehtimal nəzəriyyəsi və riyazi statistikamın hidrologiyada tətbiqi əsaslandırılmış, analitik (nəzəri) paylanma funksiyaları və onların parametrləri, xətti korrelyasiya haqqında məlumat verilmişdir.

VI fəsil fiziki coğrafiyanın əsas qanunauyğunluqları və onların hidrologiyada tətbiqinə həsr olunmuşdur.

VII fəsildə nəzəriyyə adlandırılan, lakin əslində konsepsiya və ya yarımempirik nəzəriyyə olan bəzi sırf hidroloji nəzəriyyələrə baxılır.

## 1.1. Hidrologiya və onun elmlər sistemində yeri

Hidrologiyanın su haqqında elm kimi ümumi qəbul olunmuş tərifı yoxdur. Müxtəlif məlum təriflərdə deyilir ki, hidrologiya təbiət sularının xassələrini, aqreقات halının hidrosferdə yayılmasını, dövrənini, həmçinin bu sular da baş verən hadisə və prosesləri öyrənir.

“Hidrologiya” elminin çoxsaylı təriflərindən yalnız aşağıdakı üç səviyyəvi tərifı qeyd etmək məqsədəuyğundur.

1. Rus alimi M.A.Velikanov (Великанов,1948): hidrologiya, Yerın səthində suyun fəaliyyəti haqqında elmdir.

2. Almaniyalı hidroloq R.Keller (Келлер,1965): hidrologiya, Yerın səthində və altında təbii halda olan sular haqqında elmdir.

3. Hidrologiya səth sularını, onlar atmosfer yağıntılarını şəklində Yerın səthinə düşdüyü andan ta okeanlara axıb çatana kimi öyrənən elmdir (Океан-Атмосфера...,1983).

Qeyd etmək lazımdır ki, əvvəllər hidrologiyaya, okeanologiya və hidrogeologiya (geohidrologiya) da aid edilirdi. Hazırda “hidrologiya” dedikdə çox vaxt “qurunun hidrologiyası” (kontinental hidrologiya) nəzərdə tutulur.

Hidrologiya və hidrogeologiyanın həm ümumi, həm də fərqli aspektləri var. Nəzəriyyə, modelləşdirmə, hesablaşma və proqnoz nöqtəyi nəzərindən hidrogeologiyayı hidrologiyadan ayırmaq anlaşılmazdır. Mahiyyətə də bu vahid elmdir. Lakin mühəndisi hidrologiya və mühəndisi hidrogeologiya praktik məsələlərin həlli baxımından bir-birindən kəskin fərqlənir. Ənənəvi olaraq hidrogeologiya geologiyaya aid edilir.

Hidrologiyanın əsas bölmələri konkret su obyektlərini öyrənir:

- Çayların hidrologiyası
- Göllərin hidrologiyası
- Yeraltı suların hidrologiyası



- Buzlaqların hidrologiyası
- Bataqlıqların hidrologiyası
- Torpaq hidrologiyası

Hidrologiyanın digər bölmələri də var: hidrometriya, hidroqrafiya, hidrofizika, hidrokimya, tətbiqi hidrologiya, ekohidrologiya.

Müxtəlif elm sahələrinin ilk təsnifatını Aristotel (eramızdan əvvəl 384-322-ci illər) vermişdir. O, bütün elmləri üç qrupa bölmüşdür: təbiət (fizika), cəmiyyət (etika) və məntiq haqqında elmlər. Bu təsnifatında nəinki hidrologiya heç coğrafiya da yoxdur.

Müasir dövrdə bütün coğrafiyaçı alimlər hidrologiyanı fiziki coğrafiyanın tərkib hissəsi-komponent fiziki coğrafi elm hesab edirlər. Hidrologiyada coğrafi istiqaməti inkişaf etdirən tədqiqatçılar da bu fikirlə razılaşırlar. ABŞ-da hidrologiya üzrə məşhur kursun müəllifləri hidrologiyanı fiziki-coğrafiyanın sahəsi kimi təqdim edirlər (Линслей и др., 1962). Lakin, hidromexanika, hidravlika, hidroloji prosesləri riyazi modelləşdirmə və s. istiqamətlərdə tədqiqat apararı hidroloq-alimlər başqa cür fikirləşirlər:

- hidrologiya fundamental elmdir (Железняков, 1989);
- hidrologiya eyni dərəcədə həm coğrafi, həm də texniki elmlərə aid edilə bilər (Соколовский, 1968).

Hazırda ümumi fikir belədir ki, *hidrologiya* coğrafi elmlərə aid olmaqla digər fiziki-coğrafi elmlərlə-meteorologiya və iqlimşünaslıq, geomorfologiya, landşaftşünaslıq, qlyasiologiya, kartoqrafiya və s. ilə sıx əlaqəlidir. Bu əlaqələr təbii mühitin bütövlüyünü, onun ayrı-ayrı komponentlərinin bir-birinə qarşılıqlı təsirini əks etdirir.

Belə ki, meteorologiya və iqlimşünaslıq bir çox hidroloji hadisələri (yağış daşqınları, buzlaqlarda qar və buzun akumulyasiyası və s.) izah etməyə imkan verir. Çay dərələri və məcraları, yarıqlar, çay deltaları və s. həm hidrologiya, həm də geomor-

fologiyanın tədqiqat obyektləridir. Atmosfer yağıntıları müxtəlif landşaft komplekslərində çay axımına transformasiya olunur.

Hidrologiya digər təbiət elmləri-geologiya, geokimya və torpaqsünəşliq ilə də əlaqəlidir.

Hidrologiyaya fundamental elmlər-fizika, kimya, biologiya və riyaziyyat güclü təsir göstərir. Bir çox hidroloji qanunauyğunluqların əsasını fiziki qanunlar təşkil edir. Fizikanın bəzi bölmələrinin-hidrofizika, termodinamika, hidromexanika və hidravlikanın rolu daha böyükdür. Hidrologiyanın bölmələrindən biri olan hidrokimyada kimyəvi maddələrin qarşılıqlı təsiri qanunlarından və bu maddələrin kimyəvi tərkibinin analiz metodlarından istifadə olunur.

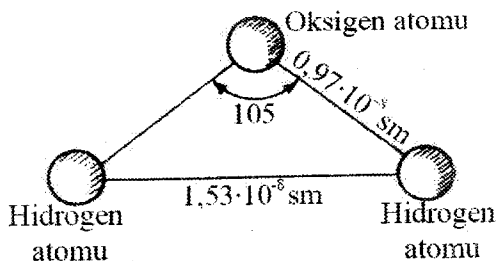
Hidroloji müşahidə məlumatlarının riyazi işlənməsində riyazi statistika və ədədi təhlil metodları geniş tətbiq edilir. Axımın formalaşma prosesinin öyrənilməsi, axım xarakteristikalarının hesablanması və proqnozu üçün riyazi modellər perspektivli hesab olunur.

Hidroloji məlumatlar bazalarının yaradılmasında informatikanın (hidroinformatikanın) rolu əvəzsizdir.

Yuxarıda qeyd olunanları ümumiləşdirərək demək olar ki, müasir hidrologiyanın fiziki, kimyəvi, bioloji, ekoloji, geoloji, riyazi, coğrafi aspektləri var.

## **1.2. Suyun quruluşu və fiziki xassələri**

Su molekulu  $H_2O$  hidrogen və oksigenin dayanıqlı birləşməsidir. Onun quruluşu belədir: üç nüvə (2 hidrogen və 1 oksigen) bərabəryanlı üçbucaq əmələ gətirir. Oksigen atomu bu üçbucağın təpəsində, hidrogen atomları isə oturacağında yerləşir (şəkil 1.1). Su molekulu öz ölçülərinə görə diametri  $3 \cdot 10^{-10}m$  (0.3 nanometr) olan kürəyə uyğundur.



**Şəkil 1.1.** Su molekulunun quruluş sxemi

Məlumdur ki, təbiətdə suya üç aqreقات halda rast gəlinir. Bir aqreقات haldan o birinə keçdikdə su molekulu bir qədər deformasiyaya uğrayır və molekullararası məsafə azalır (buz-su-su buxarı istiqamətində). Bu deformasiya nəticəsində bərabəryanlı üçbucağın təpə bucağı buz üçün  $109.5^{\circ}$ , su üçün  $105^{\circ}03'$  və su buxarı üçün  $104^{\circ}27'$ -yə bərabərdir.

Su buxarı hidrol adlanan sadə su molekullarından ( $\text{H}_2\text{O}$ ) ibarətdir. Maye su hidrol, dihidrol ( $\text{H}_2\text{O}$ )<sub>2</sub> və trihidrol ( $\text{H}_2\text{O}$ )<sub>3</sub> molekulalarının qarışığıdır. Buzda isə trihidrollar üstünlük təşkil edir.

Suyun fiziki xassələri sabitlər və ölçü vahidləri sistemində də öz əksini tapmışdır: suyun donma temperaturu (və ya buzun ərimə temperaturu)  $0^{\circ}\text{C}$ , qaynama temperaturu isə  $100^{\circ}\text{C}$  qəbul olunmuşdur (hər ikisi atmosfer təzyiqi  $1013 \text{ mbar} = 101.3 \text{ kPa} = 760.6 \text{ mm cv.st.}$  olduqda).

Buz əridikdə su molekulaları bir-birinə yaxınlaşır. Buna görə də su donduqda onun həcmi 9% artır və  $0^{\circ}\text{C}$  temperaturda buzun sıxlığı suyun sıxlığından az olur. Bunun nəticəsində su obyektləri səthdən başlayaraq donur. Suyun maksimal sıxlığı  $3.98^{\circ}\text{C}$  temperaturda müşahidə olunur. Suyun soyuması davam etdikdə, başqa sözlə  $3.98^{\circ}\text{C}$ -dən aşağı düşdükdə səthdə suyun sıxlığı nisbətən az olur və bu su donana kimi aşağıdakı nisbətən isti su layının üstündə qalır. Su obyektinin səthində yaranan buz örtüyü altıda qalan suyun istiliyinin azalmasının qarşısını

alır. Nəticədə, donmuş çay və göllərdə buzun altında həyat davam edir.

Suyun bir sıra anomal xassələri var və bu su molekullarının quruluşunun mürəkkəbliyi və su bir aqrekat haldan o birinə keçdikdə onların qəfəslərinin yenidən qurulması ilə izah olunur.

**Suyun sıxlığı və xüsusi həcmi.** Suyun sıxlığı,  $\rho$ , baxılan temperaturda onun kütləsinin,  $m$ , həcminə,  $V$ , olan nisbətinə deyilir:  $\rho = \frac{m}{V}$ . Sıxlığın ölçü vahidi  $q/sm^3$  və ya  $kq/m^3$ -dir.

Qaz və mayələrin kinetik nəzəriyyəsinə görə temperatur artdıqda bütün cisimlərin xüsusi həcmi də artır, yəni sıxlıq azalır. Lakin su fərqli xassəyə malikdir. Temperatur  $0^{\circ}C$ -dən  $4^{\circ}C$ -yə kimi artdıqda suyun tetraedr strukturu qismən dağıldığına görə sıxlıq artır. Lakin temperaturun yüksəlməsi davam etdikdə molekullararası məsafə artır və sıxlıq azalır (xüsusi həcm artır).

Dəniz suyunda ən böyük sıxlığa uyğun temperatur həm də duzluluqdan asılıdır. Temperatur artdıqca və duzluluq azaldıqca, sıxlıq azalır. Əksinə, temperatur aşağı düşdükcə və duzluluq artdıqca, sıxlıq artır.

Aşağıda suyun əsas fiziki xassələrinin qısa səciyyəsi verilir.

**İstilik tutumu.** Bütün maddələr arasında hidrogen və maye ammonium istisna olmaqla suyun xüsusi istilik tutumu ən yüksəkdir və  $1.0 \text{ kal}/(q^{\circ}C)$  dərəcəyə bərabərdir. Maddənin istilik tutumu 1 qram maddəni  $1^{\circ}C$  qızdırmaq üçün tələb olunan istilik miqdarına deyilir.

Dəniz suyunun istilik tutumu şirin su ilə müqayisədə bir qədər aşağıdır. Çünki, duzlu məhluldakı maddələrin istilik tutumu çox azdır. Adətən bütün maye və bərk maddələrin istilik tutumu temperatur artdıqca çoxalır. Suyun temperaturu  $0^{\circ}C$ -dən  $40^{\circ}C$ -ə qədər artdıqda onun istilik tutumu azalır, sonra isə artmağa başlayır.

Dəniz suyunun duzluluğu artıqca da onun istilik tutumu azalır.

Suyun istilik tutumunun hava və süxurların istilik tutumundan böyük olması yer kürəsində iqlimlə əlaqədar baş verən istilik və dinamiki proseslərə çox güclü təsir göstərir.

**İstilik keçiriciliyi.** *Suyun istilik keçiriciliyi* çox zəifdir. Temperaturu  $20^{\circ}\text{C}$  olan kimyəvi təmiz suyun istilik keçiriciliyi  $0.57 \text{ Vt}/(\text{m}^{\circ}\text{C})$  təşkil edir. Bu o deməkdir ki, 1 saniyə ərzində sahəsi  $1 \text{ m}^2$  olan səthdən ona perpendikulyar istiqamətdə  $0.57$  Coul istilik keçir.

Su, buz ( $2.24 \text{ Vt}/(\text{m}^{\circ}\text{C})$ ) və hava ( $1.80 \text{ Vt}/(\text{m}^{\circ}\text{C})$ ) istiliyi pis keçirir və buna görə də təbii su obyektlərində dərinliklərə istilik çox zəif ötürülür. Dərindəki suların qızması su kütlələrinin şaquli qarışması ilə əlaqədardır. Dünya okeanında isə əsas rol turbulენტliklə əlaqədar olan istilik keçiriciliyi oynayır. Su, qar və buzun istilik keçiriciliyinin kiçik və əksinə istilik tutumunun böyük olması su obyektlərindəki canlılar üçün çox əlverişlidir.

**Buxarlanma və buzəmələgəlmənin gizli istiliyi.** Su qızdırılarkən su buxarının elastikliyi və xarici təzyiq bərabərləşdikdə su qaynayır. Normal atmosfer təzyiqində ( $760.6 \text{ mm cv.st}$ ) kimyəvi təmiz suyun qaynama temperaturu  $100^{\circ}\text{C}$ -ə bərabər olur. Təzyiq artıdıqca qaynama temperaturu da artır. 1 qram su buxarlandıqda (və ya kondensasiya olunduqda) müəyyən miqdarda istilik sərf olunur (və ya ayrılır) ki, bu da buxarlanmanın (və ya buxarəmələgəlmənin) gizli xüsusi istiliyi adlanır və temperatur  $0^{\circ}\text{C}$  olduqda  $597 \text{ kal/q}$  təşkil edir. Temperatur artdıqca, bu kəmiyyət azalır.

1 qram buz əritmək üçün tələb olunan istiliyin miqdarı ərimənin gizli istiliyi adlanır ( $80 \text{ kal/q}$ ). 1 qram su buza çevrildikdə də eyni miqdarda istilik ayrılır və buna buzəmələgəlmənin gizli xüsusi istiliyi deyilir.

Dəniz suyu duzluluqdan asılı olaraq müxtəlif temperaturalarda donur. Buna görə də, buzun ərimə istiliyi  $80 \text{ kal/q}$ -dan ( $t = -1^{\circ}\text{C}$  və duzluluq  $0\%$ )  $48 \text{ kal/q}$ -a ( $t = -2^{\circ}\text{C}$  və duzluluq  $15\%$ ) qədər dəyişir.

Buxarlanma və buzəmələgəlmənin gizli istiliyinin yüksək

olması yer kürəsinin istilik balansı üçün çox böyük əhəmiyyət kəsb edir.

**Səthi gərilmə.** Suyun sərbəst səthində molekullararası qüvvələr bütün molekulları mayenin daxilinə çəkməyə və sərbəst səthi kiçiltməyə çalışır. Bunun nəticəsində suyun səthinə perpendikulyar yönəlmiş *səthi gərilmə qüvvəsi* yaranır. Səthi gərilmə əmsalı temperatur və duzluluqdan asılı olaraq  $7.13 \cdot 10^{-2} - 7.65 \cdot 10^{-2} \text{ N/m}$  arasında dəyişir.

Sututarların səthində ilkin kapilyar dalğaların əmələ gəlməsi bu qüvvə ilə əlaqədardır.

**Özlülük.** Su daxili sürtünməyə və ya özlülüyə malikdir:

$$f_{\eta} = \frac{du}{dz} \eta, \quad (1.1)$$

burada,  $f_{\eta}$ -daxili sürtünmə qüvvəsi;  $\eta$ -turbulent özlülük (sürtünmə) əmsalı;  $\frac{du}{dz}$  - sürət qradientidir.

Kiçik sürətli laminar hərəkətdə su şırnaqları bir-birinə qarışmır. Belə hərəkət üçün *molekulyar özlülük* səciyyəvidir. Temperatur  $0^{\circ}\text{C}$  olduqda, təmiz suyun molekulyar özlülük əmsalı  $0.01795 \cdot 10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m/s}$  olur.

Laminar hərəkət öyrənildikdə bəzən molekulyar özlülük əmsalı *kinematik özlülük əmsalı* ilə əvəz olunur:  $\nu = \frac{\eta}{\rho}$  ( $\rho$ -suyun sıxlığıdır).

Temperatur artdıqca molekulyar özlülük əhəmiyyətli dərəcədə azalır, duzluluq artdıqca isə o da artır. Təbii şəraitdə turbulent özlülüklə müqayisədə molekulyar özlülüyün əhəmiyyəti azdır.

Turbulent xarakterli hərəkətlərin tədqiqi zamanı molekulyar özlülük əmsalı turbulent daxili sürtünmə əmsalı ilə əvəz olunur.

**Elektrik keçiriciliyi.** Şirin su elektrik cərəyanını pis keçirir. Dəniz suyunun bu xassəsi temperatur və duzluluqdan asılıdır. Temperatur  $0^{\circ}\text{C}$ -dən  $24^{\circ}\text{C}$ -yə və duzluluq 6%-dən 40%-ə kimi dəyişdikdə *suyun elektrik keçiriciliyi*  $0.61 / (\text{Om} \cdot \text{m})$ -dən  $6.11 / (\text{Om} \cdot \text{m})$ -ə qədər artır.

### 1.3. Suyun kimyəvi xassələri

Suyun tərkibində həll olmuş və asılı halda olan müxtəlif maddələr olduğuna görə, təbii sular demək olar ki, heç zaman kimyəvi təmiz olmur. Hidrosferin atmosfer, litosfer və biosferlə qarşılıqlı təsiri nəticəsində su həqiqi və kolloid məhlullar əmələ gətirir. Həqiqi məhlullarda həll olmuş maddələrin ölçüləri  $10^{-7}$  mm-dən kiçik, molekul və ion formasında olur. Kolloid məhlullarda isə molekul və ionlar qrup əmələ gətirir və onların ölçüləri  $10^{-1}$ - $10^{-5}$  mm arasında dəyişir. Kolloid məhlullar daha dayanıqlıdır, lakin təbii sulara onların miqdarı çox azdır.

Təbii sular kimyəvi tərkibinə, qatılığına, kimyəvi elementlərin bir-biri ilə birləşmə formasına görə fərqlənir.

D.İ.Mendeleyevin dövrü sistemindəki kimyəvi elementlərin yarısından çoxu materik və dəniz sularında aşkar edilib. Beləliklə, təbii sular kimyəvi tərkibinə görə mürəkkəb kompleks məhlullardır. O.A.Alekin (Алекин, 1970) təbii sulardakı kimyəvi maddələri beş qrupa bölür:

- *əsas ionlar* (xlor  $\text{Cl}^-$ , sulfat  $\text{SO}_4^{2-}$ , hidrokarbonat  $\text{HCO}_3^-$ , karbonat  $\text{CO}_3^{2-}$ , natrium  $\text{Na}^+$ , kalium  $\text{K}^+$ , maqnezium  $\text{Mg}^{2+}$  və kalsium  $\text{Ca}^{2+}$ );

- *həll olmuş qazlar* (oksigen  $\text{O}_2$ , azot  $\text{N}_2$ , karbon  $\text{CO}_2$ , hidrogen  $\text{H}_2$ , hidrogen sulfid  $\text{H}_2\text{S}$  və s.);

- *biogen maddələr* (azot və fosfor birləşmələri)

- *mikroelementlər* (litium, yod, mis, titan, sink və s.)

- *üzvi maddələr* (bitki və heyvan qalıqları).

Suda qaz və üzvi maddələr molekul, duzlar, ionlar və qismən komplekslər, bəzi mineral və üzvi birləşmələr isə kolloid halında olur.

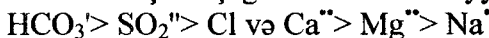
Atmosfer yağıntıları torpağa süzülərkən müxtəlif maddələri həll edir, duzlar və üzvi qalıqlarla zənginləşir və qaz tərkibini də dəyişir. Ana süxurlara çatdıqda suyun kimyəvi tərkibi bir qədər də dəyişir. Yer qabığına təşkil edən süxurlar təbii suların mineralaşma mənbəyidir. Üç belə mənbə var:

- kimyəvi aşınma prosesi nəticəsində əmələ gələn və həll olan duzlar;
- dəniz mənşəli duz çöküntüləri (karbonatlar, sulfatlar, xloridlər və s.);
- müxtəlif çökmə süxurlarda və torpaq örtüyündə adsorb-siya olunmuş duzlar.

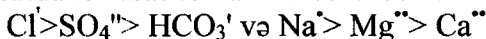
Bu mənbələrdən başqa, təbii suların minerallaşma dərəcəsinə vulkan püskürmələri zamanı Yerın təkindən ayrılan maddələr də təsir göstərir. Təbii suların kimyəvi tərkibinin formalaşmasında fiziki-coğrafi şəraitin də rolu böyükdür.

Müasir dövrdə antropogen təsir nəticəsində (çirkab sularının su obyektlərinə axıtılması, faydalı qazıntıların hasilatı, su anbarlarının inşası və s.) təbii suların kimyəvi tərkibi əhəmiyyətli dərəcədə dəyişir.

Materik və okean sularında əsas ionların miqdarının nisbəti fərqlidir. Materik suları üçün aşağıdakı nisbət səciyyəvidir.



Okean sularında isə əsas ionların nisbəti belədir:



Təbii sularında gedən bioloji, biokimyəvi və s. proseslərdə suda həll olmuş qazların rolu böyükdür. Oksigen və karbon qazı daha böyük əhəmiyyətə malikdir. Bioloji proseslərin intensivliyi həm də hidrogen ionunun miqdarından asılıdır.

Qazların suda həll olması qazın su səthinə təzyiqindən (parcial təzyiqdən), suyun temperaturu və duzluluğundan asılıdır. Suyun temperaturu və duzluluğu artdıqca, qazların həll olması azalır.

Cədvəl 1.1

**1 atm təzyiqində qazların suda həll olması (ml/l)**

Duzluluq, ‰	t=0 °C			t=24 °C		
	O <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	O <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>
0	49.24	23.00	1715	29.38	14.63	782
16	40.1	15.02	1489	24.8	9.36	695
20	38.2	14.21	1438	23.6	8.96	677



Oksigen suya atmosferdən və su bitkilərində gedən fotosintez prosesi nəticəsində daxil olur. Lakin üzvi maddələrin oksidləşmə prosesi (üzvi qalıqların çürüməsi, qıçqırma) və canlı orqanizmlərin tənəffüsü nəticəsində oksigenin miqdarının azalması baş verir. Həll olmuş oksigenin bir hissəsi su səthindən atmosfərə qaydır.

Karbon qazı suda əsasən həll olmuş molekullar halında olur. Bu molekulların bir hissəsi su ilə reaksiyaya girərək hidrokarbonat turşusu  $H_2CO_3$  əmələ gətirir. Adətən suda həll olmuş karbon qazından danışdıqda karbon qazı və hidrokarbonat turşusunun cəmi nəzərdə tutulur. Demək olar ki, bütün təbii sulara müəyyən miqdarda karbon qazı var. Bu qaz suda həll olan üzvi maddələrin oksidləşməsi nəticəsində yaranır. Onun daha bir mənbəyi suyun təmasda olduğu torpaq örtüyündə gedən proseslərdir.

Karbon qazının bir hissəsi fotosintez prosesi nəticəsində sərf olunur. Onun miqdarının azalma səbəblərindən biri də atmosfərə qayıtmasıdır.

Kimyəvi təmiz suda hidrogen ionları suyun dissosiasiyası nəticəsində əmələ gəlir:  $H_2O=H^+OH^-$ . Təbii sulara isə hidrogen ionlarının miqdarı əhəmiyyətli dərəcədə karbon turşusunun dissosiasiyasından asılıdır:  $H_2CO_3 \rightleftharpoons HCO_3^- + H^+$ .

Hidrogen ionu  $H^+$  suyun turşuluq, hidrooksil ionu  $OH^-$  isə qələvilik xassəsinin daşıyıcısıdır. Kimyəvi təmiz suda bu iki ionun miqdarı əks işarə ilə götürülmüş üst göstərici (onluq loqarifm) ilə ifadə olunur və pH onun simvoludur:  $pH = -\lg [H^+]$ .

Beləliklə, neytral xassəli su üçün  $pH=7$ . Əgər,  $pH < 7$  olarsa, onda su turş,  $pH > 7$  olarsa, onda qələvi xassəli sayılır. Adətən təbii sularda pH 6.5-8.5 arasında dəyişir.

Suda olan biogen maddələrə ilk növbədə nitrat  $NO_3^-$ , nitrit  $NO_2^-$ , ammonium  $NH_4^+$  və fosfat turşusunun  $H_2PO_4^-$ ,  $HPO_4^{2-}$  ionları aiddir. Təbii sulara bu maddələr üzvi maddələrin parçalanması nəticəsində əmələ gəlir. Suda onların miqdarı az olur, lakin bu maddələr canlıların həyatı üçün böyük

əhəmiyyətə malikdir. Azot və fosfor birləşmələrindən başqa, dəmir və silisium birləşmələri də biogen maddələr qrupuna daxildir.

Təbii sular da 40-dan artıq mikroelement aşkar olunub (litium, rubidium, yod, barium, manqan, mis, sink, titan və s.), lakin onların miqdarı cüzdür.

Təbii sular da qeyri-üzvi birləşmələrdən başqa, həmişə üzvi maddələr də olur. Onlar müxtəlif bitki və heyvan orqanizmlərinin parçalanma məhsullarıdır. Bu maddələr həm su obyektlərinin özündə yaranır, həm də onlara kənardan (hövzədən) daxil olur. Bu maddələrin tərkibi mürəkkəbdir və onlar suya sarımtıl rəng verir. Belə maddələr çox zaman humin maddələr adlanır. Üzvi maddələrin xarici mənbələrindən biri də məişət və sənaye çirkab sularıdır.

Təbii suların kimyəvi tərkibinin öyrənilməsi kimyəvi elementlərin dövrəni və planetimizdə həyatın təkamülünün tədqiqi, həmçinin okean, dəniz, göl və çayların təbii ehtiyatlarından istifadə üçün çox mühüm əhəmiyyətə malikdir.

### Ədəbiyyat

1. Алекин О.А. Основы гидрохимии. Л.; Гидрометеоздат, 1970.
2. Великанов М.А. Гидрология суши.-Л.: Гидрометеоздат, 1948.-530 с.
3. Винников С.Д., Проскуряков Б. В. Гидрофизика.-Л.: Гидрометеоздат, 1988.-248с.
4. Давыдов Л.К., Дмитриева А.А., Конкина Н.Г. Общая гидрология. Л.: Гидрометеоздат, 1973.-462с.
5. Догановский А.М., Малинин В.Н. Гидросфера Земли. Ст-П., Гидрометеоздат, 2004.-630с.
6. Догановский А.М. Гидрология суши (общий курс).-СПб.: РГГМУ, 2012.-524с.
7. Железняков Г.В. Гидравлика и гидрология М., 1989.-376с.
8. Келлер Р. Воды и водный баланс суши., М., 1965.

9. Линслей Р.К., Колер М.А., Паулюс Д.Л.Х. Прикладная гидрология. Л.: Гидрометеиздат, 1962.-760с.
10. Михайлов В.Н., Добровольский А.Д., Добролюбов С.А. Гидрология. М.: Высш. шк., 2008.-463с.
11. Океан-Атмосфера. Л., Гидрометеиздат, 1983.
12. Соколовский Д.Л. Речной сток. Л., Гидрометеиздат, 1968.-539с.
13. Чеботарев А.И. Общая гидрология. Л.: Гидрометеиздат, 1975.-544с.

## 2. HIDROLOGİYADA METODOLOGIYA

### 2.1. Hidrologiyada nəzəriyyə

Müasir hidrologiyanın ən mühüm problemlərindən biri onun nəzəriyyəsinin vəziyyətidir.

Yer elmlərinin metodologiyasında üç istiqamət ayırmaq olar (Виноградов и Виноградова, 2008). Birinci istiqamətin əsasını empirik – təsviri metodlar təşkil edir. İkinci istiqamət digər elm sahələrindən götürülən nəzəriyyələrə əsaslanır. Üçüncü istiqamət isə konkret yer elminin öz nəzəriyyələri bazasında inkişaf etdirilir.

Ənənəvi hidrologiyada birinci istiqamət üstünlük təşkil edib. Onun əsasları XX əsrin 30-50-ci illərində formalaşmışdır. Bu istiqamətin mövqeyi indi də güclüdür. İkinci istiqamətin nəzəri əsası birbaşa fizika, hidrodinamika, riyazi fizika və riyazi statistikadan götürülüb. Fiziki coğrafiyanın əsas qanunauyğunluqları da bu istiqamətə aid edilə bilər. Hidrologiyada üçüncü istiqamət çox zəif inkişaf etmişdir. Bir neçə sırf hidroloji nəzəriyyəyə bu kitabın 7-ci fəslində baxılır.

Elmi nəzəriyyənin bir çox tərifləri məlumdur. Hans Şelyeyə görə “nəzəriyyələr – mövcud faktları birləşdirən saplardır” (Селье, 1987). *Hidroloji nəzəriyyə* elmi anlayış, prinsip, konsepsiya, hipotez və ideyaları bir-biri ilə əlaqələndirən və hidroloji proseslərin qanunauyğunluqlarını ümumiləşdirən qapalı sistemdir. Nəzəriyyənin əsas dili riyaziyyatdır.

Vaxtı ilə elmdə sistemli yanaşmanın banisi Lüdviq fon Bertalanfi riyazi düsturlarsız sözlə ifadə olunan nəzəriyyələrin faydalı olması haqqında fikir irəli sürmüşdür (Берталанфи, 1969). Lakin hidroloji proseslərin riyazi modelləşdirilməsi ilə məşğul olan alimlər bu fikirlə razılaşmır və hesab edirlər ki, sözlə ifadə olunan nəzəriyyələr, müvafiq elm sahəsinin empirik-təsviri səviyyədə olduğunu göstərir (Виноградов, 1988).

Hidrologiyada nəzəriyyə dedikdə nə başa düşülməlidir və

nəzəriyyədə riyaziyyatdan hansı səviyyədə istifadə olunmalıdır? Çox zaman “nəzəriyyə” və “qanun” anlayışlarının bir-birinə yaxın olmaları vurğulanır. Adətən, nəzəriyyənin əsasını bir qanun yox, qanunlar qrupu təşkil edir. Bəzən “nəzəriyyə” və “model” terminlərinin oxşarlığı qeyd olunur. Məsələn, “çox zaman embrion formasında olan nəzəriyyə model adlandırılır” (Мэрион, 1975).

Ümumiyyətlə, ideal halda mövcüd nəzəriyyə əsasında model tərtib olunmalıdır. Lakin belə nəzəriyyə heç də həmişə mövcud olmur. Belə halda modelin tərtibi ilə paralel müvafiq nəzəriyyənin əsası qoyulur.

Elmi hidrologiyanın tarixi 1674-cü ildən hesablınsa da, hələ 1896-cı ildə tanınmış avstriyalı hidroloq A. Penk (Penck, 1896) yazırdı ki, fiziki coğrafiyanın hidrosferi öyrənən bölmələri arasında çayların tədqiqində irəliləyiş ən azdır və axar suların hidrologiyası yalnız texniki və praktiki nöqtəyi-nəzərdən inkişaf edir.

XIX əsrin axırı və XX əsrin əvvəllərində hidrologiyanın fiziki əsasları geniş qəbul olunmurdu. Artıq, əvvəllər alınmış əksər empirik nəticələr məqbul sayılmırdı. Bu səbəbdən, bəzi maraqlı təşkilatlar hidroloji tədqiqatları öz proqramları əsasında həyata keçirməyə başladı. Təqribən 1930-cu ildən başlayaraq rəşional analiz (empirik analizin əksi) empirik analizi sıxışdırmağa başladı (Jones and et al., 1963). L. Şermanın vahid hidroqrafı (Sherman, 1932), R. Hortonun infiltrasiya nəzəriyyəsi (Horton, 1933) və s. həmin dövrün böyük uğurları hesab olunur (Виссмен и др., 1979).

1950-ci ildən başlayaraq hidroloji problemlərin həllində nəzəri yanaşma sırf empirik metodları əhəmiyyətli dərəcədə sıxışdırdı. Fizikanın nailiyyətləri hidroloji hadisə və proseslərin mexanizmini daha yaxşı öyrənməyə şərait yaratdı (Виссмен и др., 1979). Lakin mövcud reallıqlar ABŞ hidroloqlarının bu optimizmini bölüşməyə əsas vermir. Təkcə bu faktı qeyd etmək kifayətdir ki, hələ indi də istər Qərb ölkələrində, istərsə də

keçmiş SSRİ məkanında çay axımının əsas xarakteristikaları empirik düsturlara görə hesablanır (İmanov, 2011).

Hələ də hidrologiyada nəzəriyyənin vəziyyəti qənaətbəxş hesab edilə bilməz. XX əsrin ortalarında M.A.Velikanov hidrologiyanın dörd tədqiqat metodundan birinin nəzəri analiz olduğunu qeyd etmişdir. Onun fikrincə, nəzəri analiz müşahidə məlumatları və eksperimentlərin nəticələri ilə yanaşı mexanika və fizikanın əsas qanunları əsasında yerinə yetirilir (Великанов, 1948). Beləliklə, M.A.Velikanov hidrologiyanın nəzəri əsaslarını fizika və mexanikanın aidıyyatı olan qanunlarında görür.

Ümumiyyətlə, hidrologiyaya aid elmi ədəbiyyatda, xüsusilə son 30-40 ildə “nəzəriyyə” sözü çox az işlənir. Yalnız bir neçə iri əsərin adında “nəzəriyyə” sözü var (Бефани, 1949; 1958; Протоdjяконов 1932; 1940; Нежиховский, 1993). Lakin bu əsərlərin hec biri həqiqi nəzəri iş kimi qəbul olunmur. İlk iki müəllifin əsərləri artıq köhnəlmişdir. R.A.Nejixovski öz monoqrafiyasında nəzəriyyəyə yığılmış biliklərin nizamlanmış toplusu kimi baxır və etiraf edir ki, hidroloji məsələlərin nəzəri həll yolları hələ də məhduddur.

Hidroloji proseslərin riyazi modelləşdirilməsi ilə məşğul olan tanınmış alimlər belə hesab edirlər ki, yalnız riyazi modellərin işlənməsi nəzəri hidrologiyanın rüşeymlərinin yaranmasına təkan vermişdir (Кучмент, 1983; Виноградов, 1988; Корень, 1991; Коваленко и др., 2006). Lakin bu müəlliflər də etiraf edirlər ki, mövcud modellər və nəzəri yanaşmalar hələ mükəmməl deyillər və təbii hidroloji prosesləri adekvat təsvir etmirlər.

Hidrologiya ilə kəşifən bir sıra elm sahələrində - hidrofizika, meteorologiya, okeanologiya nəzəri aspekt kifayət qədər aydın hiss olunur. Coğrafiya elmində isə (kartoqrafiya istisna olmaqla) digər elmlərdən götürülməyən nəzəri əlamətlər görünməmiş (Виноградов и Виноградова, 2008). Bu fikir, əslində tanınmış hidroloq alim Y.B.Vinoqradova məxsusdur. Bəs tanınmış coğrafiyaçı alimlərin bu məsələyə münasibətləri

necədir?

İngiltərəli Devid Harvey 1969-cu ildə Londonda işıq üzü görmüş və 1974-cü ildə rus dilinə tərcümə olunmuş monoqrafiyasında yazır ki, öz nəzəriyyəsi olmadan coğrafiya elmi fərdiliyini təsdiqləyə bilməz (Харвей, 1974). O, həmçinin qeyd edir ki, yaxın onillikdə coğrafiyanın ən birinci vəzifəsi güclü nəzəri baza hazırlamaqdır. D. Harvey 1970-ci illər üçün şüar təklif etmişdir: “Siz bizi nəzəriyyələrimizə görə tanıyacaqsınız”. Lakin Y.B.Vinoqradov yazır ki, nə 70-ci illərdə, nə də ki, sonrakı onilliklərdə biz coğrafların nəzəriyyələrini görmədik.

Ş.V.Kalesnikə görə hər hansı bir coğrafi hadisə və proses haqqında məlumatlar toplusu yalnız o zaman həqiqi elm hesab oluna bilər ki, bu məlumatlar tədqiqat obyektinin mövcudluğu, paylanması və inkişafının qanunauyğunluqlarını müəyyən edən nəzəriyyə ilə zənginləşsin. Coğrafiya elmi də bu yolla inkişaf edir (Калесник, 1970).

V.S.Jekulin qeyd edir ki, coğrafiyaçıları bir çox nəzəriyyələr işləmişlər: təbii kompleks (landşaft) nəzəriyyəsi; rayonlaşdırma nəzəriyyəsi; landşaftların əmələ gəlmə nəzəriyyəsi; relyefin peneplenləşməsi nəzəriyyəsi və s. (Жекулин, 1989).

K.N.Dyakonov yazır ki, fiziki coğrafiyanın spesifik qanunları var və bu qanunlar o qədər də səliqəli ifadə olunmayıblar, lakin buna baxmayaraq onlara nəzəri problemlərin həllində strateji əsas kimi baxılmalıdır (Дьяконов, 1981).

D.L.Armanda görə fundamental elmlər (riyaziyyat, fizika, kimya, məntiq) öz nəzəriyyələrini yaxşı inkişaf etdirirlər. Lakin fiziki coğrafiya, biologiya və astronomiyada vəziyyət fərqlidir. Bu elmlərdə nəzəri biliklər toplanmış empirik faktlardan çox geri qalır (Арманд, 1975). Bütün təbiət elmləri arasında coğrafiya daha çox geri qalmışdır (Смирнов, 1971). Bunun obyektiv səbəbləri var. Belə ki, fiziki coğrafiya kompleks elmdir və eyni zamanda çoxsaylı komponentləri öyrənir. Bu komponentlərin müxtəlif xüsusiyyətlərini səciyyələndirən çoxsaylı

faktlar arasında ən mühümlərini seçmək, onları sistemlərdirmək və təhlil etmək çox çətinidir. Başqa bir səbəb budur ki, coğrafiya landsaft təbəqəsi daxilindəki mövcud ümumi qarşılıqlı əlaqələrin elmi izahı vəzifəsini çox gec ortaya qoymuşdur. Bütün bunlara baxmayaraq fiziki coğrafiyanın ümumi nəzəriyyəsinin hazırlanması istiqamətində səylər davam etdirilməlidir (Арманд, 1975).

Yuxarıda qeyd olunduğu kimi, hər bir elmin nəzəriyyələrinin əsasını qanunlar təşkil edir. Həm hidrologiyada, həm də fiziki coğrafiyada çoxsaylı qanun və qanunauyğunluqlar aşkar olunub. Lakin bu terminlər birmənalı qəbul olunmur və bu səbəbdən kitabın növbəti paragrafi qanun və qanunauyğunluq terminlərinin izahına və onların nisbətinin təhlilinə həsr olunub. Və istər-istəməz, bu paraqrafta hidrologiya və fiziki coğrafiyada nəzəriyyə məsələlərinə bir daha toxunulur.

## 2.2. Qanun və qanunauyğunluqlar

Təbiət qanunları maddi aləmin əsas xassələrini əks etdirdiklərinə görə, onlar bu xassələri öyrənən elmlərin-riyaziyyat, fizika, kimyanın nəzəriyyəsinin tərkib hissəsidir. Nə coğrafiya, nə də hidrologiya materiyanı elementlərə bölmür və onun əsas xassələrini tədqiq etmir. Buna görə də təbiət qanunları coğrafiya və hidrologiyanın nəzəriyyəsinə aid edilmir və onların tədqiqat obyektı deyil (Арманд, 1975). Bütün təbiət elmlərinin əsasında fizikanın anlayışları və onun qanunları durur (Физический...,1983). Cansız təbiətdə gedən bütün proseslər fizika və kimyanın qanunlarına tabedir (Моисеев, 1987). Lakin Yer haqqında elmlərdə, xüsusilə fiziki coğrafiyada və qismən hidrologiyada bu ümum-elmi tezislə hesablaşmırlar. Belə fikir formalaşmışdır ki, nəzəriyyənin işlənməsi və elmin nüfuzunun qaldırılması üçün “qanun” zəruri atributdur (Виноградов и Виноградова, 2008; Арманд, 1975).

*Təbiət qanunu və təbii qanunauyğunluq anlayışlarına*



aydınlıq gətirək. *Qanun*-hadisələr arasında zəruri, əhəmiyyətli, dayanıqlı, təkrarlanan nisbətdir. Qanunun sözlə ifadə olunan hissəsi ilə yanaşı, həmişə riyazi ifadəsi olur. Qanunlar üç qrupa bölünür:

- universal fiziki qanunlar (təbiət qanunları);
- təsir sahəsi məhdud olan fiziki qanunlar;
- empirik və qismən nəzəri cəhətdən əsaslandırılan və təsir sahəsi məhdud olan fenomenoloji qanunlar.

*Təbiət qanunu* elə bir qaydadır ki, bu qaydaya görə əgər, təbiətdə müəyyən elementar şərait mövcuddursa, onda bu şəraitdən hökmən müəyyən nəticə hasil olur. *Təbii qanunauyğunluq* da qaydadır və bu qaydaya görə əgər, təbiətdə müəyyən şərait kompleksi yaranırsa, onda bu mürəkkəb şəraitdən hökmən müəyyən bir nəticə hasil olur (Арманд, 1975).

Hidrologiyada *qanun* terminindən istifadə olunmur və *qanunauyğunluq* termininə üstünlük verilir. *Qanunauyğunluq* çox sayda təkrarlanan elmi faktır (Нежиховский, 1993).

Digər hidroloqların fikrincə *qanunauyğunluq* termini eyni zamanda iki məkanı əks etdirməlidir (Виноградов и Виноградова, 2008):

- qanunauyğunluq, hadisə və ya prosesin əsas amillərdən asılılığının aşkarlanan xüsusiyyətidir;
- qanunauyğunluq, fiziki qanunların mürəkkəb hadisə və proseslərdə təzahürüdür.

Başqa bir tərifə görə *qanunauyğunluq* (və ya *spesifik qanun*), ümumi qanunların təsirinin kəsişdiyi yerdir (Голованов, 1974).

Qanun və qanunauyğunluq terminləri arasında taksonomik dərəcə fərqi var. Aydındır ki, qanunauyğunluğun rəngi daha aşağıdır (Арманд, 1975; Виноградов и Виноградова, 2008).

N.A.Solntsev (Н.А.Солнцев) və həmmüəllifləri etiraf edirlər ki, indiyə kimi coğrafiyanın heç bir qanunu olmayıb və buna görə də onu ikinci dərəcəli elm sayırlar (Ландшафтоведение, 1963). Lakin D. L. Armand haqlı olaraq sual qoyur ki,

coğrafiyanın tarixinin üçüncü minilliyində onun qanunlarının aşkarlanacağını gözləmək qərribə deyilmi? Məgər, bu o demək deyil ki, coğrafi qanunlar sadəcə olaraq yoxdur və coğrafiya üçün belə qanunlar səciyyəvi deyildir? (Armand, 1975). O, A.A.Qriqoryevin (Григорьев, 1943) işlədiyi fiziki coğrafiya nəzəriyyəsinə coğrafi “qanunları” daxil etmək istəyinin uğursuzluqla nəticələnməsini məhz bununla izah edir

Y.B.Vinoqradov və T.A.Vinoqradova (Виноградов и Виноградова, 2008) A.A.Qriqoryev və M.I.Budikonun (Григорьев и Будыко, 1956) təklif etdikləri *coğrafi zonallığın dövrü qanununu* təhlil edərək yazırlar ki, bu qanunun yalnız adı var, tərifi isə heç yoxdur. Onlar əksər coğrafiyaçıların qəbul etdikləri coğrafi qanunları, həmçinin hidroloji qanunları mövcud olmayan qanunlar adlandırırlar.

D.L.Armand (Арманд, 1975) qeyd edir ki, A.Q.İsaçenkunun (Исаченко, 1971) şübhələrinə baxmayaraq, coğrafi zonallığın dövrü qanunu əsil coğrafi qanunauyğunluqdur, çünki o nəzəri cəhətdən aydın şəkildə əsaslandırılmışdır.

Coğrafi qanunauyğunluqların daha dolğun siyahısını S.V.Kalesnik tərtib etmişdir (Калесник, 1970). Onun bu siyahısında 35 qanunauyğunluq sayıla bilər. Bunlardan yalnız 5-6-sı əsas təbiət qanunları ilə izah olunur və fiziki coğrafiyanın nəzəriyyəsinə zənginləşdirir (Арманд, 1975).

Hidroloji qanunauyğunluqlara misal olaraq aşağıdakıları göstərmək olar:

1. Maksimal axım modulunun sutoplayıcı sahə üzrə reduksiyası
2. Göllərin axıma tənzimləyici təsiri
3. Hortonun müxtəlif dərəcəli çayların sayı qanunu.

Qeyd etmək lazımdır ki, bu qanunauyğunluqların hər birinin nəzəri izahı var.

Bu bölməni D. L. Armandın fikirləri ilə yekunlaşdırmaq olar (Арманд, 1975):

1. Təbiət qanunları coğrafi elmlərin predmeti deyil.

2. Fiziki coğrafiya kompleks elm kimi yalnız təbii qanunauyğunluqları öyrənir. Bu fiziki-coğrafiyanın komponent elmlərinə (hidrologiya, geomorfologiya və s.) də aiddir.

3. Qanunauyğunluğun nəzəri forması elmi biliyin ali formasıdır.

### **2.3. Hidrologiyanın tədqiqat metodları**

#### **2.3.1. Ümumi metodlar**

Müasir hidrologiyada hidroloji prosesləri öyrənmək üçün müxtəlif metodlardan istifadə olunur.

Hidrologiyada *çöl tədqiqat metodları* xüsusi əhəmiyyətə malikdir. Tarixən, təbiət qanunlarının dərk edilməsində bu ilk üsul olub. Lakin indi də istənilən hidroloji tədqiqatda çöl işlərinin nəticələrindən istifadə olunur. Çöl tədqiqat metodları iki qrupa bölünür: *ekspedision və stasionar metodlar*. Birinci qrup metodlar müxtəlif su obyektlərində nisbətən qısamüddətli (bir neçə gündən bir neçə ilə kimi) ekspedisiyaların təşkilini nəzərdə tutur. İkinci qrup metodlar isə su obyektləri üzərində təşkil olunmuş xüsusi hidroloji məntəqə və stansiyalarda uzunmüddətli (adətən çoxillik) müşahidələrin yerinə yetirilməsinə əsaslanır. Adətən, hidroloji tədqiqatlarda bu iki qrup metodlardan birgə istifadə olunur.

Hidroloji xarakteristikalar üzərində müşahidələr müxtəlif müasir cihazlarla yerinə yetirilir. Su obyektlərinin dibinin relyefini öyrənmək və dərinlikləri ölçmək məqsədilə exolot və hidrolokatorlar tətbiq olunur və ölçmələrin nəticələri avtomatik rejimdə kompyuterdə qeyd edilir. Son illərdə çöl tədqiqatlarının nəticələrinin ərazi üzrə əlaqələndirilmə məsələsi «peyk naviqasiyasının» (GPS) köməyi ilə həll olunub.

Son dövrdə aerokosmik müşahidə və planaalmalar, avtomatik hidroloji müşahidə məntəqələri, lokatorlar vasitəsilə distansion müşahidə və ölçmə metodları geniş istifadə olunur.

Radiolokatorların köməyi ilə buludlar üzərində müşahi-

dələr yerinə yetirilir və bu metod atmosfer yağıntıları və onların əmələ gətirdiyi daşqınları proqnozlaşdırmağa imkan verəcək. Su obyektlərinin vəziyyəti üzərində müşahidələrin aparılmasında aviasiyanın və kosmik aparatların imkanları çox böyükdür. Belə ki, təyyarələrdə quraşdırılmış və infraqırmızı diapozonda işləyən radiometrlər dəniz və göllərin səthində suyun temperaturunu təyin etməyə imkan verir. Keçən əsrin 80-90-cı illərində peyk şəkillərindən istifadə etməklə Xəzər dənizinin səviyyəsinin qalxmasının sahil zona və çay mənsəblərinə təsiri qiymətləndirilmişdir. Hazırda Aral dənizinin quruması və deqradasiyası üzərində müşahidələr yalnız peyk şəkillərinə görə yerinə yetirilir.

Hidrologiyada həmçinin, *eksperimental tədqiqat metodlarından* geniş istifadə olunur. Eksperimentlər laboratoriya və ya çöl şəraitində yerinə yetirilir. Məsələn, laboratoriyalarda su və gətirmələrin hərəkət rejimləri, çay məcrasının deformasiyaları, hidrokimyəvi proseslər və s. öyrənilir. Çöl şəraitində, su obyektlərinin xüsusi seçilmiş hissələrində tədqiqatlar aparılır. Bəzən isə tədqiqatlar xüsusi "eksperimental meydançalar"da, "eksperimental sutoplayıcılar"da, "su balans stansiyalarında" və s. yerinə yetirilir.

Müxtəlif hidroloji xarakteristikalar arasındakı əlaqələri və ya bu xarakteristikaların onlara təsir göstərən amillərdən asılılıqlarını müəyyən etmək, müxtəlif hidroloji hadisələrin baş vermə ehtimalını qiymətləndirmək üçün *statistik metodlar* tətbiq edilir.

Çox zaman hidroloji tədqiqatların yekun mərhələsində nəzəri ümumiləşdirmə və təhlil yerinə yetirilir. Hidrologiyada nəzəri metodlar fizikanın qanunlarına və hidroloji xarakteristikaların məkan-zaman dəyişmələrinin coğrafi qanunauyğunluqlarına əsaslanır. Belə müasir metodlara misal kimi riyazi modelləşdirməni, sistemli təhlili, hidroloji-coğrafi ümumiləşdirmə, hidroloji rayonlaşdırma və xəritələşdirməni, geoinformasiya texnologiyalarını göstərmək olar.

### 2.3.2. *Çay axımının tədqiqat metodları*

Çay axımının tədqiqində istifadə olunan metodlar təhlil olunan hadisələrin əlamətlərinə görə qruplaşdırılır.

Çay axımı haqqında birbaşa və əsas informasiya mənbəyi, baxılan su obyektinin rejimi üzərində yerinə yetirilmiş müşahidə məlumatlarıdır. Lakin bu məlumat mənbəyi həm hidrometrik məntəqələrin fəaliyyət dövrü, həm də hidroloji obyektlərin müşahidələrlə əhatə olunması baxımından məhduddur. Tədqiqatlar mümkün qədər bu boşluqları doldurmalıdır. Bununla əlaqədar tədqiqat metodlarının əsas vəzifələri aşağıdakılardır (Крицкий, Менкель, 1981);

- obyekt üzərində yerinə yetirilmiş müşahidə məlumatlarından maksimum informasiya alınması;
- müşahidə dövrü qısa olduqda analoq çayların məlumatlarından istifadə etməklə informasiyanın artırılması;
- üzərində hidroloji müşahidələr yerinə yetirilməyən su obyektləri üçün axım əmələgətirən amillər, ilk növbədə iqlim amilləri haqqında məlumatların təhlili.

Axırncı iki məsələnin həllində əsas yanaşma axım xarakteristikaları ilə iqlim və digər fiziki-coğrafi xarakteristikalar arasında əlaqələrin müəyyən olunmasıdır. Beləliklə, iki qrup hidroloji tədqiqat metodunun işlənməsi tələb olunur. Birinci qrup metodlar axım haqqında mövcud məlumatların birbaşa işlənməsini, ikinci qrup metodlar isə axım xarakteristikaları ilə onun formalaşma şəraitini səciyyələndirən fiziki-coğrafi göstəricilər arasında asılılıqların müəyyən edilməsini nəzərdə tutur.

Hidrologiyada, adətən birinci qrup metodlar *statistik*, ikinci qrup metodlar isə *genetik metodlar* adlanır. Statistik təhlil elementləri hidroloji tədqiqatların bütün növləri, hətta genetik analiz üçün səciyyəvidir.

*Statistik metodlar* müşahidə məlumatlarının təhlili nəticəsində onların müəyyən əlamətlərini aşkar etməyə imkan verir. Lakin bu metodlar müəyyən olunmuş əlamət və qanunauyğunluqların səbəbini birbaşa izah etmir.

Hidrologiyanın müasir inkişaf səviyyəsində çay axımının çoxillik tərəddüdlərinin qanunauyğunluqlarını aşkar etmək üçün yalnız statistik metodlardan istifadə olunur. Çay axımı və iqlim amillərinin zamana görə dəyişməsi yalnız statistik metodların tətbiqi ilə öyrənilir.

*Genetik metodların* əsasını çay axımı və onu formalaşdıran fiziki-coğrafi amillər, ilk növbədə meteoroloji amillər arasında səbəb-nəticə əlaqələri təşkil edir. Bu amillərin birgə təsiri nəticəsində çay sutoplayıcısına düşən atmosfer yağıntılarının bir hissəsi axıma tranformasiya olunur. Çay sutoplayıcısının ölçüləri, forması, onun landşaft göstəriciləri hidroloji asılılıqların parametrləri kimi istifadə olunur. Artıq bu *empirik asılılıqlar* səviyyəsində axım və onu əmələgətirən amillər arasında mövcud olan səbəb-nəticə əlaqələri kəsilir. Belə ki, müasir iqlimşünaslıq meteoroloji hadisələrin daha böyük miqyaslı geofiziki və heliofiziki amillərdən (Günəş aktivliyi, qabarma-çəkilmə qüvvələri, planetlərarası qravitasion əqalələr) asılılığını izah edə bilmir.

Müxtəlif fiziki proseslər genetik metodlarla öyrəniləndə, statistik üsullardan da istifadə olunur. Suyun açıq məcralarda və məsaməli mühitdə hərəkəti, buxarlanma və s. prosesləri müəyyən şərtlər çərçivəsində fiziki baxımdan təhlil etmək olur. Bu proseslərin əsas qanunauyğunluqları suyun əsas xassələrisıxlığı, özlülüyü, praktiki olaraq sıxılmayan olması və s. ilə əlaqədardır. Baxılan proseslər elə sxematikləşdirilir ki, onların ilkin və sərbəhd şərtləri riyazi baxımdan ifadə etmək mümkün olsun. Buna misal olaraq hidromexanika məsələlərinin nəzəri həllini göstərmək olar. Belə metodlarla alınan həllər böyük əhəmiyyətə malikdir, çünki onlar əsas prinsiplial nisbətləri aşkar etməyə imkan verir. Lakin bu nəzəri həllər praktik məsələlərin həllində yalnız sadə hallarda, məsələn hidrostatikada tətbiq oluna bilər. Hətta düzgün formalı məcralarda suyun hərəkətinin analitik tədqiqi yalnız laminar hərəkət üçün yerinə yetirilir.

Mürəkkəb hidroloji hadisələrin riyazi ifadəsini almaq üçün nəzəri sxemlərə suyun əsas fiziki xassələri ilə yanaşı, həmçinin baxılan hadisələr haqqında təcrübi yolla müəyyən olunmuş fərdi məlumatlar da daxil edilməlidir. Belə xarakteristikalar empirik əmsallar şəklində hidravlikada və digər tətbiqi sahələrdə geniş istifadə olunur.

Axımın formalaşma şəraiti çox mürəkkəbdir. Əsas iqlim amilləri (atmosfer yağıntıları, buxarlanma) zamana görə tərəddüd edir və bu tərəddüdlər əhəmiyyətli dərəcədə təsadüfi xarakter daşıyır. Çay hövzəsində suyun hərəkəti çoxsaylı və qarşılıqlı əlaqələrə malik amillərdən asılıdır. Onların hövzə üzrə paylanması və suyun hərəkəti prosesinə təsiri dəqiq riyazi düsturlarla ifadə olunmur. Belə amillərə hövzənin ölçüləri və forması, relyefi, torpaq və bitki örtüyü, müxtəlif sukeçiriciliyə malik suxurların yatımı və s. aiddir. Hövzənin bu xüsusiyyətlərinin təsirini nəzərə almaq üçün şərti xarakteristikalardan istifadə olunur, yəni hadisələr zamana görə və ərazi üzrə ortalaşdırılır. Məsələn, real axımı formalaşdıran çoxsaylı yağışlar və qar örtüyü haqqında məlumatların əvəzinə hesablama düsturlarına illik yağıntı layı, hövzə üzrə ortalaşdırılmış yağış intensivliyi daxil edilir. Hər iki ortalaşdırma növünə misal, axım moduludur. Məlumdur ki, yağıntılar zamana görə və ərazi üzrə çox mürəkkəb paylanır. Hətta kiçik çay hövzəsinin elementar hissələri yamacların səmtindən, torpağın sukeçiriciliyindən, bitki örtüyündən və s. asılı olaraq axımın formalaşmasında fərqli iştirak edir.

Yuxarıda göstərilənlər axım xarakteristikaları ilə iqlim və digər fiziki-coğrafi göstəricilər arasında empirik asılılıqlardan istifadənin labüdlüynə dəlalət edir. Bəzən axımı formalaşdıran çay hövzəsinə “qara qutu” kimi baxılır (Гриневич, 1963). Bu termin kibernetikadan götürülüb. Belə hesab olunur ki, prosesin “girişi” və “çıxışı” haqqında müəyyən xarakteristikalar məlumdur, lakin “qutunun” daxilində baş verən hadisələr haqqında heç nə məlum deyil. Çay hövzəsi misalında “giriş” kimi

atmosfer yağıntıları, “çıxış” kimi isə qapayıcı məntəqədə qeydə alınan axım qəbul oluna bilər. Lakin belə yanaşma yalnız ona görə məna kəsb edə bilər ki, axımın əmələgəlmə prosesini əvvəldən axıra kimi riyazi baxımdan ifadə etmək mümkün deyil. Buna baxmayaraq, “qara qutu” yanaşması sutoplayıcıda suyun hərəkətinin öyrənilməsində böyük əhəmiyyətə malikdir. Belə ki, baxılan proses keyfiyyətə öyrənilir və eyni zamanda baxılan hadisələr arasında səbəb-nəticə əlaqələri, onların riyazi ifadələri müəyyən olunur. Bu əlaqələrin ədədi parametrləri statistik metodlarla empirik yolla təyin edilir. Statistik metodları korrekt tətbiq etmək üçün, tədqiqatın əsasını baxılan proseslər haqqında düzgün fiziki təsəvvürlər təşkil etməlidir.

Yuxarıda yerinə yetirilmiş təhlili belə ümumiləşdirmək olar. Axımın tədqiqi və hesablanması genetik və statistik metodlarla yerinə yetirilir. Axımın və onu formalaşdıran geofiziki və heliofiziki proseslərin çoxillik tərəddüd qanunauyğunluqlarını aşkar etmək və kəmiyyətə qiymətləndirmək üçün statistik metodların tətbiqi tələb olunur. Axım ilə onu əmələgətirən fiziki-coğrafi amillər arasında əlaqələrin aşkarlanmasına və onların kəmiyyətə ifadə olunmasında genetik və statistik metodlardan birgə istifadə edilir. Tədqiqatların prinsipial istiqamətləri və qanunauyğunluqların xarakteri fiziki təsəvvürlər əsasında müəyyən olunur. Bu qanunauyğunluqların və asılılıqların kəmiyyət göstəriciləri başlıca olaraq statistik metodlarla təyin edilir.

Hidrologiya elmi su təsərrüfatı praktikası ilə sıx əlaqəlidir. Bu əlaqə su ehtiyatlarının effektiv istifadəsini təmin etməklə praktikanı zənginləşdirmişdir. Lakin o hidrologiya elminin inkişafı üçün də zəruridir. Müasir dövrdə çay sistemlərinin rejimi təkcə təbii amillərin deyil, həmçinin antropogen amillərin təsiri altında formalaşır. Çayların üzərində su anbarları inşa olunur, çaylardan kanallar vasitəsilə su götürülür, bir hövzədən başqa hövzəyə axım ötürülür və s. Qlobal iqlim dəyişmələri də çayların rejiminə əhəmiyyətli təsir göstərir. Yeni şərait hidroloji hadisələrin öyrənilməsində yeni yanaşmaların tətbiqini tələb edir.



## Ədəbiyyat

1. İmanov F.Ə. Hidroloji hesablamalar. Bakı, 2011.-264 s.
2. Анучин В.А. Теоретические проблемы географии. М., 1960.
3. Арманд Д.Л. Наука о ландшафте. М., 1975.
4. Бергаланфи Л. Общая теория систем. В сб.: Системные исследования. М., 1969.
5. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока.- ч.І. Одесса, 1949; ч.ІІ. Л., 1958.
6. Бунге В. Теоретическая география. М., 1967.
7. Великанов М.А. Гидрология суши. Л., 1948.
8. Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А. Современные проблемы гидрологии. М., 2008.-320 с.
9. Виноградов Ю.Б. Математическое моделирование процессов формирования стока. Л.: Гидрометеиздат, 1988.-312 с.
10. Виссмен У., Харбаф Т.И., Кнепп Д.У. Введение в гидрологию. Л.: Гидрометеиздат, 1979.-470 с.
11. Ганс Селье. От мечты к открытию: как стать ученым. М., 1987.
12. География в системе наук. Под ред. В.С. Жекулина и С.Б.Лаврова. Л., 1987.
13. Голованов В.Н. Законы в системе научного знания. М., 1964.
14. Григорьев А.А. Закономерности строения и развития географической среды. М.: Мысль, 1966.-382 с.
15. Григорьев А.А., Будыко М.И. О периодическом законе географической зональности. Доклады АН СССР, 1956, т.110, N1.
16. Гриневич Н.А. Исследование характеристик режима возобновляющихся источников энергии воды, ветра и солнца.-Тр. Ин-та энергетики и автоматики АН Уз. ССР., 1963.
17. Дьяконов К.Н. Географические законы и их физическая сущность. Вопросы географии 117. Геофизика ландшафта. М., 1981.-с. 28-40.
18. Дэвид Харвей. Научное объяснение в географии. М., 1974.
19. Жекулин В.С. Введение в географию. Л., 1989.-272 с.

20. Забелин И.М. Теория физической географии. М., 1959.
21. Исаченко А.Г. Системы и ритмы зональности. Изв. ВГО, N1, 1971.
22. Коваленко В.В., Викторова Н.В., Гайдукова Е.В. Моделирование гидрологических процессов.- СПб., изд. РГГМУ, 2006.-559 с.
23. Калесник С.В. Общие географические закономерности Земли. М., 1970.
24. Корень В.И. Математические модели в прогнозах речного стока.-Л.: Гидрометеоиздат, 1991.-200 с.
25. Крицкий С.Н., Менкель М.Ф. Гидрологические основы управления речным стоком. М.: Наука, 1981.-249 с.
26. Кузин П.С., Бабкин В.И. Географические закономерности гидрологического режима рек. Л.: Гидрометеоиздат, 1979.-200с.
27. Кучмент Л.С., Демидов В.Н., Мотовилов Ю.Г. Формирование речного стока.М.: Наука, 1983.-216 с.
28. Ландшафтоведение. М., 1963.
29. Мэрион Дж.Б. Физика и физический мир. М., 1975.
30. Моисеев Н.Н. Алгоритмы развития. М., 1987.
31. Нежиховский Р.А. Теория познания и методы гидрологии. СПб., 1993.
32. Протодяконов М.М. Теория стока поверхностных вод. М., 1940.
33. Смирнов А.М. Общегеографические понятия.-Вопросы географии., 1971, N88.
34. Физический энциклопедический словарь. М., 1983.
35. Философский словарь. М., 1981.-446 с.
36. Jones P.B., Walker G.D., Harden R.W. and Mc Daniels L.L. The Development of the Science of Hydrology. Circular № 63-03, Texas Water Commission, April, 1963.
37. Horton R.E. The role of Infiltration in the Hydrologic Cycle. Trans. Am. Geophys. Union, Vol. 14, 1933.
38. Scherman L.R. Stream-Flow from Rainfall by Unit-Graph Method. Eng. News Record, 1932.
39. Penck A. Untersuchungen über Verdunstung und Abfluss von grösseren Landflächen. Georg. Abh. von A.Penck. Wien, 1896.

### 3. HIDROLOJİ PROSESLƏRİN FİZİKİ ƏSASLARI

#### 3.1. Fizikanın fundamental qanunları və onların su obyektlərinin tətbiqində tətbiqi

Su obyektlərində hidroloji proseslər fizikanın fundamental qanunlarına müvafiq baş verir. Bu səbəbdən, hidrologiyada klassik fizikanın bir sıra qanunlarından geniş istifadə olunur. Bunlara misal olaraq, maddənin, istilik və mexaniki enerjinin, hərəkət miqdarının saxlanma qanunlarını göstərmək olar.

*Maddənin (kütlənin) saxlanma qanununa* görə qapalı (təcrid olunmuş) sistemdə kütlə dəyişmir. Su obyektləri isə açıq təbii sistemlərdir. Belə sistemlərdə maddənin saxlanma qanunu su obyektinə daxil olan və oradan kənarlaşan maddələrin kütləsi arasında tarazlığı ifadə edir. Bu yalnız suya deyil, həmçinin suda olan gətirmələrə, duzlara, həll olmuş qazlara və s. maddələrə də aiddir.

Su obyektləri üçün maddənin saxlanma qanununun kəmiyyətə ifadəsi su, gətirmələr və s. balans tənliyidir. Su obyektinə və ya yerin səthində ixtiyari qapalı kontur üçün  $\Delta t$  zaman intervalı ərzində maddənin balans tənliyi aşağıdakı kimi yazıla bilər:

$$\Delta m = m^+ - m^- \quad (3.1)$$

burada,  $m^+$ -su obyektinə kənardan daxil olan və ya obyekt daxilində digər maddələrdən əmələ gələn maddə kütləsi;  $m^-$ -obyektədən kənarlaşan və ya obyekt daxilində başqa maddələrin əmələ gəlməsinə sərf olunan maddə kütləsi;  $\Delta m - \Delta t$  zaman intervalı ərzində baxılan maddə kütləsinin dəyişməsidir.

Maddənin balans tənliyinin (3.1) hədlərinin ölçü vahidi kütlə vahididir ( $kq$ ). Lakin hidrologiyada həcm vahidlərindən də istifadə olunur. Bu, maddənin sıxlığı dəyişməz qaldıqda və ya az dəyişdikdə mümkündür. Məsələn, şirin sulu su obyektləri üçün belə yanaşma korrektdir, çünki belə suyun sıxlığı  $1000 \text{ kq/m}^3$ -dən az fərqlənir.

Tənlik (3.1) maddə kütləsinin balans tənliyinin integral formasıdır. Belə ki, bu tənlik  $\Delta t$  zaman intervalında kütlənin ümumi dəyişməsini ifadə edir. Əgər, bu tənliyin bütün hədlərini  $\Delta t$ -yə bölsək, onda maddə kütləsinin balans tənliyi diferensial formada alınar. Bu halda tənliyin sağ tərəfindəki hədlər maddə sərfinin ölçü vahidi ilə ifadə olunur ( $kq/s$ ).

*Istilik enerjisinin saxlanma qanunu* qapalı sistemdə enerjinin bir növdən başqa növə keçməsinin mümkünlüyü nəzərə alınmaqla enerjinin dəyişməzliyini səciyyələndirir. Açıq təbii sistem olan su obyektləri üçün bu qanun obyektə daxil olan və oradan çıxan istiliyin balansını müəyyən edir.

Su obyektlərin üçün istilik enerjisinin saxlanma qanununun riyazi ifadəsi aşağıdakı kimidir:

$$\Delta\theta = \theta^+ - \theta^- \quad (3.2)$$

burada,  $\theta^+$ -su obyektinə kənardan daxil olan istilik və obyekt daxilində mexaniki enerjinin istilik enerjisinə keçən hissəsi, həmçinin buzəmələgəlmə və su buxarı kondensasiya olunduqda, bəzi maddələr parçalandıqda ayrılan istilik;  $\theta^-$ obyektdən kənara çıxan istilik, obyekt daxilində suyun buxarlanması, buzun əriməsinə, kimyəvi və biokimyəvi proseslərə sərf olunan istilik;  $\Delta\theta\text{-}\Delta t$  zaman intervalında obyektə  $mc_p\Delta T$ -yə bərabər istilik miqdarının dəyişməsi;  $c_p$ -sabit təzyiqdə obyektin xüsusi istilik tutumu;  $m$ -obyektin kütləsi;  $\Delta T$ -temperaturun dəyişməsidir ( $\Delta T = T_{son} - T_{baş}$ ). İstilik balans tənliyi (3.2) hədlərinin ölçü vahidi couldur.

*Mexaniki enerjinin saxlanma qanununa* görə ixtiyari mexaniki sistemin tam enerjisi potensial ( $E_{pot}$ ) və kinetik ( $E_{kin}$ ) enerjinin cəminə bərabərdir və sürtünməyə sərf olunan enerji itkisi nəzərə alınmaqla həmişə sabit qalır:

$$E = E_{pot} + E_{kin} + E_{dis} \quad (3.3)$$

burada,  $E_{dis}$ -enerjinin dissipasiyasıdır (sürtünmə nəticəsində mexaniki enerjinin bir hissəsinin istilik enerjisinə çevrilməsidir).

Su obyektlərində mexaniki enerjinin saxlanma qanunu

sükunətdə olan suyun potensial enerjisinin hərəkətdə olan su axınının kinetik enerjisinə çevrilməsini səciyyələndirir.

Tənlik (3.3)-ün hədlərinin ölçü vahidi couldur.

*Hərəkət miqdarının (impulsun) saxlanma qanununa* görə, qapalı mexaniki sistemdə hərəkət miqdarı dəyişməz qalır:  $m \frac{dv}{dt} = 0$ , burada,  $m$ -sistemin kütləsi,  $\frac{dv}{dt}$ -onun təcildir. Su obyektləri üçün bu qanun hərəkət miqdarının dəyişmə qanununa transformasiya olunur. Başqa sözlə, su obyektlərində hərəkət miqdarının dəyişməsi sistemə təsir göstərən xarici qüvvələrin cəminə bərabərdir. Bu qanun mexikanın və ya Nyutonun ikinci qanununun su obyektlərinə tətbiqinin nəticəsidir. Bütün su obyektlərində suyun dinamiki qanuna uyğunluqlarının öyrənilməsinin əsasında hərəkət miqdarının dəyişmə qanunu durur.

Hərəkət miqdarının dəyişmə qanununun kəmiyyət ifadəsi hərəkət tənliyidir:

$$m \frac{dv}{dt} = \sum F, \quad (3.4)$$

burada,  $m$ -baxılan su həcmnin kütləsi;  $\frac{dv}{dt}$ -su həcmnin orta hərəkət sürətinin dəyişməsi;  $\sum F$ -bu həcmə təsir göstərən xarici həcm (kütlə) və səth qüvvələrinin cəmidir. Həcm qüvvələri suyun bütün həcminə, səth qüvvələri isə yalnız onun yan hissələrinə təsir göstərir.

Bu tənliyin (3.4) hədlərinin ölçü vahidi qüvvə vahidləridir ( $N$ , və ya  $kq \cdot m/s^2$ ). Bəzən tənliyin hər bir həddi kütləyə bölünür və onda ölçü vahidi kimi təcilin ölçü vahidlərindən istifadə edilir. Əgər, hər bir həddi baxılan su həcmnin çəkisinə ( $mg$ ) bölsək, onda bu hədlərin ölçü vahidi olmaz.

Su obyektlərində baş verən bütün proseslər-su kütləsi və həcmnin, minerallaşmanın, kimyəvi tərkibin, temperaturun, buz rejimi göstəricilərinin, su axınının hərəkət parametrlərinin və s. dəyişmələri xarici və daxili qüvvələrin təsiri altında maddələr, istilik və mexaniki enerji balansının toplananlarının dəyişmələrinə su obyektinin reaksiyasıdır.

### 3.2. Su balansı

Su obyektı və ya qapalı quru hissəsi (məsələn, çay hövzəsi) üçün maddənin saxlanma qanunu su həcminin balans tənliyi (adətən *su balansı tənliyi* deyilir) şəklində yazıla bilər:

$$x + y_1 + w_1 + z_1 = y_2 + w_2 + z_2 \pm \Delta u, \quad (3.5)$$

burada,  $x$ -obyektin səthinə düşən atmosfer yağıntıları;  $y_1$ -obyektə kənardan səth axımı;  $w_1$ -kənardan yeraltı axım;  $z_1$ -su buxarının kondensasiyası;  $y_2$ -obyektən kənara səth axımı;  $w_2$ -kənara yeraltı axım;  $z_2$ -buxarlanma;  $\Delta u$ -obyektdə su həcminin dəyişməsidir.

Tənlik (3.5) istifadə olunduqda aşağıdakılar nəzərə alınmalıdır: 1) həm maye (yağış), həm də sülb (qar) yağıntıların miqdarı. Qar örtüyündə olan su ehtiyatları qarın sıxlığı nəzərə alınmaqla su layı ilə ifadə olunmalıdır; 2) yerüstü və yeraltı suların həm obyektə, həm də obyektədən axımı qiymətləndirildikdə təbii göstəricilərlə yanaşı antropogen təsirlər də (məsələn, su obyektlərindən sügötmələr) nəzərə alınmalıdır; 3) kondensasiyanı adətən atmosfer yağıntıları ilə birləşdirir və ya buxarlanmadan çıxırlar; 4) buxarlanmanın bir neçə toplananı var-su səthindən buxarlanma, qar və buzun səthindən buxarlanma, torpaq səthindən buxarlanma, bitki örtüyündən buxarlanma (transpirasiya); 5)  $\Delta u$  su obyektində və ya torpaq örtüyündə, yeraltı sulu horizontlarda, qar örtüyündə suyun miqdarının dəyişməsidir. O, su balansı tənliyinin gəlir və çıxar hissələrinin fərqi kimi təyin olunur. Əgər, gəlir hissə çıxar hissədən böyükdürsə, onda obyektdə su yığılır (səviyyə qalxır) və  $\Delta u > 0$ ; əks halda əvvəllər obyektdə yığılmış su ehtiyatları azalır (səviyyə enir) və  $\Delta u < 0$  olur.

Su balansı tənliyinin (3.5) hədləri su layı ( $mm$ ,  $sm$ ,  $m$ ) və ya həcm vahidləri ( $m^3$ ,  $km^3$ ) ilə ifadə olunur. Buzlaqlar üçün su balansı tənliyi tərtib edildikdə kütlə vahidlərindən istifadə oluna bilər.

Hidrologiyada su balansı metodu bir çox hidroloji proses-

lərin, məsələn çay hövzəsində axımın əmələ gəlməsi, buzlaqların rejimi, göl və dənizlərin səviyyə təərəddüdlərinin öyrənilməsində geniş istifadə olunur. Bu metod aşağıdakı qaydada tətbiq edilir: tədqiqat obyektini üçün su balansını tənliyi (3.5) tərtib olunur; su balansının hər bir elementi təhlil olunur, əsas komponentlər müəyyən edilir; hər bir həddin hesablanma dəqiqliyi qiymətləndirilir; məlum hədlərə görə tənliyin məlum olmayan hədləri təyin edilir. Belə ki, buxarlanmanı hesablamaq çox mürəkkəb məsələ olduğundan, hidrologiyada çox zaman buxarlanma yağıntı və çay axımının fərqi kimi qiymətləndirilir.

### 3.3. Suda olan maddələrin balansını

Suda asılı və ya həll olmuş halda müxtəlif maddələr-gətirmələr, həll olmuş duzlar, qazlar və s. olur. Onların rejimi öyrəniləndikdə bu maddələrin kütləsinin saxlanma qanunu nəzərə alınır ( bax. tənlik (3.1)).

Suda həll olmuş maddələrin mənbələri eroziya prosesi, fiziki və kimyəvi aşınma, suyun maddələri həll etmə qabiliyyəti, atmosferlə mübadilə, kimyəvi, bioloji və s. proseslərdir. Əksər hallarda bu maddələr su obyektinə daxil olur və su ilə, məsələn yerüstü və yeraltı axımla obyektədən kənarlaşır. Buna görə də asılı və həll olmuş maddələrin balansını və rejiminin tədqiqi su balansının (3.5) təhlili əsasında yerinə yetirilməlidir. Müxtəlif duzların, bəzi kimyəvi element və qazların balansını tərtib olunduqda su obyektində baş verən mürəkkəb kimyəvi və biokimyəvi proseslər nəzərə alınmalıdır. Belə ki, bu proseslər nəticəsində baxılan maddənin miqdarı arta və ya azala bilər. Belə proseslərə misal olaraq fotosintez nəticəsində üzvi maddələrin əmələ gəlməsini və üzvi maddələrin çürüməsini göstərmək olar.

Asılı və həll olmuş maddələrin balansını öyrəniləndikdə, adətən bu maddələrin kütləsi haqqında yox, onun qatılığı ( $C$ ) haqqında məlumatlardan istifadə edilir. Qatılıq  $kq/m^3$  və ya  $mq/l$  ilə ifadə olunur. Bu halda baxılan maddənin kütləsi ( $m$ ) aşağıdakı düsturla ifadə olunur:

$$m = aCV, \quad (3.6)$$

burada,  $V$ -suyun həcmi;  $a$ -maddə qatılığının ( $C$ ) ölçü vahidindən asılı olan əmsaldır: ölçü vahidi  $kq/m^3$  olduqda  $a=1$ ,  $q/m^3$  (və ya  $mq/l$ ) olduqda  $a=10^{-3}$ .

### 3.4. İstilik balansı

İxtiyari su həcmi və quru sahəsi üçün istilik balansı tənliyinə (3.7) gəlir  $\theta^+$  və çıxar  $\theta^-$  hissələrin əsas toplananları daxil edilməlidir.

*İstilik balansı tənliyinin* ən mühüm həddi radiasiya balansıdır,  $R$ . O, su və ya quru səth tərəfindən udulan cəm qısdalğalı günəş radiasiyası  $\theta_c$  və baxılan səthdən effektiv uzundalğalı şüalanma  $I$  arasında fərqə bərabərdir:

$$R = \theta_c - I = (Q + q) \cdot (1 - r) - I. \quad (3.7)$$

burada,  $Q$ -düz günəş radiasiyası;  $q$ -səpələnən günəş radiasiyası;  $r$ -səthin albedo əmsalı, yəni əks olunan günəş radiasiyasının cəm radiasiyaya nisbəti;  $I$ -effektiv şüalanmadır və onun kəmiyyəti su və ya quru səthdən atmosfərə şüalanma və atmosferdən şüalanma arasında fərqə bərabərdir.

İstilik balansı tənliyinin bir sıra hədləri yerüstü və ya yeraltı sularla istiliyin daxil olması və ya kənarlaşmasını ifadə edir. İstilik balansının gəlir və çıxar hissələrini müvafiq olaraq  $\theta_g$  və  $\theta_c$  ilə işarə edək. Gəlir hissəni  $\theta_g = \theta_s^+ + \theta_y^+$ , çıxar hissəni isə  $\theta_c = \theta_s^- + \theta_y^-$  ifadə etmək olar. Burada,  $\theta_s$ -səth suları ilə daxil olan ( $\theta_s^+$ ) və ya kənarlaşan ( $\theta_s^-$ ) istilik miqdarı,  $\theta_y$  isə, eyni qayda ilə yeraltı sularla daxil olan ( $\theta_y^+$ ) və ya kənarlaşan ( $\theta_y^-$ ) istilik miqdarıdır.

İstilik balansı tənliyində həmçinin suyun atmosfer  $\theta_{atm}$  və süxurlarla  $\theta_{süx}$  istilik mübadiləsi də nəzərə alınır. Bu, su və hava, su və süxurlar arasında temperatur fərqinin olması ilə əlaqədardır. Atmosfer və süxur təbəqəsindən daxil olan istilik miqdarını müvafiq olaraq  $\theta_{atm}^+$  və  $\theta_{süx}^+$  ilə işarə etsək onların cəmi  $\theta_{müb}^+ = \theta_{atm}^+ + \theta_{süx}^+$  olar. Eyni qayda ilə balans tənliyinin



çıxar hissəsi üçün  $\theta_{müb}^- = \theta_{atm}^- + \theta_{süx}^-$  yazıla bilər.

Su bir aqreqat haldan başqa hala keçdikdə də istilik sərf olunur və ya ayrılır. Daxil olan istilik miqdarını  $\theta_{aq,h}^+$ , sərf olunanı isə  $\theta_{aq,h}^-$  ilə işarə edək. Onda balans tənliyinin bu toplananları müvafiq olaraq  $\theta_{aq,h}^+ = \theta_{buz}^+ + \theta_{kond}^+$  və  $\theta_{aq,h}^- = \theta_{ər}^- + \theta_{bux}^-$  kimi ifadə oluna bilər. Burada  $\theta_{buz}^+$  və  $\theta_{kond}^+$  - buz-əmələgəlmə (su donduqda) və su buxarının kondensasiyası zamanı ayrılan istilik;  $\theta_{ər}^-$  və  $\theta_{bux}^-$  - buzun əriməsi və suyun buxarlanmasına sərf olunan istilik miqdarıdır.

Atmosfer yağıntıları ilə daxil olan istilik  $\theta_x^+$  və kinetik enerjinin bir hissəsinin istilik enerjisinə çevrilməsi (enerjinin dissipasiyası,  $\theta_{dis}^+$ ) nəzərə alınmaqla, istilik balans tənliyi (3.7) aşağıdakı kimi yazıla bilər:

$$R + \theta_g + \theta_{müb}^+ + \theta_{aq,h}^+ + \theta_x + \theta_{dis} = \theta_{ç} + \theta_{müb}^- + \theta_{aq,h}^- \pm \Delta\theta. \quad (3.8)$$

Bu tənliyin bütün hədləri culla ifadə olunur.

Istilik balans tənliyinin hər bir həddinin kəmiyyəti təyin edildikdən sonra  $\Delta\theta$  və temperaturun dəyişməsi  $\Delta T$  hesablanıla bilər.  $\Delta\theta=0$  və  $\Delta T=0$  olduqda baxılan obyektin temperaturu dəyişmir.  $\Delta\theta>0$  olduqda obyektin temperaturu artır ( $\Delta T>0$ ),  $\Delta\theta<0$  olduqda isə əksinə, temperatur azalır ( $\Delta T<0$ ).

Hydrologiyada istilik balans metodundan çay, göl, dəniz və okeanlarda suyun temperaturunun dəyişməsinin öyrənilməsində geniş istifadə olunur.

### 3.5. Su kütlələrinin şaquli dayanıqlığı

Su kütləsinin şaquli istiqamətdə dayanıqlığı onun sıxlığının dərinlik boyu paylanma xarakterindən asılıdır və dayanıqlıq əmsalı ilə səciyyələnir (Михайлов и др., 2008):

$$K = \frac{d\rho}{dz}, \quad (3.9)$$

burada,  $\frac{d\rho}{dz}$  - şaquli sıxlıq qradientidir ( $z$  oxu aşağı istiqamətlənir).

Əgər, suyun səxliğı dərinliyə görə artırsa, onda  $\frac{d\rho}{dz} > 0$  və  $K > 0$ . Bu hal *düz sıxlıq stratifikasiyası* adlanır və ona *su kütləsinin şaquli dayanıqlığı* uyğundur.

Əgər, suyun sıxlığı dərinliyə görə azalırsa, onda  $\frac{d\rho}{dz} < 0$  və  $K < 0$ . Bu halda su kütlələri *tərsinə sıxlıq stratifikasiyası* ilə səciyyələnir və dərinlik boyu dayanıqsız olur. Sututarda belə vəziyyət yarandıqda sıxlığı daha çox olan su kütləsi dərin qatlara enməyə başlayır və onun yerinə nisbətən az sıxlığa malik su kütləsi qalxır. Bu proses *şaquli sıxlıq konveksiyası* adlanır. Buna səbəb su səthinin soyuması və ya intensiv buxarlanma nəticəsində suyun üst təbəqəsində duzluluğun artması ola bilər. Şaquli sıxlıq konveksiyası suyun sıxlığının dərinlik boyu eyni olmasına gətirib çıxarır və bunun nəticəsində  $\frac{d\rho}{dz} = 0$  və  $K=0$  olur. Bu halda *neytral dayanıqlıq* şəraiti yaranır. Suyun üst təbəqəsində sıxlığın ixtiyarı azalması ( suyun qızması, mineralaşması daha az olan suların daxil olması və s. nəticəsində) düz sıxlıq stratifikasiyasının yaranmasına və su kütləsinin şaquli dayanıqlığının artmasına gətirib çıxarır. Müxtəlif sıxlıqlı su kütlələrinin şaquli paylanmasının bu qanunauyğunluqları okean və dənizlər, göl və su anbarları, bataqlıqlar və bəzi çay hissələri üçün səciyyəvidir.

Su obyektlərində dərinlik üzrə suyun sıxlığı artdıqda su kütlələri şaquli dayanıqlı olmağa çalışır. Su kütlələrinin sıxlığa görə şaquli təbəqələşməsinin iki əsas səbəbi var : suyun temperatur və duzluluğunun fərqli olması.

Şirin sulu göl və su anbarlarında suyun sıxlığının dəyişməsinin əsas səbəbi su səthinin yaz və yayda qızması, payız və qışda isə soyumasıdır. Okean və dənizlərdə isə əsas səbəb duzluluğun dəyişməsidir. Məsələn, şirin çay suları və atmosfer yağıntılarının daxil olması, həmçinin buzun əriməsi suyun üst təbəqəsində duzluluğu azaldır və nəticədə sıxlığın şaquli qradiyenti, həmçinin su kütləsinin şaquli dayanıqlıq dərəcəsi artır. Əksinə su səthindən intensiv buxarlanma və ya dənizin (okeanın) digər hissələrindən daxil olan daha duzlu sular su kütlə-

lərinin şaquli dayanıqlığını poza bilər. Bu zaman sıxlığı daha çox olan su kütlələri nisbətən dərin qatlara enməyə başlayır.

Şirin çay suları və duzlu dəniz suları qovuşduqda suyun sıxlığının paylanması mürəkkəb xarakter daşıyır. Adətən, nisbətən yüngül çay suları nazik təbəqə şəklində duzlu və ağır dəniz suları üzərində yayılır. Lakin, istisnalar da mümkündür. Nadir hallarda şirin çay suları dənizin dibinə enir. Bu çay sularında külli miqdarda kiçik ölçülü asılı hissəciklərin olması ilə əlaqədardır. Belə hadisə Xuanxe çayı Sarı dənizə töküldüyü yerdə müşahidə olunur. Başqa bir hal estuari və laqunlarda suyun duzluluğunun kəskin artması ilə əlaqədardır. Belə hadisə, məsələn, bəzi Afrika çaylarının (Seneqal, Qambiya və s.) mənsəblərində müşahidə olunur. Bunun səbəbi Böyük Səhrada müşahidə olunan quraqlıqlar nəticəsində şirinsulu çay axımının kəskin azalmasıdır. Az miqdarda olsa da, çay suları mənsəb hissəyə çatır, lakin burada çay axımının azalması çaya dənizdən duzlu suların daxil olması ilə kompensasiya olunur. Bu səbəbdən və mənsəb hissədə duzlu suların intensiv buxarlanması nəticəsində estuari və laqunlarda suyun duzluluğu dəniz suyunun duzluluğundan xeyli yüksək olur.

Estuaridə yığılan duzlu sular dib axını şəklində okeana qayıdır. Nəticədə paradoksal hadisə baş verir: çaydan okeana daha duzlu və böyük sıxlıqlı su daxil olur.

### Ədəbiyyat

1. Астахов А.В. Курс физики. Механика. Кинетическая теория материи.-М.: Главная редакция физико-математической литературы, 1977.-384 с.

2. Великанов М.А. Гидрология суши.-Л.: Гидрометеиздат, 1964.-403 с.

3. Иванов Б.Н. Законы физики.-М.: Высшая школа, 1986.-335 с.

4. Винников С.Д. Гидрофизика.: Гидрометеиздат, 1988.-248-с.

5. Михайлов В.Н., Добровольский А.Д., Добролюбов С.А. Гидрология. М.: Высш. шк., 2008.-463с.

## 4. EHTIMAL NƏZƏRIYYƏSİ VƏ RIYAZI STATİSTİKA

### 4.1. Ümumi məlumat

#### *4.1.1. Ehtimal nəzəriyyəsi və riyazi statistikanın hidrologiyada tətbiqinin məqsəd və vəzifələri*

Hidrometeoroloji tədqiqatlar zamanı bir çox məsələlərin həllində ehtimal nəzəriyyəsi və riyazi statistik metodlardan istifadə olunur, çünki bir çox hallarda bu baxılan hadisəni kəmiyyətcə qiymətləndirməyin yeganə yoludur. Bu, hidrometeoroloji proseslərə çoxsaylı amillərin təsiri ilə əlaqədardır. Məlumdur ki, əksər hidrometeoroloji proseslər çoxsaylı amillərin təsirinin nəticəsidir və baxılan hadisənin formalaşmasında hər bir amilin rolunu ayrılıqda nəzərə almaq qeyri-mümkündür. Belə hadisələrin riyazi təsviri yalnız statistik metodlarla mümkündür.

Məsələn, çayların minimal axımının əmələ gəlməsinə iqlim amilləri (atmosfer yağıntıları, havanın temperaturu, buxarlanma, havanın rütubət çatışmazlığı və s.), hövzənin geoloji quruluşu və hidrogeoloji xüsusiyyətləri, sutoplayıcının sahəsi və orta hündürlüyü, göllər, bataqlıqlar, buzlaqlar, antropogen amillər (su anbarları, kanallar, kollektorlar və s.) təsir göstərir.

*Riyazi statistika*, riyaziyyatın elmi və praktik nəticələr əldə etmək üçün statistik məlumatların riyazi metodlarla sistemləşdirilməsi, işlənməsi və istifadəsinə həsr olunmuş bölməsidir.

Riyazi statistikanın fundamental anlayışları *baş çoxluq* və *seçmədir*.

*Baş çoxluq* təsadüfi kəmiyyətin bütün mümkün qiymətlər çoxluğuudur. Baş çoxluqlar sonlu və sonsuz ola bilər. Əgər, baş çoxluğun qiymətləri məlumdursa, onda bu qiymətlərə görə təsadüfi kəmiyyətin ədədi xarakteristikaları (orta kəmiyyəti və s.) və paylanma qanunu müşahidə məlumatlarının dəqiqliyinə bərabər dəqiqliklə təyin oluna bilər.

Xəzər dənizi yaranandan bugünə kimi onun səviyyələri haqqında məlumatlar olsaydı, onlar baş çoxluq əmələ gətirərdi.

Lakin hidrometeoroloji hadisələr üzərində müşahidə sıraları qısadır. Əgər, bu sıraların uzunluğunu (müşahidə illərinin sayını)  $n$  ilə işarə etsək, onda həmişə  $n \ll \infty$ . Hidrometeoroloji müşahidə sıraları (küləyin sürəti, daşqının maksimal su sərfi, leyasanın şiddətliyi və s.) baş çoxluğun çox qısa bir fraqmentidir. Belə qısa sıralara seçmə çoxluq və ya elə seçmə deyilir.

Seçmənin elementlərinin (hədlərinin) sayı onun həcmi adlanır.

*Statistik metodların* əsas vəzifəsi məhdud həcmli seçməyə görə baş çoxluğun xüsusiyyətləri haqqında etibarlı nəticələr əldə edilməsinə nail olmaqdır. Bu isə seçmənin representativliyindən, yəni onun baş çoxluğu nə dərəcədə təmsil etməsindən asılıdır. Məsələn, representativ axım sırası çoxsulu, azsulu və ortasulu illəri əhatə etməlidir.

Müasir dövrdə hidrometeoroloji kəmiyyətlərin hesabi qiymətlərinin təyini və proqnozunda müşahidə sıralarının statistik qanunauyğunluqlarına əsaslanan metodlardan çox geniş istifadə olunur. Bu metodları korrekt tətbiq etmək üçün belə fərz edilir ki, baxılan kəmiyyətlərin zaman sıraları təsadüfi çoxluqlar kimi formalaşır. Başqa sözlə, hidrometeoroloji kəmiyyətlərə təsadüfi kəmiyyət kimi baxılır. Bu isə o deməkdir ki, təsadüfi kəmiyyətlərə xas olan tərəddüd qanunauyğunluqları hidrometeoroloji kəmiyyətlərə də aid edilir və hidrometeoroloji kəmiyyətin zamana bağlılığı elə bir əhəmiyyət kəsb etmir və təsadüfi xarakter daşıyır. Məsələn, qar örtüyünün qalınlığının, küləyin maksimal sürətinin və ya çayda maksimal su sərfinin hansı ildə müşahidə olunması prinsipial sayılır.

Hidrometeoroloji müşahidə sıralarına təsadüfi hadisələr çoxluğu kimi baxılmasının nəzəri əsasını *ehtimal nəzəriyyəsinin limit teoremləri* təşkil edir. Bu teoremlərin fundamental müddələlərindən biri böyük ədədlər qanunu ilə ifadə olunur. Bu qanuna görə təsadüfi hadisələrin sayı çox böyük olduqda onların orta kəmiyyəti artıq təsadüfi olmur və böyük ehtimalla qiymətləndirilə və ya proqnozlaşdırıla bilər. Təsadüfi hadisələrin bu

xüsusiyyəti hidrometeoroloji sıralarda aydın təzahür edir. Belə ki, müşahidə illərinin sayı artdıqca, empirik təminat əyrisi daha dayanıqlı forma alır.

Daha bir müddəə *mərkəzi limit teoremi* ilə əlaqədardır. Bu teoremə görə çoxsaylı asılı olmayan (və ya zəif asılı olan) təsadüfi amillərin cəmi və ya hasilinin təsiri nəticəsində baş verən hadisələr müəyyən statistik qanunlara tabe olan təsadüfi çoxluq əmələ gətirir.

Aydındır ki, bir çox hidrometeoroloji hadisələr bu sxemə cavab verir.

Hidrometeoroloji tədqiqatlarda statistik metodların tətbiqinin özünəməxsus xüsusiyyətləri var.

Birinci xüsusiyyət ondan ibarətdir ki, adətən hidrometeoroloqun ixtiyarında olan informasiyanın həcmi az olur və onu əhəmiyyətli dərəcədə artırmaq mümkün olmur. Buna görə də mövcud qısa sıraların statistik parametrlərinin təyini və onların təsadüfi xətlərinin qiymətləndirilməsi, bu sıraların uzadılması, analitik paylanma funksiyasının seçilməsi xüsusi əhəmiyyət kəsb edir.

İkinci xüsusiyyət onunla əlaqədardır ki, bəzən müşahidə sıraları zamana görə və ərazi üzrə bircins olmur. Bu, baxılan hidrometeoroloji kəmiyyətin tərəddüdlərinin statistik təsvirini əhəmiyyətli dərəcədə çətinləşdirir. Belə ki, klassik statistik aparat bircins (stasionar) sıralar üçün işlənmişdir.

Sıraların bircinsliyinin pozulma səbəbləri obyektiv və subyektiv ola bilər. Subyektiv səbəblərə misal olaraq ölçmə işləri zamanı müşahidəçinin xətlərini göstərmək olar. Obyektiv səbəblərə isə iqlim tərəddüdlərinin regional təzahürləri, antropogen amillər (hidrotexniki qurğuların inşası, torpaqdan istifadə növünün dəyişdirilməsi, meşələrin qırılması və s.) aiddir. Bunları nəzərə alaraq, statistik hesablamalara başlamazdan əvvəl ilkin hidrometeoroloji informasiyanın bircinsliyi həm genetik (fiziki), həm də statistik nöqtəyi-nəzərdən qiymətləndirilməlidir.

Üçüncü xüsusiyyət ondan ibarətdir ki, müşahidə sıralarının qonşu hədləri arasında statistik baxımdan əhəmiyyətli korrelyasiya əlaqə (avtokorrelyasiya) ola bilər. Məsələn, axarsız göllərin səviyyə sıraları, bəzi çayların illik və minimal su sərfələri sıraları buna misal ola bilər. Belə sıralara təsadüfi kəmiyyətlər çoxluğu kimi baxıla bilməz, çünki avtokorrelyasiyanın mövcudluğu ilkin müşahidə məlumatlarındakı asılı olmayan informasiyanın həcmi azaldır. Nəzərə alsaq ki, hidrometeoroloji sıralar adətən qısa olur və asılı olmayan informasiyanın bir qədər də azalması seçmə parametrlərinin dayanıqlığına mənfi təsir göstərir.

Beləliklə, hidrometeoroloji tədqiqatlarda riyazi statistikanın əsas vəzifələri aşağıdakılardır:

1. Müşahidə məlumatlarına görə əvvəlcədən məlum olmayan paylanma funksiyasının (analitik təminat əyrisinin) müəyyən olunması;

2. Paylanma funksiyasının parametrlərinin təyini;

3. Fərziyyələrin (bircinslik, təsadüfilik haqqında və s.) statistik yoxlanması.

#### **4.1.2. Təsadüfi kəmiyyətlər**

Qiyəti sınaqdan sınağa dəyişən kəmiyyət *təsadüfi kəmiyyət* adlanır. Tutaq ki, hər hansı bir meteoroloji müşahidə məntəqəsində 20 il ərzində atmosfer yağıntıları ölçülüb və hər bir il üçün illik yağıntı layı hesablanıb. Bu məlumatlar əsasında növbəti 21-ci müşahidə ilində nə qədər yağıntı düşəcəyini demək mümkün deyil.

*Təsadüfi kəmiyyət* adətən latın əlifbasının böyük hərfləri ilə işarə olunur:  $X, Y$  və s. Təsadüfi kəmiyyətin sınaq (eksperiment) nəticəsində ala biləcəyi mümkün qiymətləri isə indeksli kiçik hərflərlə göstərilir:  $x_1, x_2, \dots, x_n$ , burada  $1, 2, \dots, i, \dots, n$  -sıra hədlərinin nömrələridir. Yağıntı layının,  $X$ , 20 il ərzində dəyişmə prosesi  $x_1, x_2, \dots, x_{20}$  və ya  $x_i$  ( $i = 1, 2, \dots, 20$ )

şəklində göstərilə bilər.

Tutaq ki, müəyyən bir ərazidə yağıntıların paylanması təsvir etmək tələb olunur: müşahidə məntəqələrinin sayı,  $m$ , müşahidə dövrü isə  $n$  ildir. Onda birinci məntəqə üçün müşahidə sırası  $x_{11}, x_{12}, \dots, x_{1n}$  və ya  $x_{1i} (i=1,2,\dots,n)$ ,  $m$  - ci məntəqə üçün isə  $x_{m1}, x_{m2}, \dots, x_{mn}$  və ya  $x_{mi} (i=1,2,\dots,n)$  kimi yazıla bilər.

Ümumi halda baxılan ərazidə yağıntıların paylanması müşahidə matrisi şəklində verilə bilər:

$$\begin{matrix} x_{11} & x_{12} & \dots & x_{1n} \\ x_{21} & x_{22} & \dots & x_{2n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ x_{m1} & x_{m2} & \dots & x_{mn} \end{matrix} \quad (4.1)$$

$$x_{m1} \quad x_{m2} \dots x_{mn}.$$

Matrisdəki məlumatlar daha qısa şəkildə yazıla bilər:

$$x_{ji} \quad (j = 1, 2, \dots, m; \quad i = 1, 2, \dots, n). \quad (4.2)$$

Təsadüfi kəmiyyətin iki tipi var: diskret və kəsilməz.

*Diskret təsadüfi kəmiyyətlər* yalnız sonlu sayda qiymətlər ala bilər. Buludluğun bal şkalası buna misal ola bilər. Məlumdur ki, buludluluq 10 ballıq şkala ilə qiymətləndirilir. Buna görə də buludluğun mümkün qiymətlər sırası yalnız 0,1,2,...,10 ədədlərindən ibarət olur.

*Kəsilməz təsadüfi kəmiyyətlər* müəyyən interval daxilində ixtiyari ədədi qiymət ala bilər. Belə təsadüfi kəmiyyətlərə misal olaraq havanın temperaturu və təzyiqini, çayın su sərfini, dəniz cərəyanlarının sürətini və s. göstərmək olar.

Hidrometeoroloji tədqiqatlarda ölçmələrin dəqiqliyi və yuvarlaqlaşdırma ilə əlaqədar, kəsilməz təsadüfi kəmiyyətlər diskret təsadüfi kəmiyyətlər ilə əvəz olunur. Hava temperaturunun diskretlik addımı 0,1 (15,1; 15,2; 15,3 və s.), su sərfi  $100\text{m}^3/\text{s}$ -dən çox olduqda 1 (101; 102; 103; və s.) qəbul edilmişdir.



### 4.1.3. Analitik paylanma funksiyalarının ümumi səciyyəsi

Təsadüfi kəmiyyətin sınaq nəticəsində alacağı qiymət əvvəlcədən bilinmir, lakin onun paylanma qanunu verilə bilər. Təsadüfi kəmiyyətin paylanma qanunu təsadüfi kəmiyyətin mümkün qiymətləri ilə onların müvafiq ehtimalları arasında asılılıqdır.

Hər hansı bir hadisənin baş vermə ehtimalı 0 və 1 arasında dəyişir:

$$0 \leq P(x) \leq 1 \quad (4.3)$$

*Paylanma qanunları* cədvəl, qrafik və analitik şəkildə verilə bilər.

Hidrometeoroloji kəmiyyətlərin nəzəri ehtimalı əvvəlcədən məlum olmadığına görə, adətən, empirik ehtimaldan istifadə olunur. Müşahidə sırası nə qədər uzun olarsa, empirik təminat da bir o qədər nəzəri qiymətə yaxınlaşar.  $X$  hadisəsinin empirik ehtimalı,  $P(X)$ , aşağıdakı düstura görə təyin olunur:

$$P(X) = \frac{m}{n}, \quad (4.4)$$

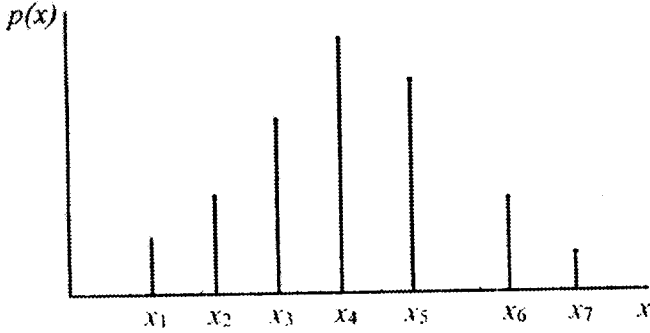
burada  $m$  –  $X$  hadisəsinin baş verdiyi halların sayı;  $n$  – baxılan hadisələrin ümumi sayıdır.

Təsadüfi kəmiyyətin paylanma sırası (cədvəl 4.1) və histqram (şəkil 4.1) yalnız diskret təsadüfi kəmiyyət üçün tərtib olunur. Kəsilməz təsadüfi kəmiyyət üçün onlardan istifadə mümkün deyil, çünki belə təsadüfi kəmiyyət qiymətləri həddən artıq çoxdur və buna görə də onların hər birinin ehtimalı sifira çox yaxındır.

Cədvəl 4.1

### **$X$ təsadüfi kəmiyyətinin paylanma sırası**

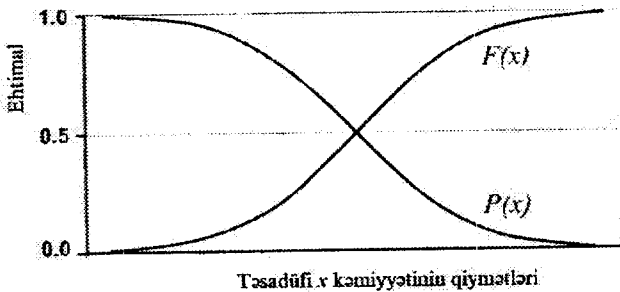
$$\begin{array}{l} X \dots x_1 x_2 x_3 \dots x_n \\ P_x \dots p_1 p_2 p_3 \dots p_n \end{array}$$



**Şəkil 4.1.** Diskret təsadüfi kəmiyyətin ehtimallarının paylanma histogramı

Kəsilməz təsadüfi kəmiyyətin paylanma qanununun analitik ifadəsi *paylanma funksiyası* adlanır. Paylanma funksiyalarının iki tipi var: inteqral (rusdilli ədəbiyyatda) və ya kumulyativ (ingilisdilli ədəbiyyatda) və diferensial paylanma funksiyaları. Təsadüfi kəmiyyətin,  $X$ , inteqral paylanma funksiyası,  $F(x)$ , təsadüfi kəmiyyətin verilmiş  $x$  qiymətini ötməməsinin ehtimalını göstərir (şəkil 4.2), yəni:

$$F(x) = P\{X \leq x\}.$$



**Şəkil 4.2.**  $X$  təsadüfi kəmiyyətinin inteqral paylanma funksiyası  $F(x)$  və təminatlar funksiyası  $P(x)$

Təsadüfi kəmiyyətin,  $X$ , qiymətlərinin  $x_1$  və  $x_2$  arasında olma ehtimalı bu nöqtələrdə paylanma funksiyasının qiymətlərinin fərqiə bərabərdir:

$$P\{x_1 < X \leq x_2\} = F(x_2) - F(x_1). \quad (4.5)$$

Analoji olaraq:

$$P\{X > x\} = P\{+\infty > X > x\} = 1 - F(x). \quad (4.6)$$

Qərb ölkələrindən fərqli olaraq, keçmiş SSRİ-də və indi Azərbaycanda hidrometeoroloji tədqiqatlarda paylanma funksiyasının,  $F(x)$ , əvəzinə daha çox *təminat funksiyasından*,  $P(x)$ , istifadə olunur:

$$P(x) = 1 - F(x) = P\{X \geq x\}. \quad (4.7)$$

Beləliklə,  $X$ , təsadüfi kəmiyyətinin təminat funksiyası verilmiş  $x$  qiymətinin ötürmə (aşma) ehtimalını göstərir.

İnteqral paylanma funksiyası və təminat funksiyası aşağıdakı xassələrə malikdir:

1.  $\lim_{x \rightarrow -\infty} F(x) = 0$ ;  $\lim_{x \rightarrow -\infty} P(x) = 1$ .
2.  $\lim_{x \rightarrow +\infty} F(x) = 1$ ;  $\lim_{x \rightarrow +\infty} P(x) = 0$ .
3.  $F(x) \geq 0$ ;  $P(x) \geq 0$ .
4.  $F(x_2) \geq F(x_1)$ , əgər  $x_2 > x_1$ ;  $P(x_2) \leq P(x_1)$ , əgər  $x_2 > x_1$ .

Əgər,  $F(x)$  funksiyası təsadüfi kəmiyyətin,  $X$ , bütün qiymətləri üçün diferensiallanırsa, onda ehtimalların paylanma qanunu həm də diferensial paylanma funksiyası şəklində ifadə oluna bilər:

$$f(x) = \frac{dF(x)}{dx} = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{P\{x < X \leq x + \Delta x\}}{\Delta x}, \quad (4.8)$$

burada  $\Delta x > 0$ .

Bu  $f(x)$  funksiyası paylanma funksiyasının,  $F(x)$ , törəməsidir və ehtimalın paylanma sıxlığının funksiyası (və ya qısa-ehtimalın sıxlıq funksiyası) adlanır.

*Ehtimalın sıxlıq funksiyasının*,  $f(x)$ , əsas xassələri aşağı-

dakılardır:

1.  $f(x) \geq 0$ .

2.  $\lim_{|x| \rightarrow \infty} f(x) = 0$ .

3.  $\int_{-\infty}^{+\infty} f(x) dx = 1$ .

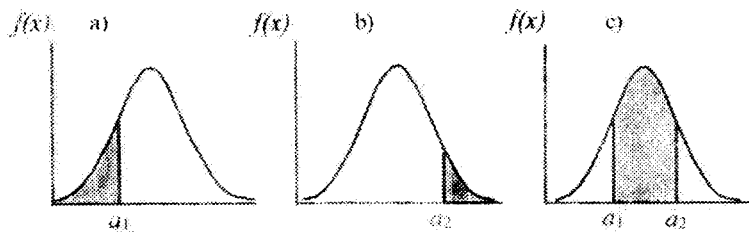
4.  $\int_{-\infty}^x f(x) dx = F(x)$ .

*Diferensial paylanma funksiyalarının köməyi ilə təsadüfi kəmiyyətin mümkün qiymətlər çoxluğunun verilmiş oblastına düşmə ehtimalını hesablamaq olar (şəkil 4.3):*

a)  $P\{X \leq a_1\} = \int_{-\infty}^{a_1} f(x) dx$  ;

b)  $P\{X > a_2\} = \int_{a_2}^{+\infty} f(x) dx$  ;

c)  $P\{a_1 < X \leq a_2\} = \int_{a_1}^{a_2} f(x) dx$ .



**Şəkil 4.3.** Ehtimalın sıxlıq funksiyasının qrafikləri: ştrixlənmiş sahə  $X$  təsadüfi kəmiyyətinin verilmiş intervala düşmə ehtimalına uyğundur

#### **4.1.4. Təsadüfi kəmiyyətlərin ədədi xarakteristikaları və onların xassələri**

Təsadüfi kəmiyyət haqqında tam təsəvvür əldə etmək üçün paylanma sırası və ya paylanma funksiyasını bilmək kifayətdir. Lakin müşahidə sıralarının müqayisəli təhlilini yerinə yetirdikdə paylanma sırası və paylanma funksiyasından istifadə rahat deyil. Praktikada çox zaman təsadüfi kəmiyyətin (və ya müşahidə sırasının) müəyyən bir xüsusiyyətini kompakt şəkildə səciyyələndirən ədədi xarakteristikalardan istifadə olunur. Bu xarakteristikalar eyni zamanda analitik paylanma funksiyalarının (təminat ayrılərinin) parametrləridir.

*Təsadüfi kəmiyyətlərin ədədi xarakteristikaları* üç qrupa bölünür:

1. Paylanma mərkəzinin yerini səciyyələndirən xarakteristikalar: ədədi orta, riyazi gözləmə, moda, mediana.

2. Paylanma mərkəzinə nəzərən təsadüfi kəmiyyətin səpələnmə dərəcəsini səciyyələndirən xarakteristikalar: dispersiya, orta kvadratik meyietmə (standart), variasiya əmsalı.

3. Paylanma mərkəzinə nəzərən təsadüfi kəmiyyətin səpələnməsinin simmetriklilik dərəcəsini səciyyələndirən xarakteristikalar: asimmetriya və ya əyintilik əmsalları.

#### **Ədədi orta, riyazi gözləmə, mediana və moda**

Statistik sıranın,  $x$ , əsas parametrlərindən biri *ədədi ortadır*,  $\bar{x}$ :

$$\bar{x} = \frac{1}{n}(x_1 + x_2 + \dots + x_n) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i. \quad (4.9)$$

Ədədi ortanın iki əsas xassəsi var.

1. Sıranın bütün hədlərinin ədədi ortadan fərqlərinin cəmi sıfıra bərabərdir:

$$\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) = 0. \quad (4.10)$$

2. Sıranın bütün hədlərinin ədədi ortadan fərqləri kvadratla

rının cəmi, istənilən  $a \neq \bar{x}$  ədədinə nəzərən hesablanmış müvafiq cəmdən kiçikdir:

$$S = \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 = \min . \quad (4.11)$$

Bir neçə bircins müşahidə sırası birləşdirildikdə yaranan vahid sıranın ədədi ortası əvəzinə orta çəki qiyməti,  $\bar{x}$ , hesablanır:

$$\bar{x} = \frac{\sum_{k=1}^m n_k \bar{x}_k}{\sum_{k=1}^m n_k}, \quad (4.12)$$

Burada  $m$ -birləşdirilən sıraların sayı;  $n_k$ - hər bir birləşdirilən sıranın uzunluğu (sıra hədlərinin sayı);  $\bar{x}_k$ -bu sıraların ədədi ortalarıdır.

Təqvim aylarında günlərin sayı eyni olmadığına görə, havanın orta illik temperaturu, çayın orta illik su sərfi və s. orta aylıq qiymətlərə əsasən hesablandıqda düstur (4.12-dən) istifadə etmək olar.

Dağ çaylarının sutoplayıcılarına düşən yağıntıların miqdarı da orta çəki düsturuna görə qiymətləndirilir.

Hidrometeorologiyada norma adlandırılan xüsusi tip orta kəmiyyətdən geniş istifadə olunur. *Norma* baxılan hidrometeoroloji kəmiyyətin ədədi ortasının çoxillik müşahidə dövrü üçün təyin olunmuş qiymətidir.

Sıranın orta qiyməti (seçmə ədədi orta) müşahidə illərinin sayı artdıqca həqiqi orta qiymətə (baş çoxluğun ədədi ortasına) və ya riyazi gözləməyə,  $m_x$ ,  $\mu_x$  yaxınlaşır.

Əslində, hidrometeoroloji tədqiqatlarda *riyazi gözləmə* anlayışı riyazi abstraksiyadır, çünki müşahidə sıraları qısaadır. Buna görə də, hidrometeoroloji hesablamalarda riyazi gözləmə dedikdə bir neçə onillik və ya yüzillik üçün ədədi orta nəzərdə tutulur.

Rusdilli və ingilisdilli elmi ədəbiyyatda diskret təsadüfi

kəmiyyətin riyazi gözləməsi müvafiq olaraq aşağıdakı düsturlara görə hesablanır:

$$m_x = \sum_{i=1}^N X_i P_i, \quad (4.13)$$

$$\mu_x = \sum_{i=1}^N x_i f(X_i). \quad (4.14)$$

Kəsilməz təsadüfi kəmiyyət üçün isə düstur belədir:

$$m_x = \mu_x = \int_{-\infty}^{+\infty} X' f(x') dx'. \quad (4.15)$$

Riyazi gözləmənin əsas xassələri:

1. Sabit kəmiyyətin riyazi gözləməsi elə həmin kəmiyyətin özüinə bərabərdir:

$$M[c] = c, \quad (4.16)$$

burada  $c = \text{const}$ .

2. Sabit vuruq riyazi gözləmə işarəsindən kənara çıxarıla bilər:

$$M[cX] = cM[X] \quad (4.17)$$

3. Asılı olmayan təsadüfi kəmiyyətlərin cəminin riyazi gözləməsi onların riyazi gözləmələrinin cəminə bərabərdir:

$$M\left[\sum_{i=1}^N X_i\right] = \sum_{i=1}^N M[X_i], \quad (4.18)$$

məsələn, iki təsadüfi kəmiyyət üçün:

$$M[X + Y] = M[X] + M[Y]. \quad (4.19)$$

4. Təsadüfi kəmiyyətdən xətti funksiyanın riyazi gözləməsi aşağıdakı düsturla ifadə olunur:

$$M[aX + b] = aM[X] + b, \quad (4.20)$$

burada  $a$  və  $b = \text{const}$ .

5. Asılı olmayan təsadüfi kəmiyyətlərin hasilinin riyazi gözləməsi onların riyazi gözləmələrinin hasilinə bərabərdir:

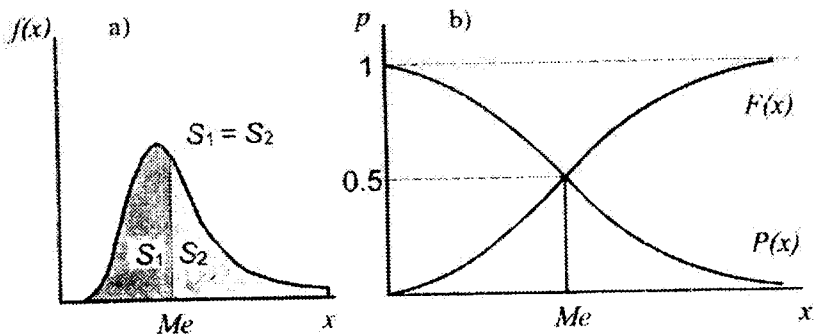
$$M\left[\prod_{i=1}^N X_i\right] = \prod_{i=1}^N M[X_i]. \quad (4.21)$$

$X$  təsadüfi kəmiyyətinin medianası,  $Me$ , onun elə qiymətinə deyilir ki, bu qiymətdə:

$$P\{X < Me\} = P\{X > Me\} = 0,5, \quad (4.22)$$

şərti ödənilsin.

*Mediana* təsadüfi kəmiyyətin elə qiymətidir ki, bu qiymətdə təminat və paylanma funksiyalarının qiymətləri bərabərdir (şəkil 4.4):



**Şəkil 4.4.** Diferensial (a) və integral (b) paylanma funksiyaları qrafiklərində mediananın mövqeyi

$$P(Me) = F(Me) = 0.5. \quad (4.23)$$

Beləliklə, mediana azalma və ya artma qaydasında düzülmüş müşahidə sırasının ortasında yerləşən həddin qiymətidir. Əgər, müşahidə sırasının,  $X_i$ , hədlərinin sayı təkdirsə və  $2m + 1$  təşkil edirsə, onda azalma və ya artma qaydasında düzülmüş sıranın medianası:

$$Me = X_{m+1}, \quad (4.24)$$

hədlərin sayı cüt,  $2m$ , olduqda isə:

$$Me = \frac{1}{2}(X_m + X_{m+1}), \quad (4.25)$$

ifadəsinə görə təyin olunur.





$M_0 = 1576 \text{ m}^3/\text{s}$  (düstur 4.26-ya görə).

### ***Təsadüfi kəmiyyətin momentləri***

Təsadüfi kəmiyyətlərin praktikada istifadə olunan əksər parametrləri bir-biri ilə əlaqəlidir və vahid sistem əmələ gətirir. Bu əlaqələr təsadüfi kəmiyyətin momentləri anlayışına əsaslanır. Təsadüfi kəmiyyətin başlanğıc və mərkəzi momentlərindən daha çox istifadə olunur.

$x$  təsadüfi kəmiyyətinin  $s$  dərəcəli başlanğıc momenti aşağıdakı düstura görə hesablanır:

$$\alpha_s = M [X^s], \quad (4.27)$$

və ya:

$$\alpha_s = \int_{-\infty}^{+\infty} x^s f(x) dx. \quad (4.28)$$

$x$  təsadüfi kəmiyyətinin  $s$  dərəcəli mərkəzi momenti aşağıdakı düstura görə təyin olunur:

$$\mu_s = M [(X - m_x)^s], \quad (4.29)$$

və ya:

$$\mu_s = \int_{-\infty}^{+\infty} (x - m_x)^s f(x) dx. \quad (4.30)$$

Düstur (4.27)-dən alınır ki, riyazi gözləmə elə birinci başlanğıc momentə bərabərdir, yəni,  $m_x = M[X^1] = \alpha_1$ .

*Başlanğıc və mərkəzi momentlər* arasındakı əlaqələrin riyazi ifadələri aşağıdakı kimidir:

$$\left. \begin{aligned} \mu_1 &= 0; \\ \mu_2 &= \alpha_2 - \alpha_1^2; \\ \mu_3 &= \alpha_3 - 3\alpha_2\alpha_1 + 2\alpha_1^3; \\ \mu_4 &= \alpha_4 - 4\alpha_3\alpha_1 + 6\alpha_2\alpha_1^2 - 3\alpha_1^4. \end{aligned} \right\} \quad (4.31)$$

### **Dispersiya, orta kvadratik meyletmə və variasiya əmsalı**

Təsadüfi kəmiyyəti tam səciyyələndirmək üçün yalnız onun orta qiymətini bilmək kifayət deyil. Məsələn, Nyu-York və

San-Fransisko şəhərlərində çoxillik dövr üçün havanın orta illik temperaturları demək olar ki, eynidir. Buna baxmayaraq, bu iki şəhərdə iqlim fərqlidir, çünki Nyu-Yorkda temperaturun dəyişkənliyi çox böyükdür.

Təsadüfi kəmiyyətin orta qiyməti (və ya paylanma mərkəzinə) nəzərən səpələnmə dərəcəsi *dispersiya*, *orta kvadratik meylət* və ya *variasiya əmsalına* görə qiymətləndirilir.

$x$  təsadüfi kəmiyyətinin dispersiyası,  $D_x$ , ikinci mərkəzi momentə bərabərdir:

$$D_x = \mu_2 = M[(X - m_x)^2]. \quad (4.32)$$

Diskret və kəsilməz təsadüfi kəmiyyətlərin dispersiyaları müvafiq olaraq aşağıdakı düsturlara görə hesablanır:

$$D_x = \sum_{i=1}^N (x_i - \mu_x)^2 f(x_i), \quad (4.33)$$

$$D_x = \int_{-\infty}^{+\infty} (x' - \mu_x)^2 f(x') dx'. \quad (4.34)$$

Praktikada müşahidə sıralarının dispersiyasını qiymətləndirmək üçün aşağıdakı düsturdan istifadə olunur:

$$D_x = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1}. \quad (4.35)$$

Əslində, bu düsturda  $n-1$  əvəzinə  $n$  yazılmalıdır. Nisbətən uzun müşahidə sıralarının ( $n > 30$  il) seçmə dispersiyası hesablandıqda belə də edilir. Lakin tədqiqatlar nəticəsində müəyyən olunmuşdur ki, müşahidə sırası qısa olduqda ( $n \leq 30$  il) və  $n$  əvəzinə  $n-1$  götürüldükdə seçmə dispersiyasının qiyməti baş çoxluğun dispersiyasına daha çox yaxınlaşır.

Dispersiyanın əsas xassələri:

1. Sabit kəmiyyətin dispersiyası sıfıra bərabərdir:

$$D[C] = 0, \quad (4.36)$$

Burada,  $c = \text{const}$ .

2. Sabit kəmiyyəti kvadrata yüksəltməklə dispersiya işarəsindən kənara çıxarmaq olar:

$$D[cX] = c^2 D[X]. \quad (4.37)$$

3. Təsadüfi kəmiyyətlərin cəminin dispersiyası onların dispersiyalarının cəminə bərabərdir:

$$D\left[\sum_{i=1}^N X_i\right] = \sum_{i=1}^N D[X_i]. \quad (4.38)$$

4. Təsadüfi kəmiyyətin xətti funksiyasının dispersiyası aşağıdakı ifadəyə görə təyin olunur:

$$D[aX + b] = a^2 D[X]. \quad (4.39)$$

$X$  təsadüfi kəmiyyətinin dispersiyasının kvadrat kökü orta kvadratik meyletmə,  $\sigma_x$  adlanır:

$$\sigma_x = \sqrt{D_x}, \text{ və ya } \sigma_x^2 = D_x. \quad (4.40)$$

Bu parametərə həmçinin standart meyletmə və ya standart da deyilir. Orta kvadratik meyletmədən praktikada istifadə çox əlverişlidir, çünki onun ölçü vahidi təsadüfi kəmiyyətin ölçü vahidi ilə eynidir. Bu, səpələnməni (meyletməni) təsadüfi kəmiyyətin öz qiymətləri ilə müqayisə etməyə imkan verir.

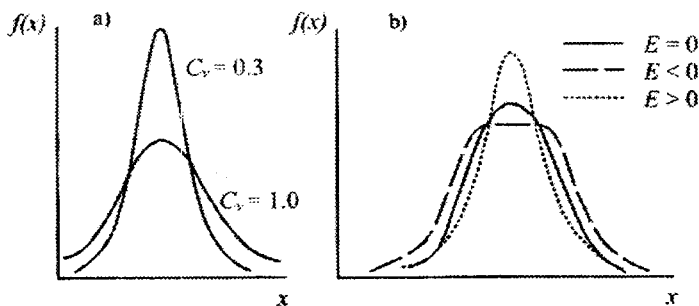
Müşahidə sırası hədlərinin  $2/3$  hissəsi  $\bar{x} + \sigma_x$  və  $\bar{x} - \sigma_x$  intervalında yerləşir. Əgər, təsadüfi kəmiyyət normal paylanırsa, onda sıra hədlərinin düz  $50\%$ -i  $\bar{x} + 0,674\sigma_x$  və  $\bar{x} - 0,674\sigma_x$  arasında qiymətlər alır ( $\Delta = 0,674\sigma_x$  -ehtimal olunan xəta və ya meyletmə adlanır).

Təsadüfi kəmiyyətin səpələnməsinin bir xarakteristikası da variasiya əmsəlidir,  $C_v$ . O, orta kvadratik meyletmənin riyazi gözləməyə (orta qiymətə) nisbətində bərabərdir:

$$C_v = \frac{\sigma_x}{m_x} = \frac{\sqrt{D_x}}{m_x}. \quad (4.41)$$

*Variasiya əmsalı* ölçü vahidi olmayan parametrdir və onun praktik əhəmiyyəti elə bununla bağlıdır. Məsələn, Kür və Qoşqar çaylarının maksimal səfləri sıralarının orta kvadratik meyletmələri kəskin fərqlənir, çünki bu çayların müvafiq su səflərinin mütləq qiymətləri kəskin fərqlidir.

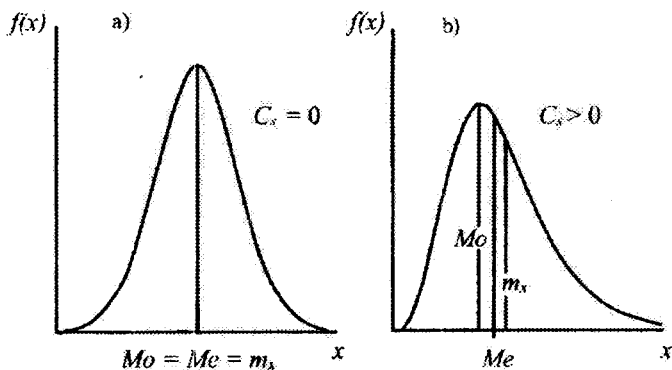
Variasiya əmsalı bəzən faizlə ifadə olunur. Hidroloji hesablamalarda bu əmsaldan geniş istifadə edilir. Variasiya əmsalının (eyni zamanda dispersiya və orta kvadratik meyletmənin) paylanma funksiyasına təsiri şəkil 4.6-da göstərilir.



Şəkil 4.6. Variasiya əmsalı (a) və ekssesin (b) ehtimalın sıxlıq funksiyasının formasına təsiri

### Asimmetriya və eksses

İki müşahidə sırasının orta kəmiyyəti və dispersiyalarının eyni olmasına baxmayaraq onların sıra hədlərinin riyazi gözləməyə (paylanma mərkəzinə) nəzərən səpələnməsinin simmetriklilik dərəcəsi fərqli ola bilər (şəkil 4.7).



Şəkil 4.7. Simmetrik (a) və asimmetrik (b) paylanmaların ehtimal sıxlığı funksiyalarının qrafikləri

Statistik sıranın simmetrikliliyini səciyyələndirmək üçün sıra hədləri ilə ədədi orta arasında fərqi kubunun orta qiymətindən istifadə olunur:

$$\mu_3 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3. \quad (4.42)$$

Sıranın simmetrikliliyinin ölçüsüz göstəricisindən daha geniş istifadə edilir və o, *asimetriya əmsalı*,  $C_s$ , adlanır:

$$C_s = \frac{\mu_3}{\sigma_x^3} = \frac{M[(X - m_x)^3]}{\sigma_x^3}. \quad (4.43)$$

Diskret və kəsilməz təsadüfi kəmiyyətlər üçün asimetriya əmsalı müvafiq olaraq aşağıdakı düsturlara görə hesablanır:

$$C_s = \frac{1}{\sigma_x^3} \sum_{i=1}^N (x_i - \mu_x)^3 f(x_i), \quad (4.44)$$

$$C_s = \frac{1}{\sigma_x^3} \int_{-\infty}^{+\infty} (x' - \mu_x)^3 f(x') dx'. \quad (4.45)$$

Asimetriya əmsalının ümumi qəbul olunmuş işarəsi yoxdur. O, rusdilli ədəbiyyatda,  $C_s$ , ingilisdilli ədəbiyyatda isə çox zaman  $g_x$  kimi işarə edilir.

Beləliklə, təsadüfi kəmiyyətlərin paylanması simmetrik və asimmetrik ola bilər. Simmetrik paylanma üçün asimetriya əmsalı sıfıra bərabərdir, çünki, bu halda sıranın orta qiymətdən böyük və kiçik hədlərinin sayı və müxtəlif işarəli fərqlərinin kubları bərabər olur.

Əgər, sıranın riyazi gözləməsi modadan böyükdürsə, ( $m_x = \mu_x > M_0$ ), onda sıra müsbət asimetriyalı ( $C_s = g_x > 0$ ), əks halda isə ( $m_x = \mu_x < M_0$ ) mənfi asimetriyalı ( $C_s = g_x < 0$ ) olur.

*Müsbət asimetriyalı sırada* kəmiyyəti ədədi ortadan böyük olan hədlərin sayı az, lakin onların mütləq qiymətləri və müvafiq olaraq müsbət fərqlərinin kubları böyük olur. Kəmiyyəti ədədi ortadan kiçik olan hədlərin nisbətən çoxsaylı olmasına baxma-

yaraq, onların mənfi fərqləri o qədər də əhəmiyyətli olmur.

Çayların maksimal su sərtləri sıraları müsbət asimmetriyalı olur. Bunun səbəbi odur ki, maksimal su sərtləri sıfırdan böyükdür və ayrı-ayrı qiymətlər sıranın riyazi gözləməsindən bir neçə dəfə çox ola bilər. Məsələn, çayın (Dry-Gulch Creek) maksimal su sərtləri sırasının orta qiyməti  $350,9 \text{ m}^3/\text{s}$  təşkil etdiyi halda, bəzi illərdə  $2239 \text{ m}^3/\text{s}$  və  $1259 \text{ m}^3/\text{s}$  su keçmişdir.

Küləyin sürətinin paylanması da müsbət asimmetriyalıdır, çünki kiçik sürətlər daha çoxsaylıdır və  $\mu_x > M_0$ . Nyu-York yaxınlığındakı poliqonda (Lya-Gadria) yerinə yetirilmiş müşahidələrə görə küləyin ora sürəti  $16 \text{ mil/saat}$ , moda isə  $12,7 \text{ mil/saat}$  olmuşdur.

Həm də nəzərə almaq lazımdır ki, küləyin sürəti mənfi ola bilməz və buna görə də onun paylanması müsbət asimmetriyalıdır. Atmosfer yağıntılarının miqdarı da mənfi ola bilməz, nəticədə sutkalıq yağıntı layının paylanması asimmetrikdir. Mülayim rütubətli iqlim şəraiti hakim olan ərazilərdə illik yağıntı layı simmetrik paylanır. Bu onunla izah olunur ki, yağıntıların qeydiyyat başlanğıcı (0 mm) illik yağıntı cəmlərinin müşahidə olunmuş qiymətləri intervalından çox kənardadır.

*Mənfi asimmetriyalı paylanmaya* misal olaraq subasarlı çayların maksimal səviyyə sıralarını göstərmək olar. Mənfi asimmetriyanın səbəbi subasara su çıxdıqda çayın canlı kəsiyinin eninin kəskin artmasıdır.

Belə hesab edilir ki, əgər, təsadüfi kəmiyyətin mümkün qiymətləri müəyyən fiziki sərhədlərlə məhdudlansa və müşahidə məlumatlarının diapozonu bu sərhədlərə yaxındırsa, onda paylanma funksiyası adətən asimmetrik olur.

Paylanma funksiyasının parametrlərindən biri də ekssesdir. Bu parametr aşağıdakı düstura görə hesablanır:

$$E_x = \frac{\mu_4}{\sigma_x^4} - 3 = \frac{M[(x - m_x)^4]}{\sigma_x^4} - 3 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - m_x)^4}{\sum_{i=1}^n (x_i - m_x)^2} - 3. \quad (4.46)$$

*Eksses* ehtimal sıxlığı funksiyası zirvəsinin şişliyini qiymətləndirməyə imkan verir (şəkil 4.6). Bu qiymətləndirmə normal paylanma qanununa nəzərən yerinə yetirilir. Normal paylanma üçün  $E_x = 0$ . Əgər, təsadüfi kəmiyyətin qiymətlərinin az hissəsi paylanma mərkəzinə yaxındırsa, onda ekssesin qiyməti kiçik olur. Buludluğun paylanması çox kiçik ekssesə malikdir.

Hidrometeoroloji məlumatların statistik işlənməsində adətən eksses istifadə olunmur. Bu onunla izah olunur ki, mövcud sıralar qısaadır və belə sıralara görə hesablanmış ekssesin seçmə qiymətinin xətası çox böyük olur.

## 4.2. Analitik paylanma funksiyaları

### 4.2.1. Empirik təminat ayriləri

Müxtəlif layihələrin hazırlanmasında bu və ya digər hidrometeoroloji xarakteristikanın (dalğanın hündürlüyü, küləyin sürəti, su sərfi və s.) verilmiş təminatlı qiymətini hesablamaq tələb olunur. Bu məsələ, baxılan hidrometeoroloji xarakteristikanın paylanma qanunu məlum olduqda asanlıqla həll olunur. Lakin, praktikada çox zaman tədqiq edilən xarakteristikanın paylanma qanunu məlum olmur və onun haqqında müəyyən təsəvvür əldə etmək üçün empirik müşahidə məlumatlarından istifadə olunur. Bu məlumatlara görə qurulan təminat funksiyası *empirik təminat ayrisi* adlanır.

Hidrometeoroloji müşahidə sıralarının uzunluqları, adətən bir neçə onillikdən çox olmur və buna görə də belə qısa sıralar üçün empirik təminat ayriləri qurulduqda müşahidə sırası azalma və ya artma qaydasında düzülür. Hidrometeorologiyada sıranın azalma qaydasında düzülməsi qəbul olunub.

Tutaq ki, hər hansı bir hidrometeoroloji xarakteristikanın azalma qaydasında düzülmüş qiymətləri məlumdur:  $x_1 > x_2 > x_3 > \dots > x_m > \dots > x_N$ . Onda bu sıranın  $m$ -ci həddi,  $x_m$ , üçün ehtimalın ötürməsinin nəzəri qiyməti aşağıdakı düsturla ifadə oluna bilər:



$$P\{X \geq x_m\} = \lim_{N \rightarrow \infty} (m/N). \quad (4.47)$$

Lakin real şəraitdə seçmənin (sıranın) uzunluğu həmişə sonludur,  $n < \infty$ . Baxılan sıranın hər bir həddi üçün ötürmə ehtimalını təqribi qiymətləndirmək üçün düstur 4.47-də  $N$ -i  $n$ -lə əvəz etmək lazımdır:

$$P_m = P\{X \geq x_m\} \approx (m/n) \cdot 100\%, \quad (4.48)$$

burada  $m$  – azalma qaydasında düzülmiş sıranın  $m$ -ci həddinin,  $x_m$ , sıra nömrəsi;  $P_m$ -azalma qaydasında düzülmiş sıranın  $m$ -ci həddinin təminatıdır, (%)–lə.

Düstur 4.48-yə uyğun olaraq azalma qaydasında düzülmiş sıranın birinci (ən böyük) həddinin empirik təminatı  $P_1 = (1/n)100\%$ , ikinci həddininki  $P_2 = (2/n)100\%$  və s. Olacaq. Beləliklə, bu düsturdan istifadə etdikdə azalma sırasının axırıncı həddi,  $x_n$ , mütləq minimumdur və  $X$  təsadüfi kəmiyyəti heç vaxt  $x_n$ -dən kiçik qiymət almayacaq.

Hesablamalar düstur 4.48 ilə yerinə yetirildikdə ona görə belə alınır ki,  $N$  əvəzinə  $n$  istifadə olunur. Əslində, müşahidələr davam etdirildikdə gələcəkdə  $x_n$ -dən də kiçik qiymətlər qeydə alına bilər. Doğrudan da, uzunluğu  $N$  il olan baş çoxluqdan uzunluğu  $n$  il olan sonsuz sayda qısa sıra (seçmə) almaq olar ki, hər belə sıranın da öz maksimumu və minimumu olacaq. Buna görə də azalma sırasının  $m$ -ci həddinin empirik təminatı özü də təsadüfi kəmiyyətdir. Bu səbəbdən, empirik təminatın hesabi qiyməti kimi onun riyazi gözləməsi (orta qiymət), modası və ya digər dayanıqlı xarakteristikasından istifadə olunur. Hazırda *empirik təminatı* hesablamaq üçün 10-a yaxın düstur məlumdur.

A.Hazenin düsturu:

$$P_m = \frac{m - 0,5}{n} 100\%. \quad (4.49)$$

V.Veybulun düsturu:

$$P_m = \frac{m}{n + 1} 100\%. \quad (4.50)$$

Bu düstur keçmiş SSRİ-də Kritski-Menkel düsturu adlandırılırdı.

N.N.Çeqodayevin düsturu:

$$P_m = \frac{m-0,3}{n+0,4} 100\% . \quad (4.51)$$

Düstur 4.50 empirik təminatın riyazi gözləməsinə, düstur 4.51 isə mediana qiymətinə uyğundur.

İ.İ.Qrinqorten (Gringorten, 1963) universal düstur təklif etmişdir:

$$P_m = \frac{m-a}{n+1-2a} 100\% . \quad (4.52)$$

Bu düsturdan  $a=0.5$  olduqda düstur 4.49,  $a=0$  olduqda düstur 4.50,  $a=0.3$  olduqda düstur 4.51 alınır.

Qrinqorten  $a$  parametrinin müşahidə sırasının uzunluğuna görə təyin olunmasını tövsiyə etmişdir:  $n=10$  il olduqda  $a=0.448$ ;  $n=30$  il,  $a=0.442$ ;  $n=50$  il,  $a=0.440$ ;  $n=100$  il,  $a=0.439$ .

Hazırda Fransada düstur 4.49, ABŞ, Rusiya və Azərbaycanda düstur 4.50, İngiltərədə isə düstur 4.52-dən ( $a=0.44$ ) istifadə olunur.

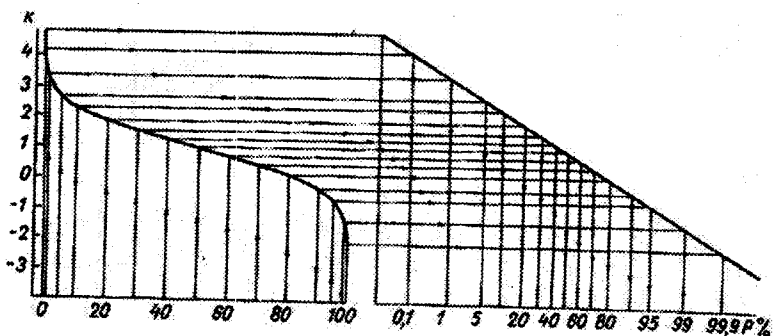
M.Ə.Məmmədov maksimal su sərfələri sıralarındakı ən böyük hədlərin empirik təminatını hesablamaq üçün düstur təklif etmişdir:

$$P_m = \frac{m}{n+k^z} 100\% , \quad (4.53)$$

burada  $k$ -modul əmsali ( $K_i = Q_i / \bar{Q}$ );  $z$ -üst göstəricisidir. Lakin sonrakı tədqiqatlar göstərmişdir ki, bu düstur minimal su sərfələri sıralarının ən kiçik hədlərinin, maksimal leysan laylarının və digər ekstremal hidrometeoroloji xarakteristikaların empirik təminatlarını təyin etmək üçün də tətbiq oluna bilər.

Təminat əyrisi xüsusi ehtimallar damasında qurulur. Bu onunla izah olunur ki, hidrometeorologiyada geniş istifadə edilən ehtimalların paylanması üçün inteqral əyriləri (məsələn, su sərfələrinin davamiyyət əyriləri) dekart koordinat sistemində

mürəkkəb formalıdır. Bu əyriyənin həm yuxarı, həm də aşağı hissələrində cəm ehtimalın (təminatın) cüzi artımına hidrometeoroloji xarakteristikanın böyük artımı uyğun gəlir. Bu isə öz növbəsində inteqral əyrini hamarlaşdırmağı və onu müşahidə məlumatları ilə əhatə olunmayan yuxarı və aşağı hissələrə uzatmağı (ekstrapolyasiyanı) çətinləşdirir. Ehtimallar damasından istifadədə məqsəd bu texniki çətinliyi aradan götürmək və bununla da təminat əyrisinin hamarlaşdırılmasına, hətta düzləndirilməsinə nail olmaqdır (şəkil 4.8).



Şəkil 4.8. Normal paylanma qanunu üçün ehtimallar damasının tərtibi sxemi

Əgər ehtimallar daması təminat əyrisini düz xəttə transformasiya edərsə, onda hidrometeoroloji sıranın parametrləri elə alınmış düz xəttə görə təyin oluna bilər. Hidroloji hesablamalarda istifadə olunan ehtimallar damasının (ED) aşağıdakı tipləri var:

- normal paylanma qanununun ED;
- variasiya və asimmetriya əmsallarının müxtəlif nisbətlərində üçparametrlı qamma paylanmanı düzləndirən ED (Brovkoviçin ED, Rojdestvenski və Çebotaryovun ED);
- loqarifmik-normal paylanma qanununun ED ( $C_v > 0,5$  və  $C_s > 2C_v$  olduqda istifadə olunur);

- Qumbelin ED;
- Çeçodayevin ED;
- Qudriçin ED ( $C_s > 3C_v$  olduqda istifadə olunur);

Praktikada daha çox ilk üç ED-dan istifadə edilir.

Müxtəlif ehtimallar damalarının tərtib qaydaları A.V.Rojdestvenski və A.İ.Çebotaryovun (Рождественский, Чеботарев, 1974) birgə monoqrafiyasında ətraflı izah olunur.

Empirik təminat əyrisi yalnız hidrometeoroloji xarakteristikanın müşahidə olunmuş qiymətlərinə görə deyil, həm də onların modul əmsallarına və normallaşdırılmış qiymətlərinə görə də qurula bilər.

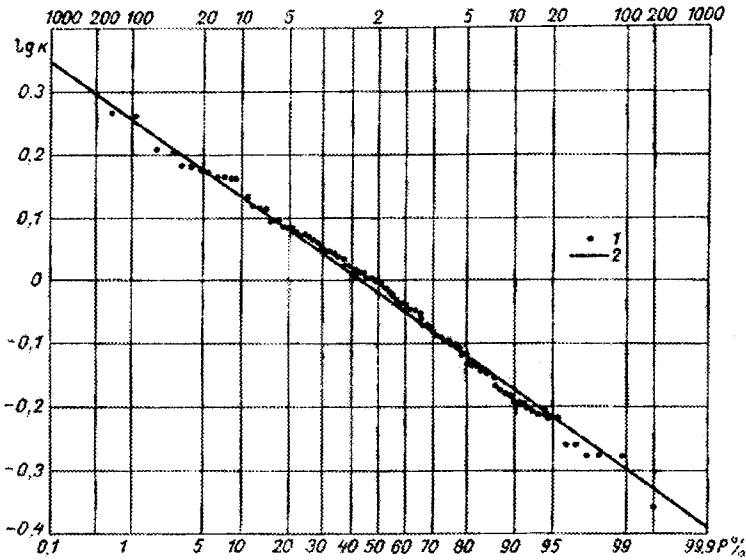
Qeyd etmək lazımdır ki, keçmiş SSRI-də və indi Azərbaycanda hidrometeoroloji tədqiqatlarda baxılan xarakteristikanın təminatlı qiymətlərindən, Qərb ölkələrində isə verilmiş təkrarlanmalara müvafiq qiymətlərindən istifadə olunur. Məsələn, Azərbaycan şəraitində tapşırıq belə qoyula bilər: verilmiş məntəqə üçün maksimal leysan layının 2% təminatlı qiymətini hesablayın. Eyni tapşırıq Qərb ölkələrində belə verilir: verilmiş məntəqə üçün təkrarlanması 50 ildə 1 dəfə olan maksimal leysan layını hesablayın.

*Təminat (P) və təkrarlanma (N və ya T) arasındakı asılılıqdan istifadə edərək, onlardan biri verildikdə o birini asanlıqla təyin etmək olar:*

$$N = \frac{100}{P}, \quad P < 50 \% \text{ olduqda,} \quad (4.54)$$

$$N = \frac{100}{100 - P}, \quad P > 50 \% \text{ olduqda.} \quad (4.55)$$

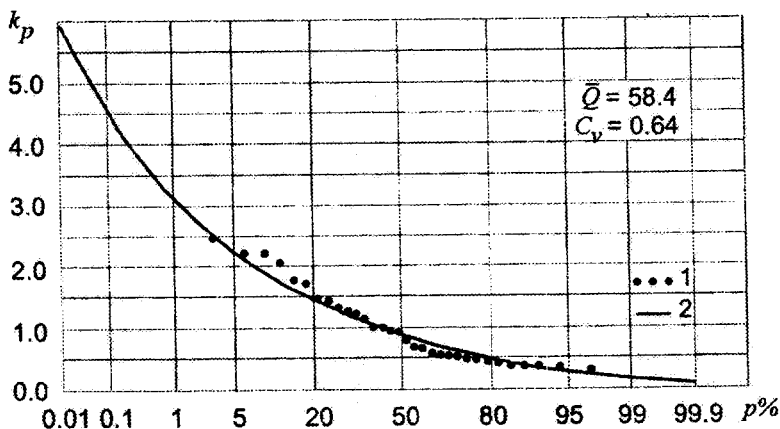
Çox zaman ehtimallar damasının aşağı üfüqi oxunda təminatlar, yuxarı üfüqi oxunda isə təkrarlanmalar göstərilir (şəkil 4.9).



**Şəkil 4.9.** Dnepr çayının Lotsmanskaya Kamenka məntəqəsində illik axımın loqarifmik-normal paylanması  
1 – empirik nöqtələr, 2 – loqarifmik-normal əyri

#### **4.2.2. Hidrologiyada istifadə olunan analitik paylanma funksiyaları**

Hidrometeoroloji müşahidə sıraları qısa olduğuna görə empirik təminatlar əyrisi (empirik nöqtələrin düzülüşü) hətta ehtimallar damasında mürəkkəb formalı-bəzi hissələri batıq, bəzi hissələri isə qabarıq olur. Digər tərəfdən, kiçik və böyük təminatlar zonalarında empirik nöqtələr olmur. Məsələn, şəkil 4.10-dan görünür ki, maksimal su sərfələrinin empirik təminatları 3,03%-lə 97% arasında qiymətlər alır. Lakin I sinif hidrotexniki qurğular layihələndirildikdə 0,01% təminatlı su sərfi hesablanmalıdır. Belə məsələləri həll etmək üçün empirik təminatlar əyrisi böyük və kiçik qiymətlər zonasına ekstrapolyasiya olunmalıdır. Ekstrapolyasiya gözəyarı yerinə yetirilə bilməz, çünki alınan nəticələr subyektiv xarakter daşıyacaq.



**Şəkil 4.10.** Empirik (1) və analitik (2) təminat əyriləri

Hidrometeorologiyada empirik təminat əyrilərini hamarlaşdırmaq və ekstrapolyasiya etmək üçün ehtimalların paylanma funksiyalarından istifadə olunur. Hidroloqlar bu funksiyaları analitik təminatlar əyriləri adlandırır. Bu bölmədə hidrometeorologiyada istifadə edilən *analitik paylanma funksiyaları* (analitik təminat əyriləri) təhlil olunur.

### **Normal paylanma**

Təbiətdə çoxsaylı asılı olmayan və ya zəif asılı olan təsadüfi kəmiyyətlərin cəmi kimi baxıla bilən təsadüfi kəmiyyətlər geniş yayılmışdır. Belə təsadüfi kəmiyyətlərin toplananlarının dispersiyaları ümumi cəmin dispersiyası ilə müqayisədə azdır. Mərkəzi limit teoreminə görə belə təsadüfi kəmiyyətlərin paylanması normal paylanma ilə yaxşı aproksimasiya olunur. Buna görə də normal paylanma geniş tətbiq edilir. Normal paylanma həm də Qaus və ya Qaus-Laplas paylanması da adlandırılır.

*Normal paylanma* üçün ehtimalın sıxlıq funksiyası aşağıdakı ifadəyə görə təyin olunur:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} \exp \left[ \frac{-(x - m_x)^2}{2\sigma_x^2} \right], \quad (4.56)$$

Burada  $\pi$ -“pi” ədədidir.

Normal paylanma ikiparametrlidir, yəni iki parametrdən asılıdır: riyazi gözləmə,  $m_x$ , və orta kvadratik meylectmədən,  $\sigma_x$ .

Normal paylanmanın ehtimal sıxlığı funksiyasının qrafiki şəkil 4.7a-da göstərilir. Bu şəkildən görüldüyü kimi normal paylanma simmetrikdir və onun üçün asimmetriya əmsalı sıfıra bərabərdir ( $C_s = 0$ ), moda, mediana və riyazi gözləmə isə eynidir. Normal paylanmaya tabe olan təsadüfi kəmiyyətin mümkün qiymətlər oblastı  $(-\infty, +\infty)$  intervalıdır.

Bu paylanmanın integral funksiyası aşağıdakı kimidir:

$$F(x) = \frac{1}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^x \exp \frac{-(z - m_x)^2}{2\sigma_x^2} dz, \quad (4.57)$$

burada  $z$ -inteqrallamanın dəyişənidir.

Bu düsturdakı integralı elementar funksiyalarla ifadə etmək olmaz və buna görə də normal paylanmanın ordinatları adətən cədvəl şəklində verilir. Riyazi gözləmə,  $m_x$ , və orta kvadratik meylectmənin,  $\sigma_x$ , müxtəlif qiymətlər cütlükləri üçün çoxsaylı cədvəllər çap etməməkdən ötrü  $X$  təsadüfi kəmiyyəti əvəzinə normallaşdırılmış  $t$  (və ya  $z$ ) təsadüfi kəmiyyətindən istifadə olunur.

*Normallaşdırılmış  $t$  təsadüfi kəmiyyəti* üçün  $m_t=0$  və  $\sigma_t = 1$  olduğuna görə, onun paylanma funksiyalarının ifadələri aşağıdakı kimidir:

$$f(x) = \left(1/\sqrt{2\pi}\right) \exp(-t^2/2), \quad (4.58)$$

$$F(X) = \left(1/\sqrt{2\pi}\right) \int_{-\infty}^t \exp(-z^2/2) dz. \quad (4.59)$$

Normallaşdırılmış təsadüfi kəmiyyətin qiymətlərindən ilkin qiymətlərə keçmək üçün aşağıdakı düsturdan istifadə olunur:

$$x_p = t_p \sigma_p + m_x, \quad (4.60)$$

və ya modul əmsalları üçün

$$K_p = t_p C_v + 1 \quad (4.61)$$

Nəzəri cəhətdən, hidrometeoroloji kəmiyyətlərin əksəriyyəti normal paylana bilməz, çünki onların qiyməti mənfi olmur və 0,  $0+\infty$  intervalında dəyişir. Məlum olduğu kimi, normal paylanan təsadüfi kəmiyyətlər  $-\infty$  və  $+\infty$  arasında qiymətlər alır. Lakin təsadüfi kəmiyyətin orta qiyməti orta kvadratik meyletmədən üç-dörd dəfə böyük olarsa, onda bir çox hallarda onun normal paylandığını qəbul etmək olar (Haan, 1977). Məsələn, illik yağıntılar, havanın temperaturu və təzyiqi, marşrut boyu qar örtüyünün qalınlığı, axın sürətinin turbulent pulsasiyaları demək olar ki, normal paylanır. Lakin bunu sutkalıq yağıntı layı, küləyin sürəti, buludluq haqqında demək olmaz.

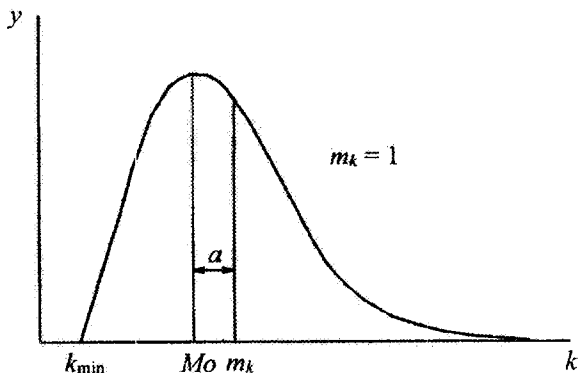
### **Pirsonun III tip paylanması**

Ehtimalın sıxlıq funksiyası birmodalı asimmetrik olan hidrometeoroloji kəmiyyətlərin paylanma qanununu aproksimasiya etmək üçün A.Foster Pirsonun ümumi diferensial tənliyindən istifadə olunmasını təklif etmişdir:

$$\frac{dy}{dx} = \frac{y(z+a)}{b_0 + b_1 Z + b_2 Z^2}, \quad (4.62)$$

burada  $Z$  -ilkin  $X$  təsadüfi kəmiyyəti ilə əlaqəli olan təsadüfi kəmiyyət ( $Z = X / m_x - 1 = k - 1$ ;  $k$ -modul əmsalı);  $y$ - $Z$  təsadüfi kəmiyyəti ehtimalının sıxlıq funksiyasının ordinatı;  $a$ -paylanma mərkəzindən,  $m_k$ , modaya,  $M_0$ , qədər olan məsafə;  $b_0$ ,  $b_1$ ,  $b_2$  -parametrlərdir və onları dəyişdirməklə yeni tip paylanma əyriləri almaq olar (şəkil 4.11).





**Şəkil 4.11.** *Pirsonun III tip paylanması üçün ehtimalın sıxlıq funksiyasının tərtibi sxemi* ( $Cs/Cv > 2$  və  $k_{min} > 0$  olduqda)

Hidroloji hesablamalar praktikasında *Pirsonun III tip əyri-lərindən* (cəmi 13 tip *Pirson əyrisi* var) daha çox istifadə olunur. Bu əyri üçün  $b_2 = 0$  və tənlik (4.62) sadələşir:

$$\frac{dy}{dz} = \frac{y(z+a)}{b_0 + b_1 z}. \quad (4.63)$$

Bu tənliyə bir qrup funksiya uyğun gəlir. Həqiqətən,  $y(z)$ -in axtarılan sıxlıq funksiyası olması üçün bir neçə əlavə şərt qəbul olunmalıdır:

1.  $\int_{Z_{min}}^{+\infty} y(z) dz = 1$ ;
2.  $y(z) = 0$   $Z = Z_{min}$  *olduqda*;
3.  $y(z) = 0$   $Z \rightarrow +\infty$  *olduqda*.

Tənlik (4.63)-ü inteqralladıqdan sonra  $Z$  təsadüfi kəmiyyə-tindən modul əmsalına keçmək və bir sıra çevirmələr yerinə yetirməklə ehtimalın sıxlıq funksiyası üçün ifadə almaq olar:

$$y(k) = \begin{cases} 0 & k \leq k_{min} \text{ olduqda} \\ \frac{\beta^\alpha (k - k_{min})^{\alpha-1}}{\Gamma(\alpha)} \exp[-\beta(k - k_{min})] & k > k_{min} \text{ olduqda,} \end{cases} \quad (4.64)$$

burada  $\Gamma(\alpha)$ -qamma funksiya;  $\alpha$  və  $\beta$  -  $X$  təsadüfi kəmiyyətinin variasiya və asimmetriya əmsalları ilə aşağıdakı ifadələrlə əlaqəli olan paylanma parametrləridir:

$$\alpha = (2/C_s)^2; \quad (4.65)$$

$$\beta = 2/(C_s \cdot C_v). \quad (4.66)$$

Qeyd etmək lazımdır ki,  $X$  təsadüfi kəmiyyəti modul əmsalları ilə əvəz olunduqda  $C_v$  və  $C_s$  dəyişmir.

Modul əmsalının minimal qiyməti,  $k_{\min}$ , aşağıdakı düstura görə təyin olunur:

$$k_{\min} = 1 - 2C_v / C_s. \quad (4.67)$$

Bu düsturdan belə alınır ki,

$$C_s = 2C_v \quad K_{\min} = 0 \quad \text{olduqda,}$$

$$C_s > 2C_v \quad K_{\min} > 0 \quad \text{olduqda,}$$

$$C_s < 2C_v \quad K_{\min} < 0 \quad \text{olduqda.}$$

Bu isə o deməkdir ki, Pirsonun III tip paylanmasının diferensial əyrisi  $C_s = 2C_v$  olduqda sıfırdan,  $C_s > 2C_v$  olduqda müəyyən bir müsbət ədəddən başlayır və  $C_s < 2C_v$  olduqda isə mənfi ədədlər oblastına keçir.

$C_v$  və  $C_s$  parametrlərinin qiymətləri məlum olduqda  $K_{\min}$ ,  $\alpha$ ,  $\beta$  parametrlərini hesablayıb, modul əmsallarının təminatlarını təyin etmək üçün aşağıdakı ifadəni almaq olar:

$$P(k) = \int_k^{+\infty} y(s) ds = \frac{\beta^\alpha}{\Gamma(\alpha)} \int_k^{+\infty} (s - k_{\min})^{\alpha-1} \exp[-\beta(s - k_{\min})] ds, \quad (4.68)$$

burada  $s$ -inteqrallamanın dəyişənidir.

$C_s = 2C_v$  olduqda  $k_{\min} = 0$ ,  $\alpha = 1/C_v^2$ ,  $\beta = 1/C_v^2$  alınır və (4.64), (4.68) tənlikləri xeyli sadələşir:

$$y(k) = \frac{\alpha^\alpha}{\Gamma(\alpha)} k^{\alpha-1} \exp(-ak); \quad (4.69)$$

$$P(k) = \frac{\alpha^\alpha}{\Gamma(\alpha)} \int_k^{+\infty} s^{\alpha-1} \exp(-\alpha s) ds . \quad (4.70)$$

Tənlik (4.69) ikiparametrlı qamma paylanma və ya  $\Gamma$ -paylanma adlanır.

Pirsonun III tip təminatlar əyrisi (4.68) ümumi halda üçparametrlidir və birmənalı olaraq  $C_v$  və  $C_s$  parametrləri ilə təyin olunur: üçüncü parametri,  $m_x$ , modul əmsallarından  $X$  təsadüfi kəmiyyətinin qiymətlərinə keçmək üçün bilmək lazımdır.

Bu əyrinin aşağı limiti ( $k_{\min}$ ), var, yuxarıdan isə o məhdudlanmır.  $C_s$  sıfıra yaxınlaşdıqca, Pirsonun III tip əyrisi normal paylanmaya yaxınlaşır.

Adətən, Pirsonun III tip əyrisinin ordınatları cədvəl şəklində verilir. Bu onunla əlaqədardır ki, (4.68) və (4.70) tənliklərinin ədədi həlli çox zəhmət tələb edir.

Qeyd olunan cədvəllərdə normallaşdırılmış təsadüfi kəmiyyətin qiymətləri verilir. Bu qiymətlər təminat və asimmetriya əmsalına görə təyin olunur. Normallaşdırılmış ordınatlardan baxılan kəmiyyətin ilkin qiymətlərinə keçmək üçün müvafiq düsturlardan istifadə olunur (İmanov, 2011).

Pirsonun III tip əyrisi hidroloqlar üçün xüsusi əhəmiyyət kəsb edir, çünki o, hidroloji hesablamalar praktikasında tətbiq olunmuş ilk əyridir. Pirsonun III tip paylanmasının cədvəllərini ilk dəfə A.Foster 1924-cü ildə çap etdirmişdir.

Keçmiş SSRİ-də bu əyridən ilk dəfə 1930-cu ildə D.L.Sokolovski istifadə etmişdir. A.Fosterin cədvəllərini 1938-ci ildə S.İ.Rıbkin dəqiqləşdirmiş və genişləndirmişdir.

Hazırda Pirsonun III tip əyrisi bütün dünya üzrə hidroloji hesablamalar praktikasında ən populyar əyridir.

Bəzi ölkələrdə Pirsonun III tip məlum əyrisi ilə yanaşı *Pirsonun III tip loqarifmik əyrisindən* də istifadə edilir. Məsələn, ABŞ-da maksimal su sərfələrini Pirsonun III tip loqarifmik əyrisinə görə hesablanması tövsiyə olunur. Bu halda ilkin

təsadüfi kəmiyyət,  $X$ , yox, onun loqarifmi,  $\ell n(X)$ , Pirson paylanmasına uyğun olur. Belə yanaşmada məqsəd,  $C_s < 2C_v$  olduqda əyrini mənfi oblastdan çıxartmaqdır.

Pirsonun III tip paylanması rüsdilli elmi ədəbiyyatda həm də *kəsilməz binomial paylanma*, ingilisdilli ədəbiyyatda isə *üç-parametrlı qamma paylanma* adlandırılır.

### **Kritski-Menkel paylanması**

Artıq qeyd olunduğu kimi, hidroloji hesablamalar praktikasında çox geniş istifadə olunan Pirsonun III tip paylanmasının mühüm çatışmazlığı var:  $C_s < 2C_v$  olduqda, əyri mənfi qiymətlər oblastına keçir.

Bu çatışmazlığı aradan qaldırmaq üçün çoxsaylı cəhdlər edilmişdir. Məsələnin uğurlu həllini 1946-cı ildə S.N.Kritski və M.F.Menkel təklif etmişlər. Onlar ilkin model kimi  $C_s = 2C_v$  olduqda Pirsonun III tip əyrisini (iki-parametrlı qamma paylanması) qəbul etmişlər:

$$G(z) = \frac{\alpha^\alpha}{\Gamma(\alpha)} \int_0^z S^{\alpha-1} e^{-as} ds, \quad (4.71)$$

burada  $G(z)$ -qamma paylanmanın ( $\Gamma$ -paylanmanın) inteqral funksiyası;  $S$ -inteqrallamanın dəyişəni;  $\bar{z} = 1$ ;  $C_s = 2C_v$ ;  $\alpha = 1/C_{v,z}$ .

Müəlliflər arqumenti,  $z$ , yeni dəyişənə transformasiya etmişlər:

$$k = az^b, \quad (4.72)$$

burada  $a$  və  $b$ -parametrlərdir.

Nəzərdə tutulurdu ki, bu yeni dəyişənin,  $k$ , riyazi gözləməsi vahidə bərabərdir, yəni:

$$M[K] = M[az^b] = 1. \quad (4.73)$$

Kritski və Menkel tənlik (4.71)-də  $Z = (k/a)^{1/b}$  ifadəsindən istifadə edərək və  $f(k) = dG(k)/d(k)$  olduğunu nəzərə alaraq

yeni paylanma almışlar. Bu paylanma üçün ehtimalın sıxlıq funksiyası aşağıdakı kimidir:

$$f(k) = \frac{\alpha^\alpha}{a^{\alpha/b} \Gamma(\alpha) b} e^{-\alpha(k/a)^{1/b}} k^{(\alpha/b)-1}. \quad (4.74)$$

Bu paylanmanın  $t$  dərəcəli başlanğıc momenti  $a$ ,  $a$  və  $b$  parametrlərindən asılıdır:

$$\mu_i = \frac{\Gamma(\alpha + ib) a^i}{\Gamma(\alpha) \alpha^{ib}}. \quad (4.75)$$

Bu düsturdan  $i=1$  olduqda aşağıdakı ifadə alınır:

$$M[k] = \mu_1 = \frac{\Gamma(\alpha + b) a}{\Gamma(\alpha) \alpha^b}. \quad (4.76)$$

Şərtə görə  $M[k]=1$  olduğundan, axırıncı düsturdan  $a$  parametri üçün ifadə alınır:

$$a = \frac{\Gamma(\alpha) \alpha^b}{\Gamma(\alpha + b)}. \quad (4.77)$$

Düstur (4.77)-ni düstur (4.74)-də nəzərə alsaq, onda  $\Gamma$ -funksiyanı nəzərə almaqla *Kritski-Menkel əyrisi* üçün ehtimalın sıxlıq funksiyasının ifadəsini almaq olar. Bu ifadə iki parametrlə ( $a$  və  $b$ ) təyin olunur və onlar düstur (4.75)-i nəzərə almaqla ikinci,  $\mu_2$ , və üçüncü,  $\mu_3$ , başlanğıc momentlərə görə tapıla bilər. Bu momentlər isə öz növbəsində  $\zeta$  və  $C_\zeta$  ilə ifadə oluna bilər.

Beləliklə, bu paylanma ikiparametrlidir. Lakin, praktik hesablamalarda modul əmsallarından baxılan hidrometeoroloji kəmiyyətin ilkin qiymətlərinə keçmək üçün üçüncü parametriyazi gözləməni,  $m_x$ , bilmək tələb olunur. Buna görə də *Kritski-Menkel* paylanması həm də üçparametrlili qamma paylanma adlanır.

*Kritski-Menkel* analitik təminat əyrisinin ordinatları xüsusi cədvəllərə görə təyin olunur. Cədvəllərdə modul əmsallarının təminatlı qiymətləri verilir. Bu qiymətlər empirik təminat,  $P\%$ , variasiya əmsalı,  $C_v$ , və asimmetriya əmsalının variasiya

əmsalına nisbətində,  $C_s / C_v$ , görə tapılır.

Hazırda Rusiyada qüvvədə olan normativ sənədlər hidroloji hesablamalarda istifadə üçün Kritski-Menkel əyrisini tövsiyə edir.

Beləliklə, baxılan əyrinin əsas xüsusiyyətləri bunlardır:

1. Ehtimalın sıxlığı əyrisi birmodalı və müsbət asimmetriyalıdır.

2. Əyrinin aşağı limiti həmişə sıfıra bərabərdir.

3. Əyri yuxarıdan məhdudlanmır.

4.  $C_s = 2C_v$  olduqda əyri ikiparametrlı  $\Gamma$ -paylanmaya çevrilir, başqa sözlə Pirsonun III tip əyrisi ilə üst-üstə düşür.

### 4.3. Statistik hipotez və meyarlar

*Statistik hipotez*, seçmənin (sıranın) aid olduğu baş çoxluğun xüsusiyyətləri haqqında fərziyyədir. Hidrometeoroloji tədqiqatlarda müxtəlif hipotezlər yoxlanılır:

- Paylanma funksiyasının tipi haqqında;
- Kəmiyyətin (yağıntılar, temperatur və s.) ərazi üzrə paylanmasının bircinsliyi haqqında;
- Kəmiyyətin zamana görə bircinsliyi haqqında ;
- Hadisənin təsadüfiliyi haqqında və s.

Məsələn, fərz edə bilərik ki, baş çoxluğun riyazi gözləməsi,  $m_x$ , 12-yə bərabərdir. Əgər, seçmənin hədlərinin sayı,  $n$ , kifayət qədər çoxdursa, onda seçmənin orta qiyməti 12-dən az fərqlənməlidir. Belə halda deyirlər ki, sıfırıncı hipotez,  $H_0 : m_x = 12$ . qəbul olundu. Baxılan misalda üç alternativ hipotez,  $H_1$ , ola bilər:  $H_1 : m_x \neq 12$  və ya  $H_1 : m_x > 12$  və ya  $H_1 : m_x < 12$ .

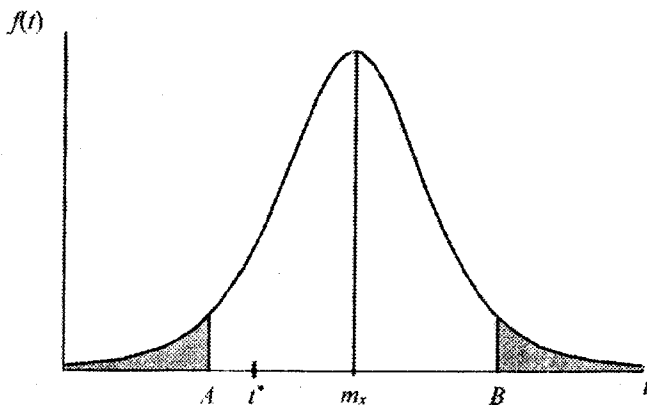
Praktikada müəyyən bir hipotez (və ya fərziyyə) irəli sürülür və sonra o yoxlanılır. Nəticədə o qəbul və ya təkzib olunur. Hipotezləri yoxlamaq üçün meyar adlandırılan xüsusi testlərdən istifadə olunur. Bu meyarlar müxtəlif statistikaların paylanma qanunlarına əsaslanır. Çox zaman meyar və

statistikanın adı eyni olur: *Fişer meyarı və Fişer statistikası*.

Bir daha yuxarıdakı misala qayıdaq. Fərz edək ki,  $m_x = 12$ .

Eyni zamanda, bizim parametrləri  $\bar{x}$  və  $S_x$  olan müşahidə sıramız var. Əgər, bizim fərziyyə doğrudursa, onda  $(\bar{x} - m_x)$  fərqi kifayət qədər kiçik olmalıdır. Bu fərqi təhlil olunan statistika kimi baxmaq olar. Lakin praktikada başqa statistikadan istifadə edilir:  $t = (\bar{x} - m_x) / (S_x / \sqrt{n})$ . Bu  $t$  statistikasından istifadə daha əlverişlidir, çünki, məlumdur ki, o, Student paylanmasına tabedir. Student meyarı məhz  $t$ -statistikadan istifadəyə əsaslanır. Bu meyar bizim sıfırıncı hipotezi  $H_0: m_x = 12$ , yoxlamaq üçün tətbiq edilə bilər. Bu məqsədlə verilən müşahidə sırası üçün Student statistikasının empirik qiyməti,  $t^*$ , hesablanır. Misal üçün əgər,  $n=36$ ,  $\bar{x} = 11.0$  və  $S_x = 5.00$  olarsa, onda  $t^* = (\bar{x} - m_x) / (S_x / \sqrt{n}) = (11 - 12) / (5 / \sqrt{36}) = 1.2$ .

Baxılan  $t$  kəmiyyəti təsadüfi kəmiyyətdir və eyni uzunluqlu müxtəlif seçmələr üçün onun qiyməti,  $t^*$ , fərqli olacaq. Baxılan  $t$ -statistikanın mümkün qiymətlər çoxluğu bütün ədəd oxudur. Hipotezi yoxlamaq üçün  $t$ -nin mümkün qiymətlər çoxluğu iki hissəyə bölünür: *hipotezin qəbul olunduğu oblast* və *böhran oblastı* (şəkil 4.12).



Şəkil 4.12. Student statistikası üçün hipotezin qəbul olunma oblastı  $[A, B]$  və böhran oblastı  $(-\infty, A) + (B, +\infty)$

Əgər,  $t^*$ -nin müşahidə sırasına görə hesablanmış qiyməti hipotezin qəbul olunduğu oblasta düşürsə, onda  $H_0$  təkzib olunmur, əksinə, böhran oblasta düşürsə,  $H_0$  təkzib olunur.

Hipotezin qəbul olunduğu qiymətlər oblastı *etibarlılıq oblastı* və ya *etibarlılıq intervalı* adlanır.

İxtiyari seçmə üçün hesablanmış  $t^*$  qiymətinin etibarlılıq oblastına düşmə ehtimalı həndəsi baxımdan şəkil 4.12-dəki ştrixlənmiş sahəyə bərabərdir. Bu ehtimal etibarlılıq ehtimalı,  $p_e$ , adlanır.

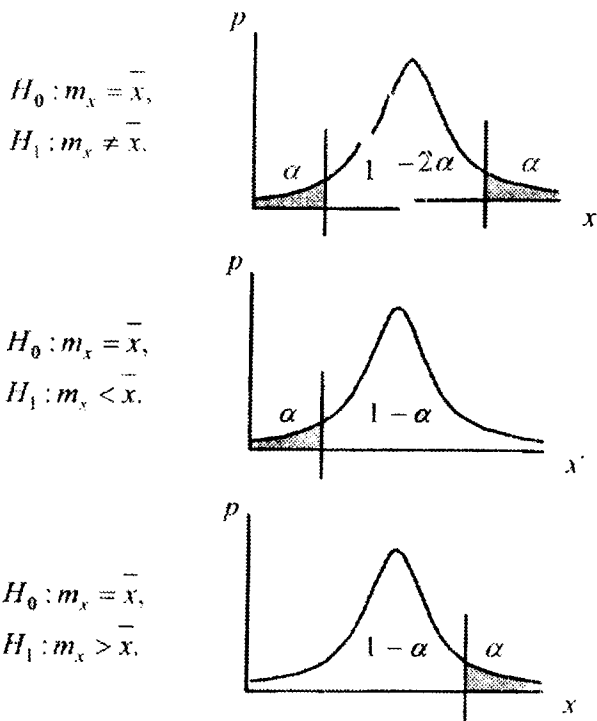
Müşahidə sırasına görə hesablanmış  $t^*$  qiymətinin böhran oblastına düşmə ehtimalı  $\alpha=1-p_e$  təşkil edir. Bu ehtimal,  $\alpha$ , *əhəmiyyətlik səviyyəsi* adlanır. Beləliklə, əhəmiyyətlik səviyyəsi, ehtimalın elə kiçik bir qiymətidir ki, o praktik olaraq qeyri-mümkün hadisəni səciyyələndirir. Başqa sözlə, o əhəmiyyətli olmayan fərqlərin ehtimalının sərhəddidir.

Tutaq ki, əhəmiyyətlik səviyyəsi,  $\alpha$ , 5% təşkil edir ( $\alpha=5\%$ ) və  $t$ -statistikasından istifadə olunur. Onda, *sıfırıncı hipotez* qəbul olunursa, müşahidə sırasına görə hesablanmış,  $t^*$  qiyməti, 100 sınaqdan maksimum 5-də bu statistikanın  $\alpha=5\%$ -ə müvafiq böhran (nəzəri) qiymətindən,  $t_b$ , böyük ola bilər. Bir sınaqda bunun baş verməsi, artıq qeyd olunduğu kimi, praktik olaraq qeyri-mümkündür.

Əgər, böhran oblast iki hissədən ibarətdirsə, onda  $2\alpha=1-p$  yazılır və burada  $2\alpha$  onu göstərir ki, əhəmiyyətlik səviyyəsi ikitərəflidir. Qeyd olunduğu kimi, əhəmiyyətlik səviyyəsi həndəsi baxımdan şəkil 4.12-də göstərilən ştrixlənmiş sahəyə bərabərdir. *Birtərəfli və ikitərəfli əhəmiyyətlik səviyyələri* arasındakı fərq şəkil 4.13-də göstərilir.

Statistik hipotezləri yoxladıqda iki növ xəyata yol verilə bilər. Birinci növ xəta ondan ibarətdir ki, əslində doğru olmasına baxmayaraq, sıfırıncı hipotez təkzib olunur. Əhəmiyyətlik səviyyəsi nə qədər kiçik olarsa, *birinci növ xətaya* yol verilməsinin ehtimalı bir o qədər az olar.





**Şəkil 4.13.** Müxtəlif alternativ hipotezlər üçün əhəmiyyətlik səviyyəsi və etibarlılıq ehtimalı

*İkinci növ xəta* isə ondan ibarətdir ki, əslində doğru olmayan *sıfıncı hipotez* qəbul olunur.

Bu xətlər qaçılmazdır və bunlarla bağlı risk həmişə var. Hidrometeoroloji tədqiqatlarda daha çox 5% və 10%-li əhəmiyyətlik səviyyəsi istifadə olunur.

Yuxarıda baxdığımız misal üçün  $2\alpha=10\%$  qəbul etsək, *Styudent paylanmasının* cədvəlinə görə  $\nu=n-1=36-1=35$  olduqda *t*-statistikanın nəzəri qiyməti  $t=1.69$  alınır. Onda, *t*-statistikanın etibarlılıq oblastı belədir:  $[-1.69, +1.69]$ .

Misalda baxılan seçmə üçün  $t^*=-1.20$  və bu qiymət təyin olunmuş etibarlılıq oblastına düşür. Bu isə o deməkdir ki, sıfıncı hipotez təkzib olunmur və böyük ehtimalla müşahidə

sırasının riyazi gözləməsinin 12-yə bərabər olduğunu iddia etmək olar. Seçmənin orta qiyməti ( $\bar{x} = 11.0$ ) ilə riyazi gözləmə ( $m_x = 12$ ) arasındakı fərq seçmə ortanın təsadüfi tərəddüdləri ilə izah oluna bilər və bu fərq statistik baxımdan əhəmiyyətli deyildir.

Qeyd etmək lazımdır ki, statistik hipotezlər yoxlandıqda, “hipotez doğrudur” və ya “hipotez doğru deyil” kimi mütləq ifadələrdən istifadə tövsiyə olunmur. Əgər, təhlil olunan statistikanın qiyməti böhran oblasta düşürsə, onda deyirlər ki, sıfırıncı hipotez baxılan əhəmiyyətlilik səviyyəsində təkzib olunmur. Əksinə, empirik qiymət böhran oblasta düşürsə, onda deyirlər ki,  $H_0$   $\alpha$  əhəmiyyətlilik səviyyəsində təkzib olunur.

#### 4.4. Statistik asılılıqlar və xətti korrelyasiya

##### 4.4.1. Funksional və stoxastik asılılıqlar

Hidrometeoroloji hadisə və proseslər çoxsaylı amillərin təsiri altında formalaşır. Bu hadisə və prosesləri öyrəndikdə, onlarla müxtəlif amillər arasındakı əlaqələr təhlil olunur. Məsələn, çay axımının hər hansı bir xarakteristikasını hesabladıqda və ya onun proqnozunu verdikdə baxılan axım xarakteristikaları ilə yağış layı, qar örtüyünün su ehtiyatı, havanın temperaturu, sutoplayıcı səthdən buxarlanma və s. arasında əlaqələri analiz etmək tələb olunur. Belə tədqiqatlar iki tip məsələni həll etməyə imkan verir:

1. Birinci tip məsələ, hidrometeoroloji hadisə və ona təsir edən amillərin ərazi üzrə və zamana görə dəyişmə səbəblərinin müəyyən edilməsi ilə əlaqədardır;

2. İkinci tip məsələ isə, baxılan hadisə və ya prosesin inkişaf tendensiyası və ya onların konkret kəmiyyət göstəricisinin təyini ilə bağlıdır.

Bu məsələlərin heç biri sırf riyazi məsələ deyil, onların həlli hadisə və proseslərin fiziki analizi ilə müşayiət olunmalıdır.

Praktikada çox tez-tez müəyyən bir  $Y$  təsadüfi kəmiyyətinə

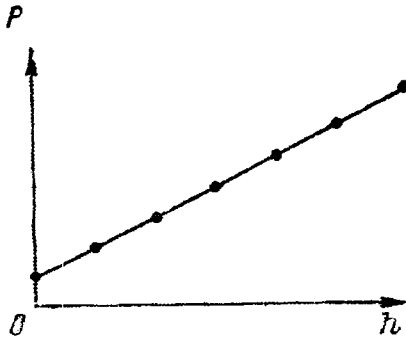
(məsələn, buxarlanmaya) digər  $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$  təsadüfi kəmiyyətlərin (havanın temperaturu, küləyin sürəti və s.) təsirini qiymətləndirmək tələb olunur. Başqa sözlə, müşahidə məlumatlarına görə  $y = f(x_1, x_2, x_3, \dots, x_n)$  asılılığının analitik ifadəsini tapmaq lazım gəlir.

$Y$  kəmiyyəti asılı dəyişən və ya *prediktant*  $X_1, X_2, X_3, \dots, X_n$  isə asılı olmayan dəyişənlər, *prediktorlar* və ya faktorlar adlandırılır.

Tutaq ki,  $Y$  yalnız bir prediktordan asılıdır, yəni  $y=f(x)$ . Bu halda müşahidə məlumatları arasındakı əlaqə düzxətli və ya əyri xətlidir, zəif və ya sıx ola bilər. Düzxətli əlaqələrin təhlili daha yaxşı öyrənilmişdir.

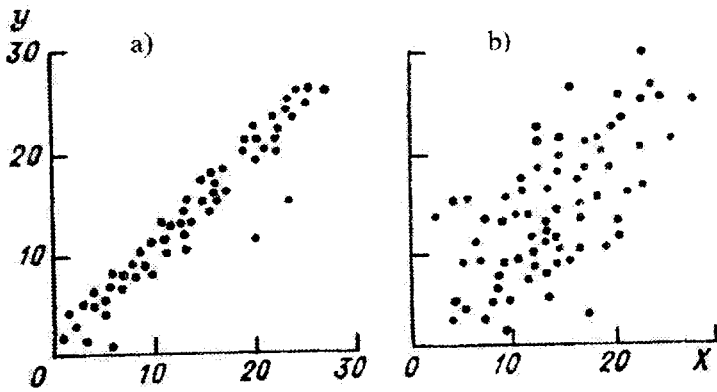
$Y$  və  $X$  təsadüfi kəmiyyətləri arasındakı əlaqələr onların sıxlığından asılı olaraq iki qrupa bölünür: *funksional* və *stoxastik əlaqələr*.

*Funksional asılılıqlarda* (şəkil 4.14) prediktorun,  $X$ , hər bir qiymətinə, prediktantın,  $y$ , yalnız bir qiyməti uyğun olur, yəni bütün müşahidə nöqtələri əlaqə xətti üzərində yerləşir. Məsələn, hidrostatik təzyiqlə maye sütununun hündürlüyü arasında funksional əlaqə var. Əgər, ayrı-ayrı nöqtələr funksional əlaqə qrafikindən meyl edirsə, bu yalnız ölçmələrin xətaləri ilə bağlıdır.



Şəkil 4.14. Funksional əlaqə qrafiki

Lakin hidrometeoroloji praktikada  $y=f(x)$  əlaqəsinin xarakteri adətən fərqli olur. Bu hadisələrə təsir göstərən çoxsaylı amillərin hamısını nəzərə almaq qeyri-mümkündür və buna heç ehtiyac da yoxdur. Belə ki, çox zaman yalnız bir-iki amilin təsiri həlledici olur və onlar da prediktor kimi istifadə edilir. Belə hallarda ölçmələrin dəqiqliyindən asılı olmayaraq müşahidə nöqtələri əlaqə xətti ətrafında səpələnir və bunlara *stoxastik (ehtimallı) asılılıqlar* deyilir (şəkil 4.15).



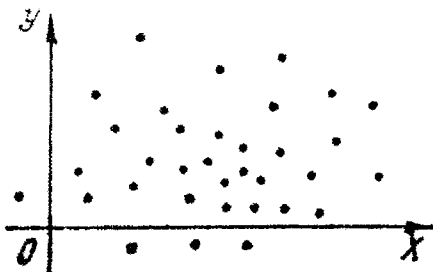
Şəkil 4.15. Stoxastik asılı kəmiyyətlərin əlaqə qrafikləri  
a – sıx əlaqə, b – zəif əlaqə

Şəkil 4.15-dən görüldüyü kimi  $X$ -in hər bir qiymətinə  $Y$ -in çoxsaylı qiymətləri uyğundur. Bu halda  $y=f(x)$  funksional asılılığı əvəzinə, ortalaşdırılmış  $\tilde{y}(x)$  əlaqə xətti keçirilir. Bu zaman çalışmaq lazımdır ki, əlaqə xətti ətrafında müşahidə nöqtələrin səpələnməsi minimal olsun. Əgər, bu tələb ödənilirsə, onda əlaqə xətti *regressiya xətti* və ona müvafiq analitik ifadə isə *regressiya tənliyi* adlandırılır.

Ola bilər ki,  $\tilde{y}(x)$  asılılığının tipi müəyyən bir fiziki və ya hər hansı bir başqa səbəblə əlaqədar əvvəlcədən məlumdur. Onda tədqiqatçının vəzifəsi empirik məlumatlara görə analitik ifadə parametrlərinin qiymətləndirilməsidir.

Məsələn, əgər, baxılan əlaqə düz xətlidirsə, yəni,  $\tilde{y}(x) = ax + b$ ,  $a$  və  $b$  parametrlərinin elə qiymətləri tapılmalıdır ki, əlaqə xətti ətrafında nöqtələrin səpələnməsi minimal olsun. Əgər,  $\tilde{y}(x)$  asılılığının tipi məlum deyilsə, onda onun tipi haqqında fərziyyə irəli sürülməlidir.

Bəzən ola bilər ki,  $Y$  və  $X$  kəmiyyətləri arasında əlaqə olmasın (şəkil 4.16).



Şəkil 4.16. Asılı olmayan kəmiyyətlərin əlaqə qrafiki

#### 4.4.2. Ən kiçik kvadratlar metodu

Tutaq ki,  $\tilde{y}(x)$  asılılığı düzxətlidir. Hidrometeorologiyada düzxətli asılılıqlardan geniş istifadə olunur, çünki onlar üçün riyazi aparat çox yaxşı işlənmişdir. Belə asılılıqların başqa üstünlükləri də var:

1. Əgər,  $\tilde{y}(x)$  asılılığının tipi məlum deyilsə, onda ilkin variantda o düzxətli qəbul oluna bilər;

2. Əgər, baxılan asılılıq zəif əyrixətlidirsə, onda  $X$  dəyişəninin mümkün qiymətlər oblastını bir neçə intervala bölmək olar ki, onların daxilində əlaqə düzxətli qəbul edilə bilər;

3. Demək olar ki, həmişə  $X$  və  $Y$  dəyişənlərini elə çevirmək mümkündür ki, yeni dəyişənlər arasında əlaqə düzxətli olsun.

Düzxətli asılılığın reqressiya tənliyi aşağıdakı kimidir;

$$\tilde{y}_i = ax_i + b. \quad (4.78)$$

Bu tənliyin  $a$  və  $b$  parametrlərinin qiymətləri elə təyin olun-

malıdır ki, bu qiymətlərdə  $y_i$ -nin müşahidə olunmuş qiymətlərinin düstur (4.78)-ə görə hesablanmış qiymətlərindən fərqlinin (meylətməsinin) kvadratları cəmi minimal olsun. Bu tələb *ən kiçik kvadratlar metodunun* məğzini təşkil edir.

Qeyd olunan fərqlin kvadratları cəmi aşağıdakı ifadələrə görə təyin olunur:

$$\sum_{i=1}^n (y - \tilde{y}_i)^2 = \sum_{i=1}^n [y_i - (ax_i + b)]^2. \quad (4.79)$$

Baxılan cəmin minimal olması üçün, bu ifadənin  $a$  və  $b$  parametrləri üzrə xüsusi törəmələri sıfıra bərabər olmalıdır:

$$\frac{\partial}{\partial a} \left[ \sum_{i=1}^n (y_i - ax_i - b)^2 \right] = 0; \quad (4.80)$$

$$\frac{\partial}{\partial b} \left[ \sum_{i=1}^n (y_i - ax_i - b)^2 \right] = 0. \quad (4.81)$$

Axırıncı iki ifadəni, (4.80) və (4.81), diferensiasladıda aşağıdakı tənlikləri almaq olar:

$$b \sum_{i=1}^n x_i + a \sum_{i=1}^n x_i^2 = \sum_{i=1}^n x_i y_i; \quad (4.82)$$

$$bn + a \sum_{i=1}^n x_i = \sum_{i=1}^n y_i. \quad (4.83)$$

Bu iki tənliyi  $a$  və  $b$  parametrlərinə nəzərən həll etsək, onda onları təyin etmək üçün aşağıdakı ifadələr alınar:

$$a = \frac{\sum_{i=1}^n [(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})]}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}; \quad (4.84)$$

$$b = \bar{y} - a\bar{x}, \quad (4.85)$$

Burada  $\bar{x}$  və  $\bar{y}$  —  $X$  və  $Y$  sıralarının orta qiymətidir.

#### 4.4.3. İki dəyişən kəmiyyət üçün xətti reqressiya tənliyi

Xətti reqressiya tənliyinin  $a$  parametri  $X$  və  $Y$  dəyişənləri arasında əlaqə xəttinin meyl bucağının tangensini səciyyələndirir və  $\hat{y}(x)$  asılılığının *reqressiya əmsalı* adlanır. Düstur 4.84-dən alınır ki, reqressiya əmsalı aşağıdakı kimi də yazıla bilər:

$$a_{y/x} = r \frac{\sigma_y}{\sigma_x}, \quad (4.86)$$

burada  $\sigma_y$  və  $\sigma_x$ , müvafiq olaraq  $Y$  və  $X$  sıralarının orta kvadratik meyletmələri;  $r$ -*cüt korrelyasiya əmsalıdır*:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n [(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})]}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}. \quad (4.87)$$

Korrelyasiya əmsalı,  $r$ ,  $Y$  və  $X$  arasında xətti asılılığın sıxlığının empirik göstəricisidir. O,  $-1$ -dən  $+1$ -ə kimi qiymətlər ala bilər. Əgər,  $r \pm 1$ , onda baxılan asılılıq funksionaldır.

Əgər,  $r > 0$  olarsa, əlaqə düz,  $r < 0$  olarsa, tərsinədir. Korrelyasiya əmsalının mütləq qiyməti sıfıra yaxınlaşdıqca,  $Y$  və  $X$  arasında xətti əlaqə də zəifləyir (şəkil 4.17).

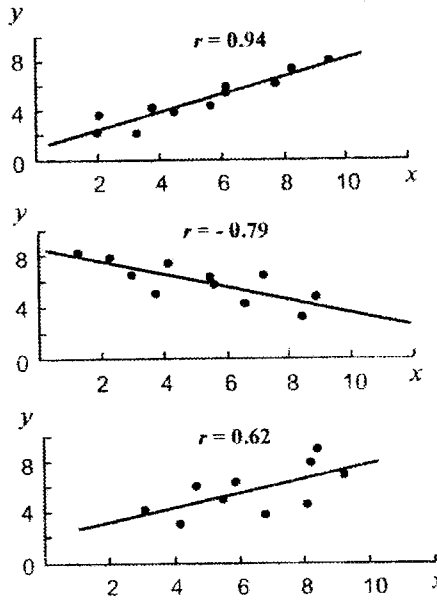
Korrelyasiya əmsalını hesablamaq üçün düstur başqa cür də yazıla bilər:

$$r = \frac{\text{cov}(x, y)}{\sigma_x \sigma_y}, \quad (4.88)$$

Burada  $\text{cov}(x, y)$ -kovariasiya adlanır və aşağıdakı ifadəyə görə hesablanır:

$$\text{cov}(x, y) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}). \quad (4.89)$$

Düstur (6.8) və (6.9)-u nəzərə almaqla xətti reqressiya tənliyinin aşağıdakı ifadəsi alınır:



**Şəkil 4.17.** Korrelyasiya əmsalının müxtəlif qiymətlərində  $\tilde{y}_i = ax_i + b$  asılılığı qrafiklərində nöqtələrin meyletməsi

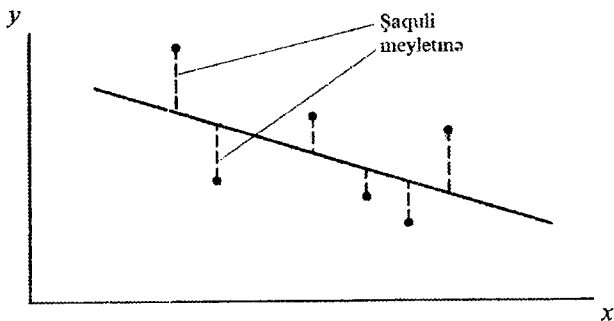
$$(y_i - \bar{y}) = r \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (x_i - \bar{x}). \quad (4.90)$$

Bu bərabərlik  $y$ -in  $x$  üzrə xətti reqressiya tənliyi adlanır. Oxşar yolla  $x$ -in  $y$  üzrə xətti reqressiya tənliyini tərtib etmək olar:

$$(x_i - \bar{x}) = r \frac{\sigma_x}{\sigma_y} (y_i - \bar{y}). \quad (4.91)$$

Axırıncı iki ifadə, (4.90) və (4.91) ekvivalent deyillər və biri o birindən alınmır. Əgər, absis oxunda  $X$ -in, ordinat oxunda isə  $Y$ -in qiymətlərini qeyd etsək, onda düstur (4.90)-ə reqressiya xəttindən nöqtələrin şaquli istiqamətdə (şəkil 4.18) düstur (4.91)-ə isə üfüqi istiqamətdə meyletmələri uyğun olar.



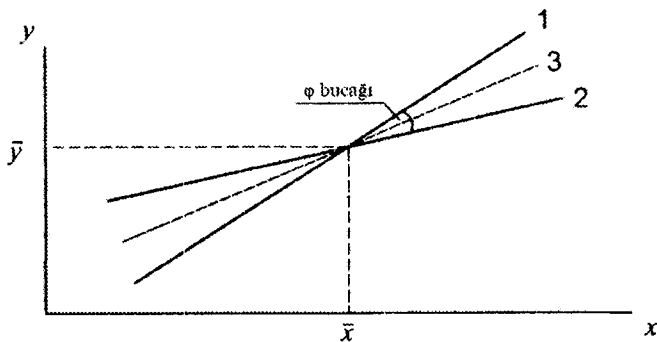


**Şəkil 4.18.**  $y$ -in  $x$ -ə görə xətti regressiyası və şaquli meylectmələr

Düstur (4.90) və (4.91)-ə müvafiq düz xətlər koordinatları  $(\bar{x}, \bar{y})$  olan nöqtədə kəsişir (şəkil 4.19). Bu xətlər arasındakı bucaq,  $\varphi$ , korrelyasiya əmsalının qiymətindən asılıdır. Asılılıq zəif olduqda  $\varphi$  böyük, güclü olduqda isə kiçik olur.

Əgər,  $r = 0$  olarsa, onda  $\varphi = 90^\circ$  və  $|r| = 1$  olarsa,  $\varphi = 0^\circ$  olur. Axırındı hər iki xətt üst-üstə düşür.

Hidrometeoroloji praktikada çox zaman düstur (4.90) və (4.91)-ün əvəzinə orta xəttin tənliyindən istifadə olunur. Bu xətt  $\varphi$  bucağının tənbölünə uyğundur (şəkil 4.19). Orta xəttin tənliyini almaq üçün düstur (4.90) və ya (4.91)-də  $r = 1$  qəbul etmək lazımdır.



**Şəkil 4.19.** Xətti regressiya əlaqələri:

1-  $y=f(x)$ ; 2-  $x=f(y)$ ; 3- orta xətt

#### 4.4.4. Çoxhədli xətti korrelyasiya

Hidrometeoroloji hadisə və proseslər çoxsaylı amillərin təsiri nəticəsində formalaşır. Bu amillərin bəziləri baxılan hadisə və prosesə daha güclü, bəziləri isə nisbətən zəif təsir göstərir. Hidrometeoroloji kəmiyyətlərin hesablanması və proqnozunda çox zaman yalnız bir effektiv amil nəzərə alınır. Belə yanaşma bir tərəfdən bir çox kəmiyyət göstəriciləri haqqında məlumatların olmaması ilə, digər tərəfdən isə texniki problemlərlə əlaqədardır.

Aydındır ki, yalnız bir göstərici (prediktor) çoxamilli hadisəni tam şəkildə səciyyələndirə bilməz. Məsələn, dağlıq rayonlar üçün atmosfer yağıntıları, buxarlanma, havanın temperaturu, illik axım və s. ilə ərazinin və ya sutoplayıcının orta hündürlüyü arasında asılılıqdan geniş istifadə olunur. Bu kəmiyyətlərin təyini dəqiqliyini artırmaq üçün hesablama düsturlarına əlavə göstəricilər daxil edilməlidir. Bu məqsədlə *çoxhədli xətti korrelyasiya* aparatından istifadə olunur. Bu aparat iki dəyişən kəmiyyət arasında *xətti korrelyasiya metodunun* əsas müddəalarını üç və daha çox dəyişənə tətbiq etməyə imkan verir.

Tutaq ki,  $Y$  dəyişən kəmiyyəti ilə onun qiymətlərinə təsir göstərən  $X_1, X_2, \dots, X_m$  kəmiyyətləri arasında çoxhədli xətti reqressiya tənliyini tərtib etmək tələb olunur. Bu tənliyin parametrləri ən kiçik kvadratlar metoduna görə təyin olunur və tənlik aşağıdakı kimi yazılır:

$$(y - \bar{y}) = a_1(x_1 - \bar{x}_1) + a_2(x_2 - \bar{x}_2) + \dots + a_m(x_m - \bar{x}_m), \quad (4.92)$$

burada  $a_1, a_2, \dots, a_m$ -reqressiya əmsalları;  $\bar{y}, \bar{x}_1, \bar{x}_2, \dots, \bar{x}_m$ -müvafiq olaraq asılı olmayan dəyişən və prediktorların (asılı dəyişənlərin) orta kəmiyyəti;  $m$ - prediktorların sayıdır.

Qarşıya qoyulan məsələni həll etmək üçün normal tənliklər sistemi  $a_1, a_2, \dots, a_m$  əmsallarına nəzərən həll olunmalıdır. Adətən bu məsələ kompyuterdə xətti cəbrin ədədi metodlarının istifadəsi ilə həll edilir. Prediktorların sayı iki olduqda baxılan məsələnin analitik həlli Kramer metodu ilə də alın bilər. Bu

metoda görə  $a_j$  əmsallarını təyin etmək üçün sistemin baş determinantı,  $D$ , hesablanmalıdır:

$$D = \begin{vmatrix} 1 & r_{0,1} & r_{0,2} & r_{0,3} \dots r_{0,j} \dots r_{0,m} \\ r_{1,0} & 1 & r_{1,2} & r_{1,3} \dots r_{1,j} \dots r_{1,m} \\ r_{2,0} & r_{2,1} & 1 & r_{2,3} \dots r_{2,j} \dots r_{2,m} \\ r_{3,0} & r_{3,1} & r_{3,2} & 1 \dots r_{3,j} \dots r_{3,m} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ r_{i,0} & r_{i,1} & r_{i,2} & r_{i,3} \dots r_{i,j} \dots r_{i,m} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ r_{m,0} & r_{m,1} & r_{m,2} & r_{m,3} \dots r_{m,j} \dots 1 \end{vmatrix} \quad (4.93)$$

burada  $r_{ij}$ -dəyişənlər arasında cüt korrelyasiya əmsallarıdır. Məsələn,  $r_{0,3}$ -asılı dəyişən və üçüncü prediktor arasında,  $r_{2,1}$ , isə ikinci və birinci prediktorlar arasında, korrelyasiya əmsalıdır. Qeyd etmək lazımdır ki,  $r_{0,3} = r_{3,0}$  və  $r_{2,1} = r_{1,2}$ . Bu determinantın əsas diaqonalında korrelyasiya əmsalları vahidə bərabərdir, çünki  $r_{0,0} = r_{1,1} = r_{2,2} = \dots = r_{m,m} = 1$ .

*Regressiya əmsalları* aşağıdakı ifadəyə görə təyin olunur:

$$a_j = -(-1)^j \frac{\sigma_y D_{0,j}}{\sigma_{x,j} D_{0,0}}, \quad (4.94)$$

burada  $\sigma_y$ -asılı olmayan dəyişənin orta kvadratik meylectməsi;  $\sigma_{x_j}$  sayılı prediktorun orta kvadratik meylectməsi;  $D_{0,0}$ -sistemin baş determinantı,  $D$ , sıfırıncı sətir və sıfırıncı sütunu silməklə alınan minor,  $D_{0,j}$ - baş determinantdan sıfırıncı sətir və  $j$  sayılı sütunu silməklə alınan minordur.

Dəyişən kəmiyyətlərin sayı üç olduqda (asılı olmayan kəmiyyət və iki prediktor) hesablamalar aşağıdakı ardıcılıqla yerinə yetirilir:

$$D = \begin{vmatrix} 1 & r_{0,1} & r_{0,2} \\ r_{1,0} & 1 & r_{1,2} \\ r_{2,0} & r_{2,1} & 1 \end{vmatrix}; \quad (4.95)$$

$$D_{0,0} = \begin{vmatrix} 1 & r_{1,2} \\ r_{2,1} & 1 \end{vmatrix} = 1 - r_{2,1}r_{1,2} = 1 - r_{1,2}^2; \quad (4.96)$$

$$D_{0,1} = \begin{vmatrix} r_{1,0} & r_{1,2} \\ r_{2,0} & 1 \end{vmatrix} = r_{1,0} - r_{2,0}r_{1,2}; \quad (4.97)$$

$$D_{0,2} = \begin{vmatrix} r_{1,0} & 1 \\ r_{2,0} & r_{2,1} \end{vmatrix} = r_{1,0}r_{2,1} - r_{2,0}. \quad (4.98)$$

Regressiya əmsallarını hesablamaq üçün düstur (4.94)-də (4.96) və (4.98) ifadələri nəzərə alıılır:

$$a_1 = + \frac{\sigma_y (r_{1,0} - r_{2,0}r_{1,2})}{\sigma_{x,1} (1 - r_{1,2}^2)}; \quad a_2 = - \frac{\sigma_y (r_{1,0}r_{2,1} - r_{2,0})}{\sigma_{x,2} (1 - r_{1,2}^2)}.$$

Hazırda çoxhədli regressiya tənliklərinin parametrlərini çox tez və dəqiq hesablamağa imkan verən kompyuter proqramları işlənmişdir. Microsoft Excel elektron cədvəllərinin analiz paketinə belə proqram daxil edilmişdir.

Çoxhədli xətti korrelyasiyada əlaqənin sıxlığı cüt xətti korrelyasiyada olduğu kimi korrelyasiya əmsalına görə qiymətləndirilir. Bu əmsal ümumi korrelyasiya əmsalı adlanır:

$$R = \sqrt{1 - \frac{D}{D_{0,0}}}. \quad (4.99)$$

Ümumi korrelyasiya əmsalı cüt korrelyasiya əmsalından fərqli olaraq yalnız “0” və “+1” arasında qiymətlər alır. Bu əmsalın standart xətası aşağıdakı düstura görə hesablanır:

$$\sigma_R = \frac{1 - R^2}{\sqrt{n - m - 1}}, \quad (4.100)$$

burada  $n$ -təhlil olunan sıraların uzunluğu;  $m$ -prediktorların sayıdır.

Çoxhədli xətti regressiya tənliyinin standart xətası aşağıdakı düstura görə qiymətləndirilə bilər:

$$\sigma_{y(x)} \approx \sigma_y^* \sqrt{1 - R^2}. \quad (4.101)$$

Regressiya əmsalının ( $j$  saylı) standart xətası isə aşağıdakı ifadəyə görə təyin olunur:

$$\sigma_{a_j} = \frac{\sigma_y^*}{\sigma_{x_j}^*} \sqrt{\frac{(1 - R^2) \Delta_{j,j}}{(n - m - 1) D_{0,0}}}, \quad (4.102)$$

Burada  $\Delta_{j,j}$   $D_{0,0}$  determinantının minorudur.

Praktikada istifadəyə yararlı çoxhədli xətti regressiya tənliyi aşağıdakı şərtləri ödəməlidir:

$$R \geq 0,7; (R / \sigma_R) \geq 2; (a_j / \sigma_{a_j}) \geq 2; n \geq 10. \quad (4.103)$$

Üçüncü şərt regressiya əmsallarının hər biri üçün ayrılıqda ödənməlidir. Dördüncü şərt əslində daha sərt olmalıdır. Təcrübə göstərir ki, bir prediktor istifadə edildikdə sıraların uzunluğu ən azı 10, iki prediktor üçün 25-30, dörd prediktor üçün 50-60, beş prediktor üçün 100-120 və s. olmalıdır. Yalnız bu halda regressiya tənliyinin parametrlərini etibarlı qiymətləndirmək mümkündür. Hidrometeoroloji sıraların uzunluğu adətən qısa olduğuna görə çox nadir hallarda regressiya tənliyində (modelində) prediktorların sayı dördədən artıq olur.

Çoxhədli xətti regressiya tənliyi tərtib edildikdə yalnız effektiv prediktorlardan istifadə olunmalıdır. Əgər, prediktorun tənliyə daxil edilməsi nəticəsində ümumi səpələnmə,  $R^2$ , heç olmasa 5% artırsa, belə prediktor effektiv hesab edilə bilər. Qey-

*ri-effektiv prediktorlar* isə tənliyə daxil edilmir, çünki onlar hesablamaların xətasını azaltmaq əvəzinə, əksinə, onları artırma bilər.

Adətən çoxhədli xətti reqressiya tənliyinə asılı kəmiyyətlə *xüsusi (fərdi) korrelyasiya əmsalı* yüksək olan prediktorlar daxil edilir. Xüsusi korrelyasiya əmsalı cüt korrelyasiya əmsalından fərqlidir. Belə ki, iki dəyişən kəmiyyət arasında asılılıq təhlil olunduqda, bu əlaqənin sıxlığı cüt korrelyasiya əmsalı ilə qiymətləndirilə bilər. Lakin üç və daha çox sayda kəmiyyətin qarşılıqlı əlaqələri öyrəniləndikdə cüt korrelyasiya əmsalı o qədər uğurlu göstərici hesab olunmur. Bu, çoxhədli xətti reqressiya aparatının xüsusiyyətləri ilə əlaqədardır. Tutaq ki,  $y = f(x_1, x_2, x_3)$  asılılığı təhlil olunur. Bu halda, ola bilər ki, məsələn,  $Y$  və  $X_1$  dəyişənləri arasında əlaqənin korrelyasiya əmsalına  $X_2$  və ya  $X_3$  dəyişəni, və ya onların hər ikisi eyni zamanda təsir göstərir. Buna görə də  $Y$  və  $X_1$  arasındakı əlaqənin sıxlığını qiymətləndirmək üçün  $X_2$  və  $X_3$  dəyişənlərinin təsirindən azad olmaq lazımdır. Başqa sözlə,  $y = f(X_1)$  əlaqəsinə  $X_2$  və  $X_3$  kəmiyyətlərinin hər birinin dəyişməz (sabit) qiymətlərində baxılmalıdır. Məhz bu halda  $Y$  və  $X_1$  dəyişənləri arasındakı əlaqənin həqiqi korrelyasiya əmsalı qiymətləndirilə bilər. Bu korrelyasiya əmsalı *xüsusi korrelyasiya əmsalı* adlanır.

Tutaq ki, çay hövzəsində formalaşan illik axım,  $R$ , ilə sutoplayıcıya düşən atmosfer yağıntıları,  $P$ , və sutoplayıcı səthdən buxarlanma,  $E$  arasında əlaqəyə baxılır  $R = f(P, E) \cdot R$  və  $P$  dəyişənləri arasında asılılığın xüsusi korrelyasiya əmsalını qiymətləndirmək üçün  $R = f(P)$  əlaqəsi  $E$  dəyişəninin eyni qiymətində təhlil olunmalıdır. Aydınır ki, bu məhdudiyətə uyğun kifayət qədər müşahidə məlumatı toplamaq çox çətinidir. Prediktorların sayı artdıqca, bu çətinliklər də çoxalır. Xüsusi korrelyasiya əmsalını hesablamaq üçün düsturlar alınmışdır. Yalnız iki prediktordan istifadə olunduqda bu düsturlar aşağıdakı kimidir:

$$r_{01.2} = \frac{r_{01} - r_{02} \cdot r_{12}}{\sqrt{(1 - r_{02}^2)(1 - r_{12}^2)}}; \quad (4.104)$$

$$r_{02.1} = \frac{r_{02} - r_{01} \cdot r_{12}}{\sqrt{(1 - r_{01}^2)(1 - r_{12}^2)}}, \quad (4.105)$$

burada  $r_{01.2}$  və  $r_{02.1}$  - asılı dəyişənin müvafiq olaraq birinci və ikinci prediktorla əlaqəsinin xüsusi korrelyasiya əmsalları;  $r_{01}$ ,  $r_{02}$ ,  $r_{12}$  - cüt korrelyasiya əmsallarıdır.

Göründüyü kimi, xüsusi korrelyasiya əmsalının indeksi iki hissədən ibarətdir. Birinci iki rəqəm aralarındakı əlaqə təhlil olunan kəmiyyətlərin nömrələrini, nöqtədən sonrakı rəqəm (və ya rəqəmlər) isə təsiri nəzərə alınmayan prediktor (və ya prediktorların) nömrələridir.

Beləliklə, xüsusi korrelyasiya əmsalı ümumi reqressiyada prediktorun fərdi payını səciyyələndirir.

Reqressiya tənliyinə daxil edilmiş hər hansı bir prediktorla başqa bir prediktor arasında sıx əlaqə olduqda və bu yeni prediktoru tənliyə əlavə etdikdə, onun asılı dəyişənlə xüsusi korrelyasiya əmsalı kiçik alınır.

Əgər,  $X_1$  və  $X_2$  dəyişənləri arasında əlaqənin cüt korrelyasiya əmsalı  $r_{12}$ ,  $X_1$  və  $X_3$  arasında isə  $r_{13}$  təşkil edirsə, onda  $X_2$  və  $X_3$  arasında korrelyasiya əmsalı  $r_{12}r_{13}$ -ə bərabər olur və avtomatik korrelyasiya alınır.  $X_3 = f(X_1, X_2)$  tənliyinə  $X_2$  prediktoru yalnız o halda əlavə edilə bilər ki,  $X_2$  və  $X_3$  dəyişənlərinin müşahidə məlumatlarına görə hesablanmış cüt korrelyasiya əmsalı,  $r_{23}$ , avtomatik korrelyasiya əmsalından əhəmiyyətli dərəcədə böyük olsun.

Çoxhədli xətti reqressiya tənliyi tərtib edildikdə prediktor kimi yalnız,  $X_1, X_2, \dots, X_m$  dəyişənlərindən deyil, həmçinin onların müxtəlif kombinasiyalarından da, məsələn,  $(X_1 \cdot X_2)$ ;  $(X_1/X_2)$ ;  $(1/X_1)$  və s. istifadə olunur. Əksər halda belə yanaşma özünü doğruldur və tənliyin ümumi korrelyasiya əmsalı böyüyür. Lakin prediktor kimi asılı dəyişənin,  $Y$ , asılı olmayan dəyişən-

lərdən (prediktorlardan),  $X_j$ , biri ilə kombinasiyası istifadə olun-  
duqda yanlış korrelyasiya effekti yarana bilər. Başqa sözlə,  
əslində  $Y$  və  $X_j$  dəyişənləri arasında əlaqə olmamasına baxmaya-  
raq, reqressiya tənliyinin ümumi korrelyasiya əmsalı kifayət qədər  
böyük alınır.

Əgər,  $Y$  dəyişəninin dispersiyası  $X$  dəyişəninin dispersiyası  
ilə müqayisədə bir neçə dəfə böyükdürsə, onda  $Y = f(YX)$ ,  
 $Y = (Y / X)$ ,  $Y = f(Y + X)$  asılılıqlarını qurduqda, faktik ola-  
raq asılı kəmiyyətin onun özü ilə korrelyasiyasına baxılır. Bu  
halda  $x$  kəmiyyəti zəif səs rolunu oynayır.

Əgər,  $Y$  dəyişəninin variasiya əmsalı  $X$  dəyişəninin variasiya  
əmsalından böyükdürsə, onda bu iki dəyişən arasında həтта heç  
bir əlaqə olmadıqda belə  $Y = f(YX)$  asılılığının korrelyasiya  
əmsalı 0,7-dən kiçik olmur.

Reqressiya tənlikləri tərtib edildikdə yanlış korrelyasiya ef-  
fektinin nəzərə alınmaması ciddi səhvlərlə nəticələnə bilər.

#### **4.5. Hidroloji hesablamaların dəqiqliyinin qiymətləndirilməsi**

Su sərfələri təsadüfi kəmiyyət olduğu üçün, müşahidə sırala-  
rının statistik parametrləri (ədədi orta, variasiya və asimmetriya  
əmsalları) onların müvafiq riyazi gözləmələrindən fərqlənir.

*Hidroloji hesablamaların dəqiqliyi* dispersiya və seçmə pa-  
rametrin standart xətasına görə qiymətləndirilir. Bunların hər  
ikisi hesablanan kəmiyyətlərin onların riyazi gözləməsindən,  
yəni müəyyən orta qiymətdən meyl etməsinə səciyyəlidir.

Statistik parametrlərin seçmə qiymətləri və riyazi gözləmə-  
ləri arasındakı fərqlər sistematik və təsadüfi ola bilər. *Sistematik xətalər* istifadə edilən qiymətləndirmə metodu təkmil olma-  
dıqda yaranır. *Təsadüfi xətalər* isə müşahidə dövründə axım  
rejiminin xüsusiyyətləri ilə əlaqədardır.

Məsələn, hidroloji sıraların dispersiyası, orta kvadratik  
meyletməsi, variasiya və asimmetriya əmsalları məlum mo-  
mentlər metodu ilə hesablandıqda həmişə alınan qiymətlər



(seçmə qiymətlər) həqiqi qiymətdən (riyazi gözləmə) kiçik olur. Buna görə də, müşahidə sırasının uzunluğu 40 ildən az olduqda onun dəyişkənliyini səciyyələndirən parametrlərin (variasiya əmsalı və s.) hesablanmış qiymətləri  $\frac{n}{n-1}$ , asimmetriya əmsalının qiymətləri isə  $\frac{n^2}{(n-1)(n-2)}$  ifadəsinə vurulur (İmanov, 2011).

Əslində bu tip sisteməti xətalari qiymətləndirmək üçün baxılan hidroloji kəmiyyətin riyazi gözləməsi məlum olmalıdır. Çay axımı və digər hidrometeoroloji kəmiyyətlərin parametrləri üçün riyazi gözləmə məlum deyil və onun qiyməti haqqında məhdud uzunluqlu müşahidə sırasına görə təsəvvür yaranır. Buna görə də sisteməti xətalari öyrənmək üçün riyazi analiz və statistik sınaqlar metodlarından istifadə olunur.

Təsadüfi xətalərin əsas göstəricisi onların orta kvadratiki kəmiyyəti, yəni qiymətləndirmənin standart xətasıdır. Bəzi yaxşı öyrənilmiş paylanma funksiyaları, məsələn normal paylanma üçün standart xətalərin düsturları nəzəri yolla alınmışdır. Baxılan kəmiyyətin standart xətasının əsas xüsusiyyəti ondan ibarətdir ki, onun qiyməti müşahidə sırasının uzunluğunun kökəlti qiymətinə mütənasib olaraq azalır.

Hidroloji sıraların seçmə parametrlərinin standart xətalərini qiymətləndirilməsində istifadə olunan düsturlar təsadüfi kəmiyyətlər üçün alınmışdır. Lakin hidroloji sıralarda avtokorrelyasiyanın olması hesablamaların dəqiqliyini azaldır. Bu halda standart xətanı hesablamaq üçün istifadə olunan düstura düzəliş edilir. Bu düzəlişin qiyməti müşahidə sırasının uzunluğu və avtokorrelyasiya əmsalından asılıdır (Крицкий, Менкель, 1981). Müəyyən olunmuşdur ki, əgər, müşahidə sırasının uzunluğu 50 il, avtokorrelyasiya əmsalı 0,30 olarsa, onda sıranın orta kəmiyyətinin standart xətası 1.35 dəfə, dispersiyanın xətası isə (standart xətanın kvadratı) 1,83 dəfə artır. Bu misaldan görünür ki, hətta avtokorrelyasiyanın çox da böyük olmayan qiyməti hesablamaların dəqiqliyini əhəmiyyətli dərəcədə azaldır.

Hidroloji xarakteristikaların seçmə parametrlərinin xətaləri-

nın qiymətləndirilməsi istiqamətində bir sıra fundamental tədqiqatlar yerinə yetirilmişdir (Блохинов, 1974; Рождественский, 1977).

Гидролоји hesablamaları tənzimləyən normativ sənədlərə görə baxılan гидролоји xarakteristikanın *nisbi orta kvadratik xətası* orta illik və mövsümi axım üçün 10%-dən, maksimal və minimal axım üçün isə 20%-dən çox olmamalıdır (СНИП, 2003; Пособие..., 1984).

Гидролоји xarakteristikalarının paylanma funksiyalarının seçmə parametrlərinin xətalарını qiymətləndirmək üçün istifadə olunan düsturlar, parametrin hesablanma metodundan asılıdır (Рождественский, 1977; Сикан, 2007; David A. Chen, 2006).

### Ədəbiyyat

1. İmanov F.Ə. Hidrometeorologiyada statistik metodlar. Bakı, 2011.-272 s.
2. İmanov F.Ə. Гидролоји hesablamalar. Bakı, 2011.-263 s.
3. Алексеев Г.А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей.-Л.:Гидрометеиздат, 1971.-363с.
4. Алексеев Г.А. Методы оценки случайных погрешностей гидрометеорологической информации.- Л.:Гидрометеиздат, 1975.-76с.
5. Бендат Дж., Пирсол А. Применение корреляционного и спектрального анализа. – М.: Мир, 1983.–312 с.
6. Бокс Дж., Дженкинс Г. Анализ временных рядов. – М.: Мир, 1974.–406 с.
7. Вентцель Е.С., Овчаров Л.А. Теория вероятностей и ее инженерные приложения. – М.: Наука, 1988.–480 с.
8. Вентцель Е.С., Овчаров Л.А. Теория случайных процессов и ее инженерные приложения.–М.: Наука, 1991.–384 с.
9. Виссмен мл. У., Харбаф Т.И, Кнепп Д.У. Введение в гидрологию. Гидрометеиздат, 1979.-470с.
10. Гандин Л.С. Объективный анализ метеорологических колебаний.- Л.:Гидрометеиздат, 1963.-280с.
11. Закс Л. Статистическое оценивание. М.: «Статистика», 1976.–600 с.

12. Исаев А.А. Статистика в метеорологии и климатологии.- М.: Изв-во МГУ, 1988.-248с.
13. Кайсл Ч. Анализ временных рядов гидрологических данных. Л.: Гидрометеиздат, 1972.-138 с.
14. Международное руководство по методам расчета основных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеиздат, 1984.-247 с.
15. Митропольский А.К. Техника статистических вычислений.-М.: Наука, 1971. –576 с.
16. Музылев С.В., Привальский В.Е., Раткович Д.Д. Статистические модели в инженерной гидрологии.- Л.:Наука, 1982.-184с.
17. Определения основных расчетных гидрологических характеристик. СП 33-101-2003.-М.: Стройиздат, 2004.-72 с.
18. Поляк И.И. Методы анализа случайных процессов и полей в климатологии.- Л.:Гидрометеиздат, 1979.-256.
19. Поляк И.И. Численные методы анализа наблюдений.- Л.:Гидрометеиздат, 1975.-211с.
20. Рождественский А.В., Ежов А.В., Сахарюк А.В. Оценка точности гидрологических расчетов.-Л.: Гидрометеиздат, 1990.-273 с.
21. Рождественский А.В. Оценка точности кривых распределения гидрологических характеристик.-Л.: Гидрометеиздат, 1977.-268 с.
22. Рождественский А.В., Чеботарев А.И. Статистические методы в гидрологии.-Л.: Гидрометеиздат, 1974.-424 с.
23. Сванидзе Г.Г. Математическое моделирования гидрологических рядов. – Л.: Гидрометеиздат, 1977.-296 с.
24. Сикан А.В. Методы статистической обработки гидрометеорологической информации. СПб.: изд. РГГМУ, 2007.- 279с.
25. Справочник по прикладной статистике. Т. 1, 2 / Под ред. Э. Ллойда, У. Линдермана.- М.: Финансы и статистика, 1990.
26. Химмельблау Д. Анализ процессов статистическими методами.-М.: Наука, 1973.-958 с.
27. Щелутко В.А. Численные методы в гидрологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1991.-238 с.
28. David A. Chin. Water-resources Engineering (Second edition). Pearson Education International, USA, New Jersey, 2006.-962pp.
29. V.T.Chow, D.R.Maidment and L.W. Mays. Applied Hydrology. Mc Graw-Hill, Inc., New York, 1988.-572 pp.

## 5. HIDROMEXANIKANIN ƏSAS TƏNLİKLƏRİ

Mayenin müvazinəti və hərəkətinin ümumi qanunlarını hidromexanika öyrənir. Nəzəri və texniki hidromexanika maye mexanikasının istiqamətləridir. Bu iki istiqamətin tədqiqat metodları fərqlidir.

*Nəzəri hidromexanikanın* əsas tədqiqat metodu dəqiq riyazi analizdir. Lakin mayenin hərəkəti həddən artıq mürəkkəb olduğu üçün, riyazi aparat bir qədər sadələşdirilmiş hərəkət sxemlərinə tətbiq olunur. Nəzəri hidromexanikada alınan həllər ümumi və riyazi baxımdan dəqiq olmalarına baxmayaraq, mürəkkəbdir.

*Texniki hidromexanika* termininin sinonimi hidravlika terminidir. Hidravlikada müxtəlif praktiki məsələlərin həllində fərziyyə və sadələşdirmələrdən istifadə olunur. Çox zaman hidravliki həllər eksperimentlərin nəticələrinə əsaslanır və bu səbəbdən hidravlikada çoxsaylı empirik və yarımempirik düsturlar tətbiq edilir. Hidravlikada *eksperimental-nəzəri metoda* üstünlük verilir və bu, maye hərəkətini ifadə etmək üçün kifayət qədər dəqiq və sadə həllər əldə etməyə imkan verir.

### 5.1. Hidrostatikanın tənlikləri

Hidrostatika sükunətdə olan mayenin tabe olduğu qanunları, belə mayədə təsir göstərən qüvvələri və onun müxtəlif səthlərə təzyiqini öyrənir. Hidrostatikanın əsas anlayışı sükunətdə olan mayenin verilən nöqtəsində *hidrostatik təzyiqd*ir,  $p$ . Onun ölçü vahidləri  $t/m^2$ ,  $kq/m^2$ ,  $kq/sm^2$  və s.

Hidrostatik təzyiqin iki xassəsi var:

1. Hidrostatik təzyiq təsir göstərdiyi səthə həmişə perpendikulyar istiqamətdə yönəlir;
2. Hidrostatik təzyiq təsir göstərdiyi səthin meyl bucağından asılı deyil, yeni mayenin verilən nöqtəsində təzyiqin qiyməti bütün istiqamətlərdə eynidir.

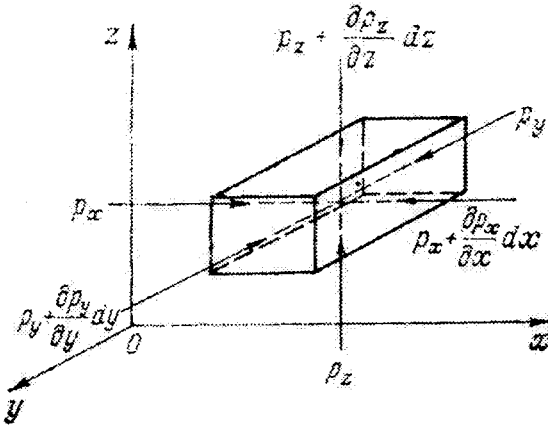
Sükunətdə olan mayenin müxtəlif nöqtələrində hidrostatik təzyiqlin,  $p$ , qiymətləri fərqlidir, yəni  $p=p(x,y,z)$ .

Hidrostatikanın əsas vəzifəsi mayenin daxilində və maye ilə digər səthlərin sərhədlərində təzyiqlin paylanmasının öyrənilməsidir.

### 5.1.1. Maye müvazinətinin diferensial tənlikləri

Hər hansı bir qüvvənin təsiri altında və eyni zamanda sükunətdə olan mayenin ixtiyari hissəsində elementar paralelepiped ayıraq (şəkil 5.1).

Onun  $dx$ ,  $dy$ ,  $dz$  tilləri  $Ox$ ,  $Oy$ ,  $Oz$  koordinat oxlarına paraleldir.



Şəkil 5.1. Hidrostatikanın əsas tənliyinin çıxarılışına aid sxem

Bu elementar paralelepipedə təsir göstərən qüvvələri aydınlaşdırmaq və müvazinət tənliklərini tərtib etmək.

Paralelepipedin  $dydz$  üzünə hidrostatik təzyiql,  $p_x$ , təsir göstərir. Əks tərəfdəki üz üçün hidrostatik təzyiql,  $p'_x$ , aşağıdakı düstura görə hesablanır:

$$P'_x = P_x + \frac{\partial P_x}{\partial x} dx, \quad (5.1)$$

burada,  $\frac{\partial P_x}{\partial x}$  - hidrostatik təzyiğin,  $p_x$ ,  $x$  üzrə xüsusi törəməsidir və  $Ox$  oxu boyu vahid uzunluqda hidrostatik təzyiğin artımını səciyyələndirir. Beləliklə,  $\frac{\partial P_x}{\partial x} dx$  ifadəsi  $dx$  boyu təzyiğin artımına bərabərdir.

Hidrostatik təzyiğin analoji artımları paralelepipedin qalan üzələrinə də təsir göstərir. Paralelepipedin hər bir üzünə təsir göstərən təzyi qüvvəsini hesablamaq üçün hidrostatik təzyiğin qiyməti müvafiq üzün sahəsinə vurulmalıdır.

Baxılan paralelepipedə təzyi qüvvəsindən başqa *həcmi (kütlə) qüvvələr* də təsir göstərir. Bu qüvvələrin koordinat oxları üzrə mayenin vahid kütləsinə uyğun proyeksiyalarını  $X$ ,  $Y$ ,  $Z$ -lə işarə edək. Onda, məsələn,  $Ox$  oxuna həcmi qüvvənin proyeksiyası,  $\rho X dx dy dz$ -ə bərabər olacaq ( $\rho$ -mayenin sıxlığıdır).

Paralelepipeddəki mayenin müvazinəti üçün tələb olunur ki, hər bir koordinat oxuna bütün qüvvələrin proyeksiyalarının cəmi sıfıra bərabər olsun:

$$\begin{aligned} p_x dy dz - \left( p_x + \frac{\partial p_x}{\partial x} dx \right) dy dz + \rho X dx dy dz &= 0; \\ p_y dx dz - \left( p_y + \frac{\partial p_y}{\partial y} dy \right) dx dz + \rho Y dx dy dz &= 0; \quad (5.2) \\ p_z dx dy - \left( p_z + \frac{\partial p_z}{\partial z} dz \right) dx dy + \rho Z dx dy dz &= 0. \end{aligned}$$

Müəyyən çevirmələr və qısaltmalar yerinə yetirməklə, maye müvazinətinin diferensial tənliklərini almaq olar:

$$\begin{aligned} X - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} &= 0; \\ Y - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} &= 0; \quad (5.3) \\ Z - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} &= 0. \end{aligned}$$

Bu tənlikləri ilk dəfə L. Eyler 1755-ci ildə almışdır və buna görə də onlara maye müvazinətinin Eyler tənlikləri də deyilir. Bu tənliklər sükunətdə olan mayenin hər bir nöqtəsində həcmi qüvvələr, təzyi və koordinatlar arasında əlaqəni ifadə edir.

### 5.1.2. Hidrostatikanın əsas tənliyi

Hidrostatikanın əsas tənliyi sükunətdə olan mayenin daxilində təzyiqin paylanmasını göstərir. Bu tənliyin çıxarılışında mayenin müvazinət tənliklərindən (Eyler tənliklərindən) (5.3) istifadə olunur. Bunun üçün tənliklər sisteminin hər bir tənliyi müvafiq olaraq  $dx$ ,  $dy$ ,  $dz$ -ə vurulur və alınan ifadələr toplanır:

$$\frac{\partial p}{\partial x} dx + \frac{\partial p}{\partial y} dy + \frac{\partial p}{\partial z} dz = \rho(Xdx + Ydy + Zdz) \quad (5.4)$$

Bu tənliyin sol tərəfindəki ifadə *hidrostatik təzyiqin tam diferensialıdır*:

$$\frac{\partial p}{\partial x} dx + \frac{\partial p}{\partial y} dy + \frac{\partial p}{\partial z} dz = dp \quad (5.5)$$

Tənliyin (5.4)-ün sağ tərəfində mötərizə içərisindəki ifadə isə *həcmi (kütlə) qüvvələrinin tam diferensialıdır*. Onları  $W(x,y,z)$  funksiyası ilə ifadə etsək onda,

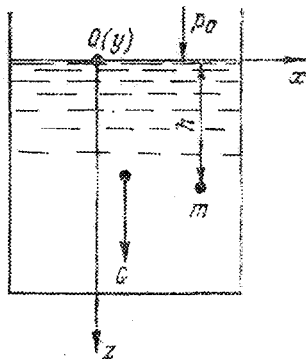
$$Xdx + Ydy + Zdz = dW \quad (5.6)$$

Tənlik (5.5) və (5.6)-nı tənlik 5.4-də nəzərə almaqla aşağıdakı tənliyi almaq olar:

$$dp = \rho dW \quad (5.7)$$

Bu tənlik *diferensial formada hidrostatikanın əsas tənliyi* adlanır.

Təzyiqin sükunətdə olan maye daxilində paylanmasını hesablamaq üçün bu differensial tənliyi inteqrallamaq lazımdır.



Şəkil 5.2. Mayenin mütləq sükunət halı

Şəkil 5.2-də göstərilən qabın içərisində sükunətdə olan maye var. Koordinat başlanğıcı, həmçinin  $Ox$  və  $Oy$  oxları mayenin sərbəst səthindədir.  $Oz$  oxu isə şaquli istiqamətdə aşağı yönəlmişdir. Mayeyə yalnız həcmi qüvvə-ağırlıq qüvvəsi təsir edir. Bu qüvvə aşağıdakı düstura görə təyin olunur:

$$G = mg, \quad (5.8)$$

burada,  $m$ -mayenin kütləsi;  $g$ -sərbəstdüşmə təcildir.

Ağırlıq qüvvəsinin toplananları aşağıdakı qiymətlərlə səciyyələnir:

$$X = 0; \quad Y = 0; \quad Z = g \quad (5.9)$$

Əgər,  $m=1$  olarsa, onda  $G = Z = g$ .

İndi (5.8) ifadəsini tənlik (5.4)-də nəzərə alsaq, onda aşağıdakı tənlik alınır:

$$dp = \rho g dz. \quad (5.10)$$

Bu tənliyi inteqrallamaqla aşağıdakı tənliyi almaq olar:

$$p = \rho g z + C, \quad (5.11)$$

burada,  $C$ -inteqrallama sabitidir.

Mayenin sərbəst səthində  $z=0$  və  $C=p_0$  (xarici təzyiq), onda tənlik (5.11)-in əvəzinə aşağıdakı ifadəni yazmaq olar:

$$p = p_0 + \rho g z. \quad (5.12)$$

Əgər,  $z$  koordinatını maye daxilində baxılan nöqtənin sərbəst səthdən dərinliyi,  $h$ , ilə əvəz etsək, onda hidrostatik təzyiqi hesablamaq üçün yekun ifadə alırıq:

$$p = p_0 + \rho g h \quad (5.13)$$

Bu tənlik *hidrostatik təzyiqin əsas tənliyi və ya əsas qanunu* adlanır. Burada  $p$  baxılan nöqtədə (məsələn, şəkil 5.2-də  $m$  nöqtəsi) mütləq təzyiqdır;  $p_0$ -səthə xarici təzyiqdır (açıq qablarda və sututurların səthində xarici təzyiq elə atmosfer təzyiqidir);  $p_{iz} = \rho g h$ -*izafi hidrostatik təzyiqdır* (o, çox zaman hidrostatik təzyiq adlanır və  $p$  ilə işarə olunur).

Hidrostatik təzyiq qanunu (5.13) göstərir ki, mayenin bütün nöqtələrində mütləq təzyiq yalnız nöqtənin sərbəst səthdən yerləşdiyi dərinlikdən deyil, həmçinin xarici təzyiqdən asılıdır. Xarici təzyiq mayenin bütün nöqtələri üçün eynidir.



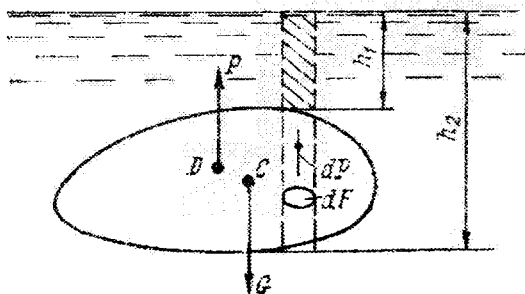
Məlum *Paskal qanununa* (1663-cü il) görə qapalı qabda müvazinətdə olan mayenin sərbəst səthinə göstərilən xarici təzyiqlə mayenin bütün nöqtələrinə eyni qüvvə ilə (dəyişmədən) ötürülür.

Hidravliki maşınların (hidravliki preslər, qaldırıcı kranlar, domkratlar və s.) iş prinsipi Paskal qanununa əsaslanır.

### 5.1.3. Üzən cisimlərin müvazinəti

Üzən cisimlərin müvazinət nəzəriyyəsi bərə keçidlər, üzən körpülər, gəmilər və s. layihələndirildikdə istifadə olunur. Bu nəzəriyyənin əsasında Arximed qanunu durur.

Məlumdur ki, maye ona batırılmış cismə təzyiqlə göstərir. Həcmi  $W$  olan mayeyə batırılmış və onu əhatə edən mayeyə nəzərən sükunətdə olan cismə təsir göstərən təzyiqlə qüvvələrinə baxaq



Şəkil 5.3. Üzən cisim

Baxılan cismə sol və sağ tərəfdən təsir göstərən təzyiqlə qüvvələrinin üfüqi toplananları müxtəlif istiqamətlərə yönəlsələr də, onlar bir-birinə bərabərdir. Başqa sözlə, bu qüvvələr bir-birini tarazlaşdırır. Əks halda, cisim hərəkətə gələrdi və müvazinət halı pozulardı.

Bu cisimdə həcmi  $dW$ , en kəsik sahəsi  $dF$  olan silindr formalı hissə ayırıq. Belə silindrə yuxarıdan çəkisi  $\rho gh_1 dF$ , aşağıdan isə  $\rho gh_2 dF$  (şəkil 5.3) olan maye sütununun çəkisi təsir edir.

Bu təzyiq qüvvələrinin fərqi aşağıdan yuxarıya doğru yönəlir:

$$dP = (h_2 - h_1)\rho g dF = \rho g dW \quad (5.14)$$

Bütün silindrlərə göstərilən təzyiq qüvvələrini topladıqda aşağıdakı ifadə alınır:

$$P = \rho g W. \quad (5.15)$$

Bu tənlik *Arximed qanununu* ifadə edir (eramızdan 250 il əvvəl). Bu qanuna görə, mayeyə batırılmış hər hansı bir cismə maye təzyiq göstərir və aşağıdan yuxarıya doğru yönələn bu qüvvə kəmiyyətcə cismin mayeyə batmış hissəsinin həcminə müvafiq maye həcmnin çəkisinə bərabərdir.

Yalnız mayenin sıxlığı,  $\rho$  və cismin mayeyə batmış hissəsinin həcmindən,  $W$ , asılı olan bu qüvvə,  $P$ , *qaldırıcı qüvvə, su tutumu qüvvəsi və ya Arximed qüvvəsi* adlanır. Bu qüvvənin cismə tətbiq nöqtəsinə ( $D$  təzyiq mərkəzinə) *su tutumu mərkəzi* deyilir. Ümumi halda, bərk cisimlər üçün  $D$  nöqtəsi ağırlıq qüvvəsinin,  $G$ , tətbiq olunduğu ağırlıq mərkəzi,  $C$ , ilə üst-üstə düşür (şəkil 5.3).

*Cismin üzücülüüyü* onun yarıtbatmış halda üzmək qabiliyyətidir. Cismin üzücülüüyü ağırlıq qüvvəsi,  $G$ , və qaldırıcı qüvvənin,  $P$ , nisbətindən asılıdır:

$G > P$ -cisim batır;

$G < P$ -cisim mayenin səthində qalır;

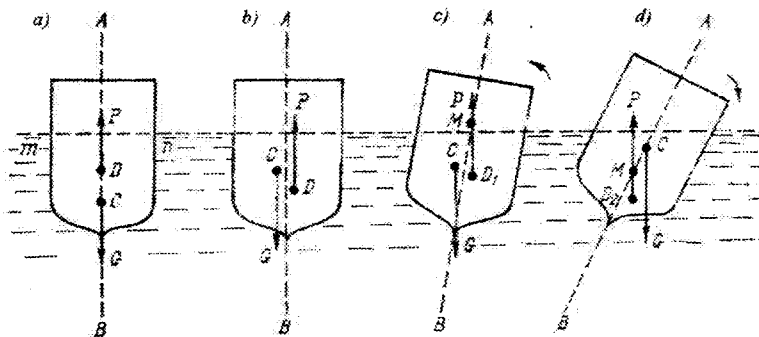
$G = P$ -cisim batmış halda üzür.

Cisimlərin yarıtbatmış vəziyyətdə üzmə halına baxaq. Bu hal praktika üçün daha böyük əhəmiyyət kəsb edir. Əgər,  $P > G$  olarsa, onda cisim mayenin səthinə qalxmağa başlayır. Cismin müəyyən bir hissəsi mayedən çıxdıqdan sonra qaldırıcı qüvvə azalır, belə ki, bu zaman cismin sıxışdırıb çıxartdığı maye həcmi azalır. Bu azalan qaldırıcı qüvvə kəmiyyətcə ağırlıq qüvvəsinə bərabər olan andan başlayaraq, cismin mayedən sıxışdırıb çıxarılması dayanır və o, yarıtbatmış halda üzməyə başlayır.

Artıq qeyd olunduğu kimi, cismin üzməsinin əsas şərti belədir:  $G = P$ . Lakin əlavə olaraq, üzən cismin “dayanıqlığı” şərti

ödənilməlidir. Gəmi və ya hər hansı bir üzən cisim böyürə əyildikdən sonra, onun tarazlığı bərpa etmə qabiliyyəti *statik dayanıqlıq* adlanır.

Üzən cismin dayanıqlıq şərtinə baxaq. Əvvəlcə, bəzi ümumi qəbul olunmuş anlayışlarla tanış olaq. Su səthinin üzən cismi kəsdiyi müstəvi *üzmə müstəvisi* adlanır.



Şəkil 5.4. Üzən cismin dayanıqlıq şərtləri

Bu müstəvinin üzən cismin səthi ilə kəsişdiyi xəttə *vater xətt* deyilir (şəkil 5.4-də *mn* xətti). Cismin normal vəziyyətində üzmə müstəvisinə perpendikulyar olan və cismin ağırlıq mərkəzindən keçən xətt *üzmə oxu*, *AB*, adlanır.

Gəminin normal vəziyyətində su tutumu mərkəzinin, *D*, üzmə oxu üzərində mövqeyi gəminin ağırlıq mərkəzindən, *C*, yuxarıda və ya aşağıda ola bilər. *D* nöqtəsi *C* nöqtəsindən yuxarıda olduqda (şəkil 5.4a) gəmi həmişə dayanıqlı olacaq, çünki gəmi əyildikdə *P* və *G* qüvvələri onu ilkin vəziyyətə qaytaracaq. Əks halda, yəni *D* nöqtəsi *C* nöqtəsindən aşağıda olduqda (şəkil 5.4b), gəminin dayanıqlı üzməsi üçün əlavə şərtlər tələb olunur.

*D* nöqtəsinin yeri gəminin suya batmış hissəsinin formasından asılıdır və gəmi əyildikdə bu yer dəyişir.

Əyilmə bucağı kiçik olduqda ( $<15^{\circ}$ ) *D* nöqtəsi mərkəzi üzmə oxu üzərində olan çevrənin qövsü üzrə yerini dəyişir, *D1*. Bu

nöqtə metamərkəz adlanır və  $M$  hərfi ilə işarə olunur (şəkil 5.4c). Əyilmə bucağı kiçik olduqda, metamərkəz adətən ağırlıq mərkəzindən,  $C$ , yuxarıda yerləşir və gəmi həmişə dayanıqlı olur.

Əyilmə bucağının böyük qiymətlərində ( $>15^0$ )  $D_2$  nöqtəsinin yeri elə dəyişə bilər ki, metamərkəz,  $M$ , ağırlıq qüvvəsinin mərkəzindən,  $C$ , aşağıda olar və bu halda  $P$  və  $G$  qüvvələrinin birgə təsiri nəticəsində gəmi aşa bilər (şəkil 5.4d).

## 5.2. Suyun hərəkətinin əsas qanunauyğunluqları

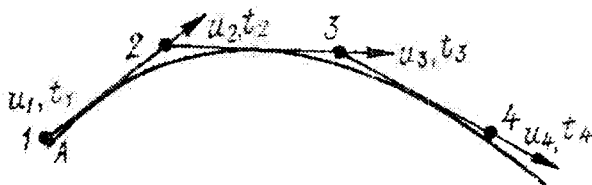
### 5.2.1. Ümumi anlayışlar

*Hidrodinamika* mayenin hərəkət qanunlarını öyrənir. Onun əsas vəzifələri hərəkətdə olan mayenin sürəti, su sərfi, təzyiqli və sərbəst səth əyrilərinin formalarını təyin etməkdir. Hidravlikada, adətən mayenin ayrı-ayrı nöqtələrindəki təzyiqli və sürət əvəzinə, axının ortalaşdırılmış və inteqral göstəricilərindən istifadə olunur.

Hidravlikada, adətən “real”, yəni özlü mayelərə baxılır. Bəzən isə “ideal” mayelər üçün alınmış həllərdən də istifadə olunur, lakin belə hallarda sürtünmə qüvvələrini nəzərə almaq üçün müvafiq düzəlişlər edilir. *İdeal maye* üçün hidrodinamiki təzyiqliqin mənası və xassələri elə hidrostatik təzyiqliq üçün olan kimidir. *Real (özlü) maye* üçün hidrodinamiki təzyiqliq fərqli mənə daşıyır.

Aşağıda hidrodinamikanın əsas anlayışları haqqında qısa məlumat verilir.

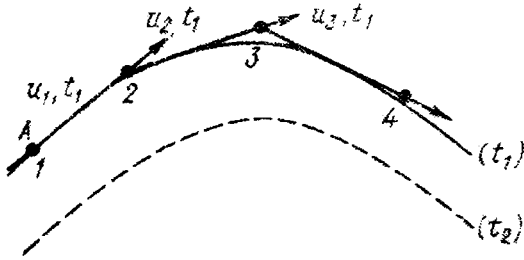
Maye hissəciyinin müəyyən  $\Delta t$  zaman intervalında keçdiyi yol (fəzada izi) *hərəkət trayektoriyası* adlanır (şəkil 5.5).



Şəkil 5.5. Hərəkət trayektoriyası

Belə hesab olunur ki, hər bir zaman anında maye hissəciyinin hərəkət sürəti və istiqaməti dəyişir, yəni onlar *pulsasiya* edir. Pulsasiya nəticəsində hissəciklərin trayektoriyası zamana görə dəyişir.

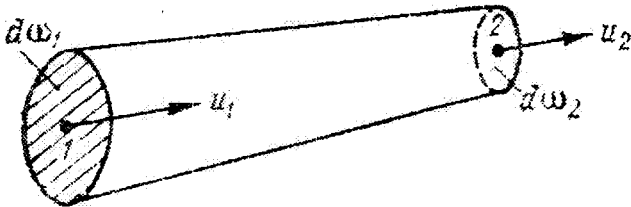
*Cərəyan xətti* elə əyridir ki, onun hər bir nöqtəsində istənilən zaman anında sürət vektorları əyriyə toxunandır (şəkil 5.6).



Şəkil 5.6. Cərəyan xətti

Əgər, hərəkət xarakteristikaları pulsasiya etməsəydi, onda cərəyan xətti hərəkət trayektoriyası ilə üst-üstə düşərdi.

*Elementar şırnaq*. Maye axını daxilində 1 nöqtəsini qeyd edək, bu nöqtə ətrafında elementar  $d\omega$  sahəsini ayıraq və onu qapalı konturla məhdudlandıraraq (şəkil 5.7).



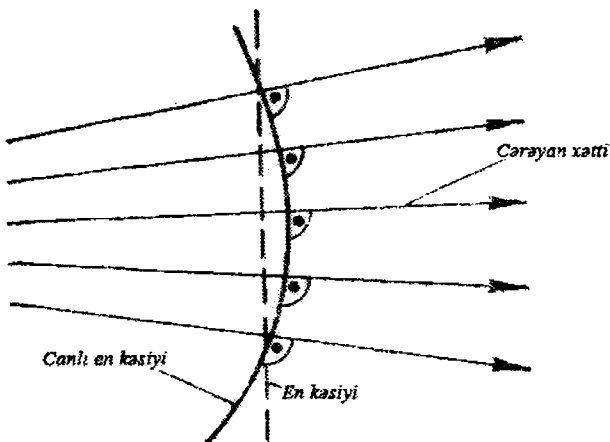
Şəkil 5.7. Elementar axın şırnağı

Sonra  $d\omega$  sahəsinin hər bir nöqtəsindən eyni vaxtda cərəyan xətləri keçirək. Bütün bu cərəyan xətlərinin toplusu *elementar şırnaq* adlanır. Bu şırnağa yanlardan maye daxil olmur. Elementar şırnağın əsas xassələrindən biri odur ki,  $d\omega$  sahəsi sonsuz kiçik olduğu üçün, şırnağın en kəsiyinin bütün nöqtələrində sürət,  $u$ , eyni hesab oluna bilər.

Elementar şırnağın yuxarıda qeyd edilən xassəsini nəzərə almaqla *elementar sərf* belə hesablanır:

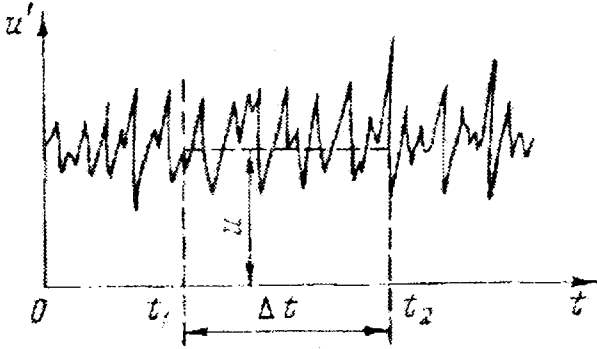
$$dQ = u d\omega \quad (5.16)$$

Axımın sərbəst səth və bərk divarlarla (açıq axınlar üçün məcranın dibi və sahilləri ilə) məhdudlanan və bütün nöqtələrində cərəyan xətlərinin istiqamətinə perpendikulyar olan en kəsiyi *canlı kəsik* adlanır (şəkil 5.8). Açıq axınlar üçün onun səthi əyrixətlidir.



Şəkil 5.8. Axımın canlı en kəsiyi

*Yerli sürət.* Artıq qeyd olunduğu kimi, axın hissəciklərinin hərəkət sürəti zamana görə sabit qalmır, yəni pulsasiya edir (şəkil 5.9).



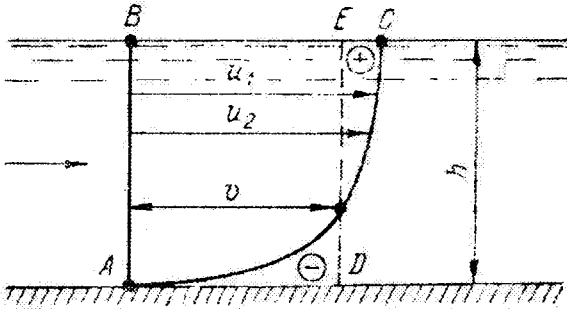
**Şəkil 5.9.** Ani sürətlər qrafiki

Bu şəkildə göstərilən  $u' = f(t)$  qrafikindən istifadə etməklə istənilən zaman anında və istənilən nöqtədə ani sürəti təyin etmək olar. Lakin hidravliki hesablamalarda ani sürətdən nadir hallarda istifadə olunur.

Axının verilən nöqtəsində zamana görə ortalaşdırılmış sürətə yerli sürət deyilir:

$$u = \frac{1}{\Delta t} \int_{t_1}^{t_2} u' dt. \quad (5.17)$$

Orta sürət. Şəkil 5.10-da yerli sürətin axının dərinliyi üzrə paylanması  $u = f(h)$  göstərilir



**Şəkil 5.10.** Yerli sürətlərin epyurası

$AB$  şaqulunun müxtəlif nöqtələrində (dərinliklərində) yerli sürətin qiymətləri  $u_1, u_2, u_3, \dots$  fərqlidir.  $BAC$  fiquru sürətin,  $u$ , şaqul üzrə paylanmasını göstərir və *sürətlər epyurası* adlanır. Bu fiquru, sahəcə ona bərabər olan  $BADE$  fiquru ilə əvəz etsək, onda axının baxılan şaqulu üçün *orta sürət*,  $v$ , alınır.

*Maye sərfi*. Vahid zamanda axının canlı kəsiyindən,  $\omega$ , keçən maye həcmi *maye sərfi* adlanır:

$$Q = v\omega. \quad (5.18)$$

Hərəkətdə olan axının məcranın en kəsiyi boyu hərəkətsiz divarlarla (açıq axınlar üçün məcranın dibi və yanları) təmas xəttinin uzunluğuna *yaş (islanmış) perimetr* deyilir. Məsələn, düzbucaqlı məcra üçün yaş perimetr,  $\chi$ , aşağıdakı düstura görə hesablanır:

$$\chi = b + 2h, \quad (5.19)$$

burada,  $b$ -məcra dibinin eni;  $h$ -dərinlikdir. Enli düzbucaqlı məcralar üçün  $B \gg h$  ( $B$ -sərbəst səth üzrə məcranın enidir) olduğuna görə,  $\chi = B$ .

*Hidravliki radius*,  $R$ , yaş perimetrin vahid uzunluğuna düşən en kəsik sahəsinin payını göstərir:

$$R = \frac{\omega}{\chi}. \quad (5.20)$$

Hidravliki radius müəyyən mənada məcranın axını ləngitməsini səciyyələndirir. Bu kəmiyyətin köməyi ilə axının canlı en kəsiyinin forması və ölçülərinin mayenin hərəkətinə təsirini təqribi də olsa, nəzərə almağa çalışırlar.

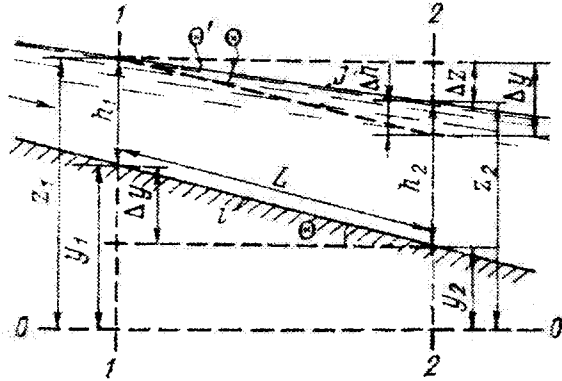
Enli və düzbucaqlı məcralarda, praktiki olaraq hidravliki radius axının orta dərinliyinə bərabərdir:

$$R = \frac{\omega}{\chi} = \frac{Bh}{(B + 2h)} \approx h \quad (5.21)$$

*Axının meyilliyi*. Şəkil 5.11-də uzunluq boyu dərinlikləri dəyişən və sərbəst su səthi açıq olan axının uzununa profili göstərilir. Axının 1-1 və 2-2 kəsikləri ilə məhdudlanan hissəsinə baxaq. Axın hissəsinin uzunluğu  $L$ , dərinliklərin nisbəti  $h_2 > h_1$ , üfüqi müqayisə müstəvisi isə  $OO$ -dır. Müqayisə



müstəvisindən suyun səthinə kimi məsafəni 1-ci kəsikdə  $z_1$ , 2-ci kəsikdə isə  $z_2$  ilə işarə edək. Eyni qayda ilə, bu müstəvidən 1-ci kəsikdə dibə qədər olan məsafə  $y_1$ , 2-ci kəsikdə isə  $y_2$ -dir.



Şəkil 5.11. Axının uzununa profili

*Axın dibinin meyilliyi.* Baxılan hissədə düşmənin bu hissənin uzunluğuna nisbətində bərabərdir:

$$i = \frac{(y_1 - y_2)}{L} = \frac{\Delta y}{L} = \sin\theta, \quad (5.22)$$

burada,  $\theta$ -axının dib xəttinin üfüq xətti ilə əmələ gətirdiyi bucaqdır.

*Sərbəst səthin meyilliyi* baxılan hissədə suyun səviyyələr fərqi bu hissəsinin uzunluğuna nisbətində bərabərdir:

$$J = \frac{(z_1 - z_2)}{L} = \frac{\Delta z}{L} = \sin\theta', \quad (5.23)$$

burada,  $\theta'$ -su səthi xəttinin üfüq xətti ilə əmələ gətirdiyi bucaqdır.

Şəkil 5.11-dən görüldüyü kimi, ümumi halda:

$$\Delta z = \Delta y - \Delta h, \quad (5.24)$$

burada,  $\Delta h$ -axının baxılan hissəsində dərinliklər fərqi.

Axırınıcı düsturdan da aydın olur ki, yalnız  $\Delta h=0$  olduqda,  $\Delta z=\Delta y$ , yəni  $J=i$ .

*Hidravliki müqavimətlər.* Axın hərəkət etdikdə yol boyu

müqavimətləri dəf etmək üçün müəyyən miqdarda enerji sərf edir. *Hidravliki müqavimətlər* axında basqı (enerji) itkilərinə səbəb olur. Bu itkilərin iki növü var:

1. *Axın boyu basqı itkiləri* mayedaxili və maye ilə məcra arasında sürtünmə ilə əlaqədar baş verir.

2. *Yerli basqı itkiləri* yalnız axının müəyyən hissələrində, məsələn, məcra daraldıqda və ya genişləndikdə, döngələrdə və s. baş verir.

### 5.2.2. *Suyun hərəkət növləri*

Təbii obyektlərdə su daima hərəkətdədir. Buna səbəb onun axarlı olmasıdır. Daxili və xarici qüvvələr onu zamana görə və ərazi üzrə paylayır. Plastiklik xassəsinə malik olan buz da axarlıdır.

Axının ixtiyari nöqtəsində sürəti  $u$  ilə, bütün su kütləsinin orta hərəkət sürətini isə  $v$  ilə işarə edək. Ümumi halda qəbul edək ki,  $u=f(x, y, z, t)$  və  $v=\varphi(x,t)$ . Burada  $x, y, z$ -məkan koordinatları;  $t$ -zamandır. Adətən,  $x$  oxu axının səthinə paralel,  $y$  axının eni boyu,  $z$  isə səthdən dibə doğru yönəldilir.

Suyun hərəkətini axının hidravliki xarakteristikalarının zamana görə və məkanda dəyişməsinə, hidrodinamiki rejiminə (laminar, turbulent), su səthinin vəziyyətinə (sakit, coşğun), həmçinin ona təsir göstərən fiziki qüvvələrə görə təsnif etmək olar.

Axının sürəti zamana görə dəyişmirsə, ( $\frac{dv}{dt} = 0$ ) onda suyun hərəkəti qərarlaşan (stasionar) və sürət dəyişirsə ( $\frac{dv}{dt} \neq 0$ ), qərarlaşmayan (qeyri-stasionar) hesab olunur. *Qərarlaşan hərəkət* öz növbəsində müntəzəm və qeyri-müntəzəm ola bilər. *Müntəzəm hərəkətdə* sürət axın boyu dəyişmir ( $\frac{dv}{dx} = 0$ ), *qeyri-müntəzəm hərəkətdə* isə dəyişir ( $\frac{dv}{dx} \neq 0$ ).

Suyun hərəkətinin iki hidrodinamiki rejimi var: laminar və turbulent. “Laminar” sözü “laylı”, “turbulent” isə “qarıışıq” və

ya “nizamsız” mənası daşıyır. Doğrudan da, *laminar rejimdə* su hissəcikləri qarışmadan paralel trayektoriyalar üzrə hərəkət edir. *Turbulent rejimdə* isə onların hərəkəti xaoslu xarakter daşıyır və axında burulğanlar yaranır, suyun qarışma prosesi güclənir, axının sürət istiqaməti və kəmiyyəti avarsız dəyişir. Axının sürəti artdıqda laminar hərəkət turbulent hərəkətə keçə bilər.

Axının hidrodinamiki rejimi ölçü vahidi olmayan *Reynolds ədədi*  $Re$  ilə səciyyələnir:

$$Re = \frac{vh}{\nu}, \quad (5.25)$$

burada  $v$ -axının orta sürəti,  $m/s$ ;  $h$ -axının dərinliyi,  $m$ ;  $\nu$ -kinematik özlülük əmsalı,  $m^2/s$ ; bu əmsal mayenin xarakteri və temperaturundan asılıdır. Reynolds ədədinin laminar rejimdən turbulent rejimə keçidə uyğun böhran qiyməti təqribən 300-3000 arasında dəyişir.

Əgər, Reynolds ədədinin faktiki qiyməti 3000-dən böyükdürsə, onda axın turbulent rejimli, 300-dən azdırsa, laminar rejimli, 300-3000 arasındadırsa, keçid rejimlidir.

Çaylar, göllər, dəniz və okeanlarda Reynolds ədədi həmişə böhran qiymətdən böyükdür və suyun hərəkət rejimi turbuləndir. Laminar rejim xırda dənəvər suxurlarda hərəkət edən yeraltı sular və buzlaqlar üçün səciyyəvidir. Yeraltı sular üçün bu, məsələlərin kiçik ölçülü və hərəkət sürətinin kiçik olması ilə, buzlaqlar üçün isə buzun özlülüyünün çox yüksək və hərəkət sürətinin çox kiçik olması ilə izah olunur.

Axında daxili sürtünmə və sürətin şaquli paylanması hidrodinamiki rejimdən asılıdır.

Laminar axında qonşu su layları arasında özlülükdən asılı olan daxili toxunma gərginliyi (vahid səthə düşən sürtünmə) yaranır. Özlülük öz növbəsində temperaturdan asılıdır. Daxili toxunma gərginliyi,  $\tau$  aşağıdakı düstura görə hesablanır:

$$\tau = \mu \frac{du}{dz} \quad (5.26)$$

burada,  $\mu$ -dinamiki özlülük əmsalı ( $\mu=\rho\nu$ ),  $\frac{du}{dz}$ -axın sürətinin şaquli qradiyentidir.

Turbulent axında daxili toxunma gərginliyi,  $\tau$ , suyun özlülüyündən deyil, turbulent mübadilə əmsalından,  $A$ , asılıdır:

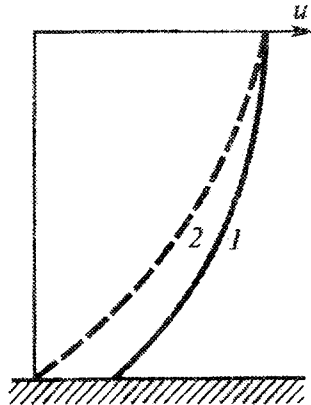
$$\tau = A \frac{du}{dz}, \quad (5.27)$$

burada,  $\frac{du}{dz}$ -zamana görə ortalaşdırılmış sürətin şaquli qradiyentidir.

Turbulent mübadilə əmsalını,  $A$ , təyin etmək üçün empirik asılılıqlardan istifadə olunur. Bu asılılıqların parametrləri axının dərinliyi, sürəti və digər xarakteristikalarıdır.

Laminar axında sürətin şaquli paylanması parabolanın düsturu ilə ifadə olunur. Maksimal sürət səthdə müşahidə olunur, dibdə isə sürət sıfıra bərabərdir.

Turbulent axında sürətin şaquli paylanması loqarifmik əyri, ellipsin bir hissəsi, parabola və s. ilə ifadə olunur. Bütün hallarda maksimal sürət səthdə qeydə alınır. Qeyd etmək lazımdır ki, laminar axınla müqayisədə turbulent axında sürət şaqul üzrə tədricən dəyişir və dibdə sürət sıfırdan fərqli olur (şəkil 5.12).



**Şəkil 5.12.** Turbulent (1) və laminar (2) hərəkətdə suyun sürətinin şaqul üzrə paylanması

Turbulent axınların məcranın dibini yuması və gətirmələri nəqlətmə qabiliyyəti məhz bununla izah olunur.

Su səthinin vəziyyətinə görə axınlar sakit və ya coşğun olur. *Sakit axınların* su səthi hamar formalı olur, axın maneələri sakit keçir. *Coşğun axınların* su səthi nahamar və dalğalı olur, maneələr olan yerlərdə kəskin səviyyə fərqi yaranır.

Axının vəziyyətini təyin etmək üçün ölçü vahidi olmayan *Frud ədədindən*,  $Fr$ , istifadə olunur:

$$Fr = \frac{v^2}{gh}, \quad (5.28)$$

burada,  $h$ -axının dərinliyi,  $m$ ;  $g$ -sərbəstdüşmə təcildir,  $m/s^2$ .

Əgər,  $Fr > 1$  olarsa, axın coşğun,  $Fr < 1$  olarsa, sakit və  $Fr = 1$  olarsa, axın böhran vəziyyətdə hesab edilir.

Coşğun axınlar dağ çayları, sakit axınlar isə düzənlik çayları və sututarlar üçün səciyyəvidir.

Coşğun və turbulent, sakit və laminar axınları eyniləşdirmək olmaz, belə ki, bu hərəkətlərin xarakteristikaları keyfiyyətcə fərqlidir. Sakit axınlar həm laminar, həm də turbulent, coşğun axınlar isə yalnız turbulent xarakterli olur.

### 5.2.3. Su axınlarının sərfi, enerjisi, işi və gücü

Artıq qeyd olunduğu kimi, axının en kəsiyindən vahid zamanda keçən suyun miqdarına *su sərfi* deyilir.

*Su sərfi* müxtəlif su obyektlərinin-çay, göl, dəniz və buzlaqların tədqiqi zamanı istifadə olunan ən mühüm hidroloji və hidravliki xarakteristikalardan biridir. Adətən su sərfi həcmi ölçü vahidləri ilə ifadə olunur ( $Q$ ,  $m^3/s$ ) və axının en kəsik sahəsinin ( $\omega$ ,  $m^2$ ) orta sürətə ( $v$ ,  $m/s$ ) hasili kimi təyin edilir.

Hərəkətdə olan *suyun kinetik enerjisi*,  $E_{kin}$  aşağıdakı düstura görə hesablanır:

$$E_{kin} = \frac{mv^2}{2} \quad (5.29)$$

Axının en kəsiyindən  $\Delta t$  zaman intervalında keçən su kütləsi

( $m$ )  $\rho Q \Delta t$  təşkil edir və buna görə də su axınının kinetik enerjisinin riyazi ifadəsi belə də yazıla bilər:

$$E_{kin} = \frac{\rho Q v^2 \Delta t}{2}. \quad (5.30)$$

*Su kütləsinin potensial enerjisi  $E_{pot}$  aşağıdakı düstura görə hesablanır:*

$$E_{pot} = mgH, \quad (5.31)$$

burada,  $H$ -su həcmnin müəyyən hesabat müstəvisinə, məsələn dəniz səviyyəsinə nəzərən ağırlıq mərkəzinin hündürlüyüdür.

Əgər, su kütləsini ( $m$ )  $\rho Q \Delta t$  ilə əvəz etsək, onda aşağıdakı düstur alınır:

$$E_{pot} = \rho g Q \Delta t H. \quad (5.32)$$

Su, aşağı istiqamətdə  $\Delta H$  hündürlükdən düşdükdə iş ( $A$ ) görür:

$$A = \rho g H \Delta t \Delta H. \quad (5.33)$$

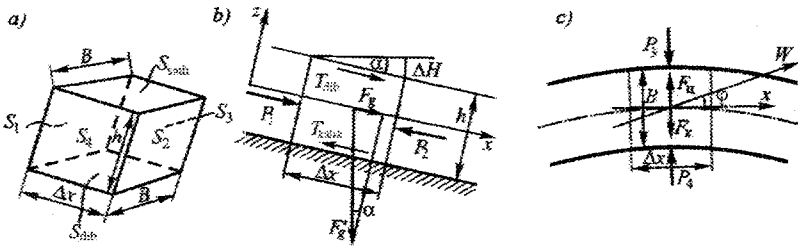
*Su axınının gücü ( $N = \frac{A}{\Delta t}$ ) belə təyin olunur:*

$$N = \rho g Q \Delta H. \quad (5.34)$$

*Axının işi, kinetik və potensial enerjisi coul-la, gücü isə coul/s və ya  $Vt$ -la ifadə olunur.*

#### **5.2.4. Su obyektlərində təsir göstərən qüvvələr**

Suyun hərəkət qanunlarının bütün təsir göstərən qüvvələri nəzərə almaqla dəqiq riyazi interpretasiyası yalnız üçölçülü hidrodinamiki təhlil nəticəsində mümkündür. Təbii suların hərəkətinin ümumi qanunauyğunluqlarını başa düşmək üçün sadələşmiş məsələyə baxmaq kifayətdir. Bunun üçün su obyektində uzunluğu  $\Delta x$ , eni  $B$  və hündürlüyü  $h$  olan paralelepiped formalı müəyyən bir su həcmi ayıraç (şəkil 5.13  $a, b$ )



**Şəkil 5.13.** Su axınında təsir göstərən fiziki qüvvələrin sxemi

Bu zaman  $x$  oxu baxılan su həcmnin ağırlıq mərkəzindən su səthinə paralel yönəlir. Su həcmnin alt səthi  $S_{dib}$  diblə, üst səthi  $S_{səth}$  isə atmosferlə kəşifir. Buna görə də paralelepipedin hündürlüyü eyni vaxtda axının dərinliyidir. Su həcmnin arxa  $S_1$ , ön  $S_2$ , sol yan  $S_3$  və sağ yan  $S_4$  üzləri onu axının qalan hissəsindən ayırır.

Belə hesab edək ki, kütləsi  $m$  olan baxılan su həcmi deformasiyaya uğramadan bütöv şəkildə su səthinin meyilliyi istiqamətində  $v$  orta sürətlə hərəkət edir. Bu zaman su həcminə *həcm (kütlə) və səth qüvvələri* təsir göstərəcək.

Suyun bütün həcminə təsir göstərən və bu həcm hündürlüyünə yönələn həcmi (kütlə) qüvvələrə *ağırlıq qüvvəsi*  $F_g$ , onun uzununa toplananı  $F'_g$ , *mərkəzdənqaçma qüvvəsi*  $F_m$  və Yerın fırlanması ilə əlaqədar yaranan meyiletirici qüvvə (*Koriolis qüvvəsi*)  $F_k$  aiddir.

Baxılan su həcmnin şaquli divarlarına təsir göstərən səthi qüvvələr normal və toxunma qüvvələrə bölünür. Divarlara perpendikulyar (normal) yönələn qüvvələr *təzyiq qüvvələri*  $P$ , *toxunma qüvvələr* isə *sürtünmə qüvvələridir*  $T$ . Dibdə sürtünmə qüvvəsini  $T_{dib}$ , küləyin su səthinə təsiri nəticəsində yaranan sürtünmə qüvvəsini isə  $T_{kül}$  ilə işarə edək.

Həcmi (kütlə), normal və toxunan səthi qüvvələrin riyazi təsviri üçün müvafiq olaraq bu ifadələrdən istifadə olunur:  $F=ma$ ,  $F=Sp$  və  $F=S\tau$ . Burada,  $m$ -kütlə;  $a$ -təcil;  $S$ -yan divarın sahəsi;  $p$ -vahid sahəyə düşən təzyiq;  $\tau$ -xüsusi sürtünmədir

(tozunma gərginliyi). İki parametrin –  $p$  və  $\tau$  ölçü vahidi  $\frac{N}{m^2}$ -dir.

Ağırlıq qüvvəsi şaquli istiqamətdə aşağı yönəlik və  $F_g = ma$ . Bu qüvvənin uzununa toplananı su səthinin meyilliyi istiqamətində təsir göstərir:

$$F_g' = mg \sin \alpha = mg l, \quad (5.35)$$

burada,  $\alpha$ -üfqi müstəvi ilə su səthi arasında bucaq;  $\sin \alpha = \frac{\Delta H}{\Delta x}$ ;  $l$ -su səthinin meyilliyi;  $\Delta H$ -axının  $\Delta x$  uzunluqlu hissəsində səviyyənin düşməsidir.

Mərkəzdənqaçma qüvvəsi yalnız hərəkətdə olan su hissəciklərinin trayektoriyasının döngələrində təsir göstərir və döngənin mərkəzindən kənara doğru axına perpendikulyar yönəlik (şəkil 5.13c).

Bu qüvvə  $F_m = ma_m$  düsturu ilə hesablanır. Burada  $a_m$ -mərkəzdənqaçma təcildir və  $a_m = \frac{v^2}{r}$  ( $v$ -suyun hərəkət sürəti,  $r$ -axın döngəsinin radiusudur). Beləliklə:

$$F_m = \frac{mv^2}{r} \quad (5.36)$$

Koriolis qüvvəsi hərəkətdə olan bütün cisimlərə hərəkətə perpendikulyar təsir göstərir. Bu qüvvə Şimal yarımkürəsində sağa, Cənub yarımkürəsində isə sola yönəlib. O,  $F_k = ma_k$  düsturu ilə hesablanır. Burada  $a_k$ -Koriolis təcildir və  $a_k = 2v\omega \sin \varphi$  ( $\omega$ -Yerin fırlanmasının bucaq sürətidir və  $\omega = 2\pi/86400 = 7.27 \cdot 10^{-5} s^{-1}$ ,  $\varphi$ -coğrafi enlikdir). Beləliklə,

$$F_k = 2mv\omega \sin \varphi. \quad (5.37)$$

Yuxarıdakı bütün düsturlarda kütlə  $m = \rho Sh = \rho \Delta x Bh$ . Burada  $\rho$ -suyun sıxlığı;  $S$ -su həcmnin üst və ya alt divarının sahəsidir  $S = \Delta x B$ .

Su həcmnin bütün dörd şaquli divarlarına ( $S_1, S_2, S_3$  və  $S_4$ ) tam təzyiqliq bu divarların mərkəzinə aid edilir.  $P = Sp$ -burada,  $p$  vahid sahəyə xüsusi təzyiqlikdir  $p = \frac{\rho gh}{2} + p_a$  ( $p_a$ -atmosfer təzyiqli,  $h/2$ -dərinliyin yarısıdır). Beləliklə, dörd divarın hər birinə təzyiqli ( $P_1, P_2, P_3$  və  $P_4$ ) eyni ifadə ilə hesablanır:



$$P = S \left( \frac{\rho gh}{2} + p_a \right). \quad (5.38)$$

Lakin suyun hərəkəti üçün su həcmnin divarlarına təzyiqdən çox, əks divarlarda təzyiq fərqi əhəmiyyətlidir. Ön  $S_2$  və arxa  $S_1$  divarlarda *təzyiqin uzununa qradienti* aşağıdakı ifadəyə görə təyin olunur:

$$\Delta P = P_2 - P_1. \quad (5.39)$$

Bu düsturdan göründüyü kimi, belə təzyiq qradienti yalnız iki halda yarana bilər: divarların mərkəzləri müxtəlif dərinlikdə yerləşdikdə və axın boyu suyun sıxlığı dəyişdikdə. Əgər,  $\Delta h$  və  $\Delta \rho$  sifira bərabər olarsa, onda təzyiq qradienti  $\Delta P$  də olmur.

Hesab edək ki, baxılan su həcmnin hərəkət istiqamətindən solda və sağda hərəkətdə olan suyun xarakteristikaları (sıxlıq, dərinlik) elə su həcmnin daxilindəki kimidir. Buna görə də bu halda  $P_3 = P_4$  və təzyiqin eninə qradienti sifira bərabərdir.

Dibdə sürtünmə  $T_{dib} = S_{dib} \tau_{dib}$  düsturu ilə hesablanır. Burada  $S_{dib} = \Delta x B$  və xüsusi sürtünmə (toxunma gərginliyi) hidrodinamikanın qanunlarına müvafiq olaraq təyin edilir:

$$\tau_{dib} = f_{dib} \rho v^2, \quad (5.40)$$

burada,  $f_{dib}$ -hidravliki müqavimət (sürtünmə) əmsəlidir.

Eksperimental üsulla müəyyən edilmişdir ki, laminar hərəkətdə  $f_{dib}$  Reynolds ədədindən asılıdır:  $f_{dib} = a/Re$ , turbulent hərəkətdə isə asılı deyil. Reynolds ədədinin düsturu (5.25) nəzərə alınmaqla laminar hərəkətdə dibdə toxunma gərginliyi  $\tau_{dib}$  belə hesablanır:

$$\tau_{dib} = \frac{a \rho v^2}{Re} = \frac{a \rho v^2}{h}. \quad (5.41)$$

Turbulent rejim üçün düstur (5.40) qüvvədə qalır. Düstur (5.40) və (5.41)-də  $f_{dib}$  və  $a$  təcrübi yolla təyin olunan əmsallardır. Sürtünmə əmsalı  $f_{dib}$  dib səthinin kələ-kötürlüyündən asılıdır və  $1 \cdot 10^{-3}$ -dən  $8 \cdot 10^{-3}$ -ə kimi qiymətlər alır;  $a = 3$ .

Qeyd etmək lazımdır ki, laminar hərəkətdə dibdə toxunma gərginliyi axının sürəti və özlülükdən, turbulent rejimdə isə sürətin kvadratından asılıdır, özlülükdən isə asılı deyil.

Beləliklə, dibdə sürtünmə üçün laminar və turbulent hərə-

kətlərdə müvafiq olaraq müxtəlif ifadələr alınır:

$$T_{dib} = S_{dib} \frac{a\rho v v}{h}, \quad (5.42)$$

$$T_{dib} = S_{dib} f_{dib} \rho v^2, \quad (5.43)$$

burada,  $S_{dib} = \Delta x B$ .

Küləyin təsiri nəticəsində su səthində yaranan sürtünmə qüvvəsi  $T_{kül} = S_{səth} \cdot \tau_{kül}$  düsturu ilə hesablanır:

$$\tau_{kül} = f_{kül} \rho_{hava} W^2 \cos \varphi. \quad (5.44)$$

Burada,  $f_{kül}$ -su-hava sərhəddində sürtünmə əmsalıdır və təqribən  $2.6 \cdot 10^{-3}$  təşkil edir;  $\rho_{hava}$ -havanın sıxlığıdır (normal atmosfer təzyiqində  $1,293 \text{ kq/m}^3$ -dir);  $W$ -küləyin sürəti,  $m/s$ ;  $\varphi$ -suyun hərəkəti və küləyin istiqaməti arasındakı bucaqdır. Külək axın istiqamətində əsdikdə  $\cos \varphi > 0$ , əks istiqamətdə isə  $\cos \varphi < 0$  olur. Axırncı halda  $\tau_{kül}$  mənfi qiymət alır. Beləliklə, su səthində küləyin sürtünmə qüvvəsi üçün aşağıdakı düstur alınır:

$$T_{kül} = S_{səth} f_{kül} \rho_{hava} W^2 \cos \varphi, \quad (5.45)$$

burada,  $S_{səth} = \Delta x B$ .

Yuxarıda göstərilən bütün qüvvələri iki qrupa bölmək olar: aktiv və passiv qüvvələr. Aktiv qüvvələr suyu hərəkətə gətirir, passiv qüvvələr isə yalnız hərəkət zamanı təsir göstərir. Aktiv qüvvələrə ağırlıq qüvvəsinin uzununa toplananı, təzyiqin uzununa qradienti, sürtünmə qüvvəsi (əgər, bu qüvvə su səthinə küləyin təsiri ilə əlaqədardırsa), passiv qüvvələrə isə dibdə sürtünmə qüvvəsi, mərkəzdənqaçma qüvvəsi və Koriolis qüvvəsi aiddir.

### 5.3. Hidrodinamikanın əsas tənlikləri

#### 5.3.1. Axının hərəkət rejiminin əsas xarakteristikaları

Suyun açıq axında (məcrada) hərəkəti hesablandıqda əsas vəzifə istənilən kəsikdə və istənilən zaman anında canlı en kəsiyi və bu kəsikdə axının ortalaşdırılmış sürətlərinin paylanması təyin olunmasıdır. Hesablamalar zamanı canlı en kəsiyi əvəzinə, məcranın dərinliyi və ya suyun səviyyəsi də təyin edilə bilər. Canlı en kəsik üzrə sürətlərin paylanması əvə-

zinə isə, en kəsikdə orta sürət və ya su sərfini bilmək kifayətdir (Грущевский, 1967).

Beləliklə, suyun hərəkəti hesablandıqda *axının hidravliki rejim elementləri* (səviyyə  $Z$ , dərinlik  $H$ , orta sürət  $v$ , su sərfi  $Q$ ) axının uzunluğu ( $s$ ), boyu istənilən zaman anında ( $t$ ) təyin olunmalıdır. Başqa sözlə, hidravliki rejim elementlərinə yalnız iki koordinatın funksiyası kimi baxılır. Bunlardan biri axının uzunluq koordinatları (en kəsiklərinin mövqeyi/yeri), o biri isə zamandır.

Verilən canlı en kəsikdə axının vəziyyəti en kəsiyinin həndəsi xarakteristikaları (forması və ölçüləri) və kinetik xarakteristikası (axın sürəti) ilə müəyyən olunur.

Qərarlaşmayan hərəkət üçün baxılan məsələnin həlli simvolik olaraq aşağıdakı iki tənlik şəklində yazıla bilər (Крицкий, Менкель, 1982):

$$Q=Q(s, t); \quad (5.46)$$

$$Z=Z(s, t). \quad (5.47)$$

Bu tənliklərin sağ tərəflərindəki mətərizələrin qarşısında yazılan  $Q$  və  $Z$  hərifləri müəyyən funksional asılılıqların simvollarıdır. Axının hərəkəti hesablandıqda əsas vəzifə məhz bu asılılıqların müəyyən olunmasıdır.

Tənlik 5.46 su sərfinin, tənlik 5.47 isə suyun səviyyəsinin axın boyu və zamana görə dəyişmə qanununu ifadə edir.

Qərarlaşan hərəkətdə axın elementləri yalnız axın boyu (bir en kəsikdən digər kəsiyə) dəyişir, zamana görə isə sabit qalır. Buna görə də yuxarıda göstərilən tənliklər sadələşir:

$$Q=Q(s); \quad (5.48)$$

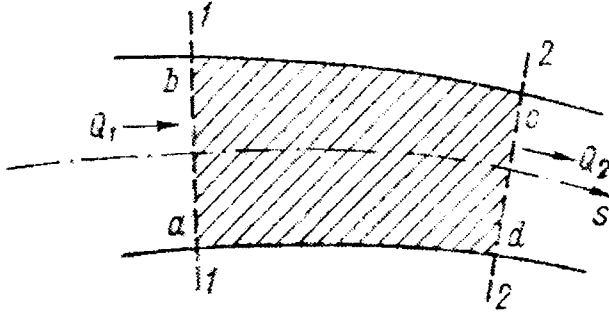
$$Z=Z(s). \quad (5.49)$$

Axının baxılan hissəsində yan axım (qollar) olmazsa, onda su sərfi həm zamana görə, həm də axın boyu sabit qalır. Nəhayət, müntəzəm hərəkətdə hidravlik rejim iki sabit kəmiyyətə görə müəyyən olunur: su sərfi və məcranın dərinliyi.

Bu səbəbdən, növbəti vəzifə simvolik şəkildə yazılmış asılılıqları konkret tənliklər və düsturlarla ifadə etməkdən ibarətdir.

### 5.3.2. Axının kəsilməzlik tənliyi

Suyun hərəkət etdiyi məcrada 1-1 və 2-2 kəsiklərini qeyd edək (şəkil 5.14). Hesab edək ki, hərəkət qərarlaşandır.



Şəkil 5.14. Kəsilməzlik tənliyinin çıxarılışına aid sxem

Axının baxılan kəsikləri arasındakı  $abcd$  hissəsinə baxaq.  $Q_1$  və  $Q_2$  müvafiq olaraq 1-1 və 2-2 kəsiklərindən keçən su sərfəlidir. Axının  $abcd$  hissəsinə  $dt$  zaman intervalında 1-1 kəsiyindən  $Q_1 dt$  həcmdə su daxil olur. Eyni zaman intervalında oradan (2-2 kəsiyindən)  $Q_2 dt$  həcmdə su kənarlaşır.

Aşağıdakı şərtləri nəzərə alaq:

- maye sıxılmıyandır;
- maye bütöv axın halında (kəsilmədən) hərəkət edir;
- baxılan axın hissəsinə ( $abcd$ ) yarıqlardan ( $ad$  və  $bc$ ) və dibdən maye daxil olmur və kənara axmır.

Bu şərtləri nəzərə alsaq, onda:

$$Q_1 dt = Q_2 dt \quad (5.50)$$

və ya

$$Q_1 = Q_2 \quad (5.51)$$

Axının uzunluğu boyu ( $s$  oxu boyu) istənilən canlı kəsik üçün aşağıdakı nəticəyə gəlmək olar:

$$\frac{dQ}{ds} = 0, \quad (5.52)$$

yəni, qərarlaşan hərəkət zamanı axının bütün kəsiklərində su sərfi eynidir.

Bu tənlik qərarlaşan hərəkətdə olan mayenin *kəsilməzlik tənliyi* adlanır. Əgər, nəzərə alsaq ki,  $Q_1=v_1\omega_1$ ,  $Q_2=v_2\omega_2$  və  $Q_1=Q_2$ , onda:

$$v_1\omega_1 = v_2\omega_2 \text{ və ya } \frac{\omega_2}{\omega_1} = \frac{v_1}{v_2}. \quad (5.53)$$

yəni, axının orta sürətləri canlı en kəsik sahələri ilə tərs mütənasibdir.

Qərarlaşmayan hərəkət üçün kəsilməzlik tənliyi aşağıdakı kimi yazılır:

$$\frac{\partial\omega}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial s} = 0. \quad (5.54)$$

Bu tənliyə görə, axının canlı en kəsik sahəsinin zamana görə dəyişmə sürəti, əks işarə ilə axın boyu su sərfinin dəyişmə intensivliyinə bərabərdir (Маккавеев, Чалов, 1986).

$Q=v\omega$  olduğu üçün tənlik (5.54) belə də yazıla bilər:

$$\frac{\partial\omega}{\partial t} + \frac{\partial(v\omega)}{\partial s} = 0. \quad (5.55)$$

Əgər, baxılan çay hissəsində yan axım,  $q'$ , varsa, onda kəsilməzlik tənliyi aşağıdakı kimi yazılır:

$$\frac{\partial\omega}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial s} = q' \quad (5.56)$$

Bu tənlik hidroloji hesablamalarda *çay hissəsinin su balansı* tənliyi adlanır.

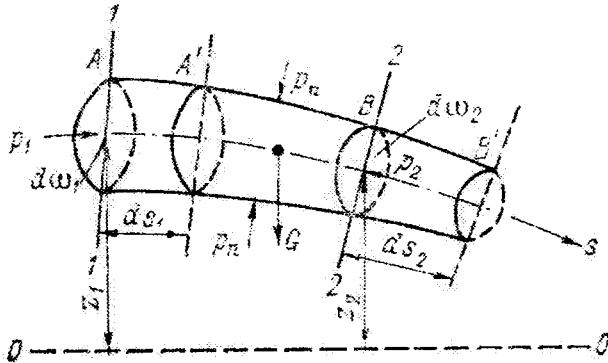
### 5.3.3. Bernulli tənliyi

*İdeal mayenin elementar şirnağı üçün Bernulli tənliyi.* Bernulli tənliyi hidromexanikanın fundamental tənliklərindən biridir. Bu tənlik mayədə təzyiq və maye hissəciklərinin sürəti arasında əlaqəni ifadə edir. Onun köməyi ilə suyun turbulent hərəkəti ilə əlaqədar əksər hesablama düsturları çıxarılır və mühəndisi məsələlər həll olunur.

Bernulli tənliyinin çıxarılışı *kinetik enerjinin dəyişməsi teoreminə* əsaslanır. Bu teoremə görə, baxılan cismin hərəkəti zamanı onun kinetik enerjisinin dəyişməsi ona təsir edən bütün daxili və xarici qüvvələrin gördükləri işin cəminə bərabərdir.

İdeal mayenin qərarlaşan axını üçün elementar şırnağa baxaq (şəkil 5.15).  $AB$  şırnağının 1-1 və 2-2 kəsikləri ilə məhdudlanan hissəsini seçək.

Bu iki kəsiyin ağırlıq mərkəzlərinin üfüqi müqayisə müstəvisinə ( $OO$ ) nəzərən yüksəklikləri müvafiq olaraq  $z_1$  və  $z_2$ , şırnaqların canlı en kəsiklərinin sonsuz kiçik sahələri isə  $d\omega_1$  və  $d\omega_2$ -dir.



Şəkil 5.15. Bernulli tənliyinin çıxarılışına aid sxem

Hesab edək ki,  $dt$  zaman intervalı ərzində şırnağın  $AB$  hissəsi yerini dəyişərək  $A'B'$  vəziyyətini alıb. Eyni zamanda şırnağın 1-1 kəsiyi  $ds_1$ , 2-2 kəsiyi isə  $ds_2$  məsafəsi qədər yerini dəyişib. Onda aşağıdakı ifadələri yazmaq olar:

$$ds_1 = u_1 dt \text{ və ya } ds_2 = u_2 dt, \quad (5.57)$$

burada,  $u_1$  və  $u_2$ -1-1 və 2-2 kəsiklərində dəyişməz qalan sürətlərdir.

Göstərmək olar ki, şırnağın elementar hissələrində ( $AA'$  və  $BB'$ ) maye həcmələri,  $dW$ , bərabərdir:

$$\begin{aligned} dW &= d\omega_1 ds_1 = d\omega_2 ds_2 = d\omega_1 u_1 dt = d\omega_2 u_2 dt \\ &= dq dt, \end{aligned} \quad (5.58)$$

burada,  $dq$ -şırnaq üçün maye sərfidir.

Elementar maye həcmimin  $dW$  kütləsini  $dm$  ilə işarə edək:

$$dm = \rho dW = \rho dq dt. \quad (5.59)$$

İndi şırnağın  $AB$  hissəsi yerini dəyişərək  $A'B'$  vəziyyəti alarkən, onun kinetik enerjisininin dəyişməsinə və ona təsir edən qüvvələrin gördüyü işi hesablayaq.

Baxılan maye həcmnin *kinetik enerjisininin dəyişməsi* belə təyin olunur:

$$\frac{dmu_2^2}{2} - \frac{dmu_1^2}{2}$$

və ya,

$$\frac{\rho d q dt (u_2^2 - u_1^2)}{2} = \left( \frac{\rho dt}{2} \right) (u_2^3 d\omega_2 - u_1^3 d\omega_1). \quad (5.60)$$

*Ağırliq qüvvəsinin işi* belə hesablanır:

$$\rho g dW (z_1 - z_2)$$

və ya

$$\rho g dt (z_1 u_1 d\omega_1 - z_2 u_2 d\omega_2) \quad (5.61)$$

*Hidrodinamiki təzyiq qüvvələrinin işi* aşağıdakı fərqlə bərabərdir:

$$p_1 d\omega_1 ds_1 - p_2 d\omega_2 ds_2$$

və ya

$$dt (u_1 p_1 d\omega_1 - u_2 p_2 d\omega_2). \quad (5.62)$$

Maye bu qüvvələrlə 1-1 və 2-2 kəsiklərinə təsir edir.

Şırnağın  $AB$  hissəsinin yan səthinə mayenin göstərdiyi *xarici təzyiq qüvvələrinin işi* sifira bərabərdir, çünki bu qüvvələr,  $P_n$   $AB$  hissəsinin yan səthi boyu maye hissəciklərinin hərəkət istiqamətinə perpendikulyardır.

Xarici və daxili sürtünmə qüvvələrinin işi sifira bərabərdir, belə ki, ideal mayədə sürtünmə qüvvələri olmur.

Kinetik enerjinin dəyişmə teoreminə görə aşağıdakı ifadəni yazmaq olar:

$$\begin{aligned} & \left( \frac{\rho dt}{2} \right) (u_2^3 d\omega_2 - u_1^3 d\omega_1) \\ & = \rho g dt (z_1 u_1 d\omega_1 - z_2 u_2 d\omega_2) \\ & + dt (u_1 p_1 d\omega_1 - u_2 p_2 d\omega_2) \end{aligned} \quad (5.63)$$

Bu ifadəni  $g$  və  $\rho dW$ -yə bölək, yəni onu  $dt$  zaman intervallında şırnağın canlı en kəsiyindən keçən maye həcmnin vahid kütləsinə aid edək:

$$z_1 + \frac{p_1}{\rho g} + \frac{u_1^2}{2g} = z_2 + \frac{p_2}{\rho g} + \frac{u_2^2}{2g} \quad (5.64)$$

Şırnağın 1-1 və 2-2 kəsikləri ixtiyari seçildiyi üçün, bu axırncı tənlik belə də yazıla bilər:

$$z + \frac{p}{\rho g} + \frac{u^2}{2g} = \text{const} \text{ (şırnaq boyu)} \quad (5.65)$$

Axırncı bu iki tənlik *Daniil Bernulli tənliyi* adlanır. O, 1738-ci ildə qərarlaşan hərəkət üçün bu tənliyə daxil olan kəmiyyətlərin nisbətini sözlərlə ifadə etmişdir.

*Real mayenin elementar şırnağı üçün Bernulli tənliyi.* Yuxarıda göstərilən Bernulli tənliyi (5.64 və 5.65) ideal maye üçün alınmışdır. Bu tənlikdə sürtünmə və müqavimət qüvvələri nəzərə alınmır. Lakin real (özlü) mayenin hərəkəti zamanı bu qüvvələr hökmən nəzərə alınmalıdır. Sürtünmə qüvvələrinin işi nəticəsində mayenin mexaniki enerjisinin bir hissəsi istilik enerjisinə çevrilir. Hərəkətdə olan mayedən ayrılan istilik enerjisinin miqdarı çox azdır. Mexaniki enerjinin istilik enerjisinə çevrilən hissəsindən istifadə etmək qeyri-mümkündür. Bu səbəbdən o, enerji itkisi adlanır.

Mexaniki enerji fasiləsiz istiliyə çevrildiyinə görə bütün real maye axınlarında mexaniki enerji aşağı axın istiqamətində azalır. Bu o deməkdir ki, real maye şırnağının nisbətən aşağıda yerləşən kəsiyində xüsusi enerji, yuxarıda yerləşən kəsiyin xüsusi enerjisindən azdır. Bu *xüsusi enerji itkisini*  $h_f$  ilə işarə etsək, onda real mayenin elementar şırnağının istənilən iki kəsiyi üçün Bernulli tənliyi aşağıdakı kimi yazıla bilər:

$$z_1 + \frac{p_1}{\rho g} + \frac{u_1^2}{2g} = z_2 + \frac{p_2}{\rho g} + \frac{u_2^2}{2g} + h_f. \quad (5.66)$$

*Real maye axını üçün Bernulli tənliyi.* Praktikada hidravliki hesablamalar elementar şırnaqlar üçün deyil, real axınlar (çaylar, kanallar) üçün yerinə yetirilir. Buna görə də Bernulli tənliyi real mayenin bütöv axınına uyğunlaşdırılmalıdır.

Real axınların strukturu çox mürəkkəbdir. Məsələn sadələşdirmək üçün maye axını elementar şırnaqlar toplusu kimi təsvir edə bilərik. Bu halda qərarlaşan hərəkətə *tədricən dəyişən*



*hərəkət* kimi baxıla bilər. Belə hərəkət düzxətli və paralel şırnaqlı hərəkətə yaxındır. Əgər, bu şərtlər nəzərə alınmazsa, onda maye hissəciklərinə ətalət qüvvələrinin təsiri ilə hesablaşmaq lazım gəlir. Bu halda axının canlı en kəsiyində təzyiğin paylanması çox mürəkkəb olur.

Lakin hərəkətə tədricən dəyişən hərəkət kimi baxdıqda ətalət qüvvələrinin təzyiğin paylanmasına təsirini nəzərə almamaq olar. Bu halda axının baxılan canlı en kəsiklərində təzyiç sükunətdə olan mayedəki kimi hidrostatik qanuna müvafiq paylanır:

$$z + \frac{P}{\rho g} = \text{const.} \quad (5.67)$$

Qeyd etmək lazımdır ki, axının tədricən dəyişmə şərti yalnız Bernulli tənliyi tərtib edilən kəsiklər üçün ödənilməlidir. Bu kəsiklər arasında axının hərəkəti tədricən dəyişən olmaya da bilər.

Real mayenin qərarlaşan axını üçün Bernulli tənliyinin çıxarılışı müxtəlif dərslük və monoqrafiyalarda verilir (Войтунский и др., 1982; Чугаев, 1982; Емцев, 1987 и др.).

Bu tənlik aşağıdakı kimi yazılır:

$$z_1 + \frac{P_1}{\rho g} + \frac{\alpha v_1^2}{2g} = z_2 + \frac{P_2}{\rho g} + \frac{\alpha v_2^2}{2g} + h_f. \quad (5.68)$$

Əgər bu tənliyi real mayenin elementar şırnağı üçün Bernulli tənliyi (5.66) ilə müqayisə etsək, onda iki fərç diqqəti cəld edər. Bu fərçlərdən biri ondan ibarətdir ki, elementar şırnaq üçün tənlikdə canlı en kəsiyinin baxılan nöqtəsindəki yerli sürətdən,  $u$ , real maye üçün tənlikdə isə en kəsikdə orta sürətdən,  $v$ , istifadə olunur. Bu iki sürət xarakteristikaları arasında əlaqə belədir:

$$u = v \pm \Delta v, \quad (5.69)$$

burada,  $\Delta v$ -canlı en kəsikdə yerli və orta sürət arasında fərçdir.

İkinci fərç isə real maye üçün Bernulli tənliyinə əlavə olaraq  $\alpha$  əmsalının daxil edilməsidir.

Əgər, axının canlı en kəsiyində yerli sürət və orta sürət eyni olsaydı ( $u=v$ ), onda  $\alpha=1.0$  olardı. Reallıqda isə həmişə  $u \neq v$  və  $\alpha > 1$ . Beləliklə,  $\alpha$  əmsalı axının canlı en kəsiyində sürətin paylanmasının qeyri-bərabərliyini səciyyələndirir. Canlı en kəsikdə sürət nə qədər qeyri-bərabər paylanarsa,  $\alpha$  əmsalı bir o

qədər böyük olar. Bu əmsalın müxtəlif adları var: *axının kinetik enerji əmsalı*, *Koriolis əmsalı* və s.

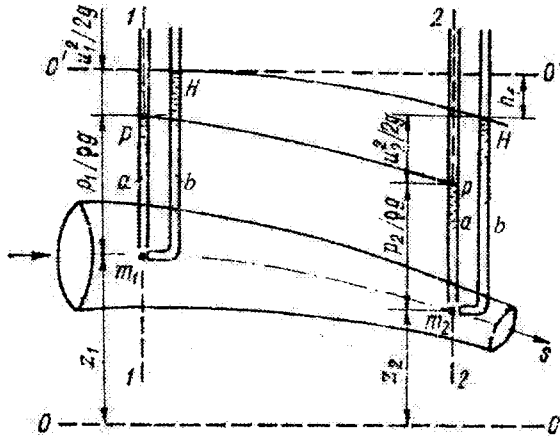
Axının kinetik enerji əmsalının fiziki mahiyyəti ondan ibarətdir ki, o axının həqiqi kinetik enerjisinin canlı en kəsiyin bütün nöqtələrində yerli sürətin orta sürətə bərabər olduğu halda hesablanan kinetik enerjiyə nisbətini ifadə edir.

Eksperimental tədqiqatlar nəticəsində müəyyən olunmuşdur ki, həm borularda, həm də açıq məcralarda turbulənt müntəzəm hərəkət zamanı  $\alpha \approx 1.1$ . Qeyri-müntəzəm hərəkətdə bəzən  $\alpha$  əhəmiyyətli dərəcədə birdən böyük qiymətlər alır. Lakin praktikada çox zaman birə çox yaxın olur və bu səbəbdən  $\alpha = 1.0$  qəbul olunur, yəni hesablamalarda o nəzərə alınmır.

### 5.3.4. Bernulli tənliyinin interpretasiyası

Bernulli tənliyinin (5.68) hədləri üç müxtəlif nöqteyi-nəzərdən izah oluna bilər: həndəsi, energetik və mexaniki.

*Həndəsi interpretasiya (məna)*. Şəkil 5.16-da hərəkətdə olan real mayenin elementar şırnağı göstərilir. Belə hesab edək ki, Bernulli tənliyinin hədlərinə müvafiq olaraq 1-1 və 2-2 canlı en kəsiklərinin  $m_1$  və  $m_2$  ağırlıq mərkəzlərində baxılır.



Şəkil 5.16. Bernulli tənliyinin həndəsi interpretasiyası

Tənliyin  $z_1$  və  $z_2$  hədləri canlı en kəsiklərinin  $00$  müqayisə müstəvisinə nəzərən hündürlükləridir.

Tənliyin  $\frac{P}{(\rho g)}$  həddi pyezometrik hündürlükdür və o, nöqtədə hidrodinamiki təzyiqa,  $p$ , bərabərdir. Başqa sözlə,  $\frac{P}{(\rho g)}$  şırnağın baxılan kəsiklərinə qoşulmuş pyezometrlərdə maye sütununun hündürlüyüdür (şəkil 5.16).

Tənliyin  $\frac{u^2}{(2g)}$  həddi sürət basqısı adlanır. O, digər iki hədd kimi xətti ölçü vahidinə malikdir, məsələn metr.

Şəkil 5.16-dan göründüyü kimi, baxılan elementar şırnağın canlı en kəsiklərində iki şaquli pyezometrik borucuq yerləşdirilib. Bunlardan biri (a) hidrodinamiki təzyiqa,  $P$ , ölçmək üçündür. O biri hidrometrik borucuğun (*Pito borucuğu*) (b) aşağı ucu elə əyilib ki, axın sürəti,  $u$ , borucuğun girişinə yönəlib. Hərəkətdə olan axının sürət basqısı hesabına suyun səviyyəsi (b) borucuğunda (a) borucuğu ilə müqayisədə  $h_u$  kəmiyyəti qədər hündürdür:

$$h_u = \frac{u^2}{(2g)}. \quad (5.70)$$

Sürət basqısını,  $h_u$ , ölçərək baxılan nöqtədə mayenin hərəkət sürətini hesablamaq olar:

$$u = k\sqrt{2gh_u}, \quad (5.71)$$

burada,  $k$ -düzəliş əmsalıdır və hər bir borucuq üçün arvalaşdırma yolu ilə təyin olunur.

Nəzərə almaq lazımdır ki, 1-1 kəsiyi ilə müqayisədə 2-2 kəsiyində sürət basqısı daha böyükdür, çünki  $\omega_1 > \omega_2$  olduğundan kəsilməzlik qanununa görə  $u_2 > u_1$ .

Şəkil 5.16-da göstərilən  $p$ - $p$  əyri xətti *pyezometrik xətt* adlanır. Aydındır ki, bu xətt (a) pyezometrlərində mayenin səviyyələrinə uyğundur. Şırnaq boyu  $p$ - $p$  pyezometrik xəttin elementar düşməsinin şırnağın elementar uzunluğuna,  $ds$ , nisbəti *pyezometrik meyillik*,  $J_p$ , adlanır:

$$J_p = \pm \frac{d(z + \frac{P}{\rho g})}{ds}. \quad (5.72)$$

Əgər,  $p-p$  xətti şırnaq boyu aşağı enirsə, onda  $J_p > 0$ .

Baxılan üç hündürlüyün  $z$ ,  $\frac{P}{(\rho g)}$  və  $\frac{u^2}{(2g)}$  cəmi tam basqı,  $H$ , adlanır:

$$H = z + \frac{P}{\rho g} + \frac{u^2}{2g}. \quad (5.73)$$

Həndəsi baxımdan  $H$ , basqı xəttinin,  $HH$ , müqayisə müstəvisindən hündürlüyüdür. Bu xətt Pito borucuqlarında mayenin səviyyələrinə uyğun nöqtələri birləşdirməklə alınır.

Basqı xəttinin,  $HH$ , düşməsinin şırnağın elementar uzunluğuna,  $ds$ , nisbəti *hidravliki meyillik* adlanır:

$$J = \frac{d(z + \frac{p}{\rho g} + \frac{u^2}{2g})}{ds}. \quad (5.74)$$

Müntəzəm basqılı hərəkətdə  $u_1 = u_2$  olduğu üçün  $J_p = J$ .

Bütün yuxarıda göstərilənlər real maye şırnağı üçün düzgündür. Əgər, ideal mayeyə baxılırsa, onda  $HH$  xətti  $O'O'$  xətti ilə üst-üstə düşər.

Baxılan real maye şırnağının 2-2 kəsiyində  $O'O'$  xəttindən Pito borucuğunda suyun səviyyəsinə kimi olan məsafə 1-1 və 2-2 kəsikləri arasında *basqı itkisini*,  $h_f$ , verir. Bu, Bernulli tənliyinin sağ tərəfindəki dördüncü həddir.

*Energetik interpretasiya.* Artıq qeyd olunduğu kimi, tənlik 5.73-ün sağ tərəfindəki üç həddin cəmi tam basqıya bərabərdir. Hidrostatikadan məlumdur ki, ilk iki həddin cəmi *potensial basqıdır*:

$$H = z + \frac{P}{(\rho g)}. \quad (5.75)$$

Başqa sözlə, bu iki həddin cəmi elementar şırnağın canlı en kəsiyindən keçən vahid maye kütləsinin *xüsusi potensial enerjisidir*,  $E_{pot}$ . Bu enerji iki hissədən ibarətdir: *xüsusi mövqe enerjisi*,  $E_z$ , və *xüsusi təzyiq enerjisi*,  $E_p$ .

Baxılan tənliyin üçüncü həddi,  $u^2/(2g)$  vahid maye kütləsinin *xüsusi kinetik enerjisidir*,  $E_k$ .

Tam basqının energetik ifadəsi belə yazıla bilər:

$$H = \underbrace{E_z + E_p}_{E_{\text{pot}}} + E_k. \quad (5.76)$$

Bernulli tənliyi üçün isə energetik ifadə aşağıdakı kimidir:

$$E_{z_1} + E_{p_1} + E_{k_1} = E_{z_2} + E_{p_2} + E_{k_2} + \Delta E, \quad (5.77)$$

burada,  $\Delta E$ -elementar şırnağın iki kəsiyi arasında mayenin hərəkəti zamanı baş verən və vahid maye kütləsinə aid edilən *enerji itkisidir*.

Beləliklə, Bernulli tənliyi hərəkətdə olan mayədə enerjinin saxlanma qanununu ifadə edir.

*Mexaniki interpretasiya* ondan ibarətdir ki, Bernulli tənliyi hərəkətdə olan mayenin vahid kütləsinə təsir göstərən qüvvələrin dəyişmə qanununu ifadə edir. Bu qanuna görə, hərəkətdə olan mayenin vahid kütləsinə təsir edən qüvvənin dəyişməsi üç qüvvənin gördüyü işin cəminə bərabərdir: mayenin  $z_1$  hündürlüyündən  $z_2$  hündürlüyünə hərəkəti zamanı ağırlıq qüvvəsi, hidrodinamik qüvvə və müqavimət qüvvələri.

### **5.3.5. İdeal maye hərəkətinin diferensial tənlikləri**

Bu diferensial tənliklər hərəkətdə olan mayeyə təsir göstərən ağırlıq və təzyiq qüvvələri arasında əlaqəni ifadə edir. Bu zaman ideal mayeyə baxıldığı üçün müqavimət qüvvələri nəzərə alınmır, lakin mayenin sükunətdə olan halından fərqli olaraq zaman,  $t$ , nəzərə alınmalıdır. Deməli, hərəkət edən mayədə hidrodinamik təzyiq koordinatlar və zamanın funksiyasıdır:  $P=P(x, y, z, t)$  (Железняков, 1989; Мəmmədov, 1995).

Ətalət qüvvəsinin, məsələn  $x$  oxuna proyeksiyası,  $x(\rho dx dy dz) du_x/dt$  kimidir. Burada  $du_x/dt$ -təcilin  $x$  oxuna proyeksiyası;  $dx dy dz$ -mayədə düzbucaqlı paralelepiped formasında ayrılmış elementar maye həcmidir. İdeal mayədə təsir göstərən qüvvələrin  $x$  oxuna proyeksiyalarının cəmi belə yazıla bilər:

$$-\frac{\partial P}{\partial x} dx dy dz + \rho X dx dy dz - \frac{du_x}{dt} \rho dx dy dz = 0. \quad (5.78)$$

Oxşar tənlikləri baxılan qüvvələrin  $y$  və  $z$  oxlarına proyeksiyaları üçün də yazmaq olar. Sonra bu üç tənliyin hər birini  $\rho dx dy dz$  ifadəsinə bölərək ideal maye hərəkətinin diferensial tənliklərini (*Eyler tənliklərini*) almaq olar:

$$\begin{aligned} X - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} &= \frac{du_x}{dt}; \\ Y - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} &= \frac{du_y}{dt}; \\ Z - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} &= \frac{du_z}{dt}. \end{aligned} \quad (5.79)$$

Bu tənliklər sistemində dörd naməlum kəmiyyət var: üç sürət proyeksiyası və təzyiq. Kütlə qüvvəsi təcillərinin proyeksiyaları və sıxlıq məlum hesab olunur. Baxılan tənliklər sistemini qapamaq üçün bu üç tənliyə kəsilməzlik tənliyi (5.54) əlavə edilir.

Tənliklər sisteminin (5.79) sağ tərəflərindəki hədlər sürət proyeksiyalarının tam törəmələridir. Qərarlaşmayan hərəkətdə  $u = u(x, y, z, t)$ , tam diferensialı  $du$  tapaq və alınan ifadəni  $dt$ -yə bölək, onda aşağıdakı tənlik alınar:

$$\frac{du}{dt} = \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial u}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial u}{\partial z} \frac{dz}{dt}. \quad (5.80)$$

Aşağıdakı ifadələri nəzərə alsaq,

$$\frac{dx}{dt} = u_x; \quad \frac{dy}{dt} = u_y; \quad \frac{dz}{dt} = u_z,$$

Onda (5.79) tənliklər sistemi belə yazıla bilər:

$$\begin{aligned} X - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} &= \frac{\partial u_x}{\partial t} + u_x \frac{\partial u_x}{\partial x} + u_y \frac{\partial u_x}{\partial y} + u_z \frac{\partial u_x}{\partial z}; \\ Y - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} &= \frac{\partial u_y}{\partial t} + u_x \frac{\partial u_y}{\partial x} + u_y \frac{\partial u_y}{\partial y} + u_z \frac{\partial u_y}{\partial z}; \\ Z - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} &= \frac{\partial u_z}{\partial t} + u_x \frac{\partial u_z}{\partial x} + u_y \frac{\partial u_z}{\partial y} + u_z \frac{\partial u_z}{\partial z}. \end{aligned} \quad (5.81)$$

Bu tənliklərin sağ tərəflərindəki birinci hədlər nöqtədə yerli

təcillərin proyeksiyalarıdır. Qərarlaşan hərəkətdə yerli təcillər sıfıra bərabərdir. Qalan üç həddin cəmi konvektiv təcillərin proyeksiyalarıdır. Yerli və konvektiv təcillərin proyeksiyalarını topladıqda tam təcillərin proyeksiyaları alınır.

Axıncı tənliklər sisteminə (5.81) sürətlərin koordinatlar üzrə doqquz xüsusi törəmələri daxildir. Bunlar müxtəlif fiziki mənə daşıyır. Onlardan üçü

$$\frac{\partial u_x}{\partial x}; \quad \frac{\partial u_y}{\partial y}; \quad \frac{\partial u_z}{\partial z}$$

özlərinin proyeksiya olduğu koordinatlar üzrə götürülmüşdür. Belə törəmələrə düz törəmələr deyilir. Qalan altı xüsusi törəmə sürətlərin proyeksiya olduğu oxlara perpendikulyar yönəlmiş koordinatlar üzrə götürülmüşdür. Onlara eninə törəmələr deyilir.

Nəzəri mexanika və hidromexanikada asanlıqla isbat olunur ki, eninə törəmələr sonsuz kiçik parçaların fırlanmasının bucaq sürətini ifadə edir.

Eyler tənliklərinin inteqrallanması (həlli) hidromexanikaya həsr olunmuş bir çox dərslik və monoqrafiyalarda verilir (Бойтунский и др., 1982; Емцев, 1987; Патращев и др., 1970; Мəmmədov, 1995).

M.Ə.Məmmədov (1995) qeyd edir ki, inteqrallama nəticəsində adi Bernulli tənliyi alınır. Konkret elementar şırnaq üçün bu tənliyin üç həddinin cəmi müəyyən bir sabit kəmiyyətə bərabər olacaqdır. Digər elementar şırnaqlar üçün bu sabit kəmiyyət fərqli qiymət alacaq. Bu səbəbdən inteqrallama nəticəsində alınan tənlik bütöv axın üçün istifadə oluna bilməz.

### 5.3.6. Real maye hərəkətinin diferensial tənlikləri

Özlü (real) mayenin hərəkət tənliklərinin çıxarılışı zamanı ideal mayenin hərəkət tənliklərinin çıxarılışında baxılan qüvvələrdən başqa sürtünmə (özlülük) qüvvələri də nəzərə alınır. Eyler tənliklərindən (5.79) fərqli olaraq, real mayenin hərəkət tənliklərinin əlavə hədləri var. Bu hədlərə *kinematik özlülük*

*əmsalı*,  $v$ , və koordinat oxları üzrə ikinci düz və eninə xüsusi törəmələr aiddir (Железняков, 1989):

$$X - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} = \frac{du_x}{dt} - \partial \left( \frac{\partial^2 u_x}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u_x}{\partial z^2} \right);$$

$$Y - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} = \frac{du_y}{dt} - \partial \left( \frac{\partial^2 u_y}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_y}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u_y}{\partial z^2} \right);$$

(5.82)

$$Z - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} = \frac{du_z}{dt} - \partial \left( \frac{\partial^2 u_z}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_z}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u_z}{\partial z^2} \right).$$

Bu tənliklərə Navye-Stoks tənlikləri də deyilir. Onların çıxarılışı hidromexanikaya həsr olunmuş bir çox kitablarda verilir (Məmmədov, 1995; Войтунский и др., 1982 və s.).

Maye hərəkətinin diferensial tənliklərini kəsilməzlik tənliyi ilə birgə həll etmək üçün başlanğıc və sərhəd şərtlər verilir. Başlanğıc şərtlər kimi, başlanğıc zaman anında maye axınında sürətlərin paylanması  $u_x$ ,  $u_y$ ,  $u_z$  qəbul olunur. Sərhəd şərtlər kimi tərpənməz divarda, məsələn borunun daxili divarında sürətlər verilir. Real mayenin hərəkəti zamanı maye hissəcikləri daxili divarlara yapışdığı üçün sərhəddə sürət sıfıra bərabər qəbul edilir. Suyun sərbəst səthinə də sərhəd səth kimi baxılır və onun bütün nöqtələrində təzyiq atmosfer təzyiqinə bərabərdir.

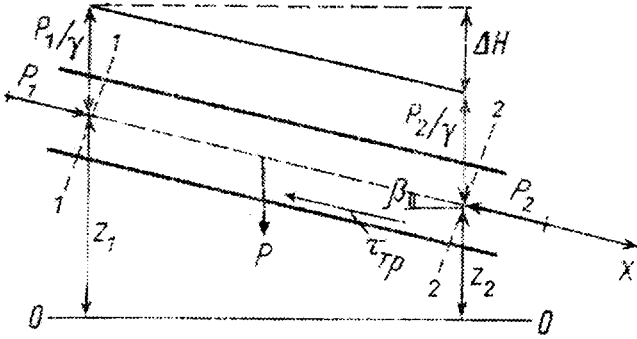
Navye-Stoks tənliklərinin ümumi həll metodları indiyə kimi işlənməyib. Yalnız bəzi xüsusi hallar üçün dəqiq həllər var.

### 5.3.7. Müntəzəm axının hərəkət tənliyi

Mayenin hərəkət sürətini hesablamaq üçün istifadə olunan düsturların strukturu axının hərəkət növündən (müntəzəm, qeyri-müntəzəm, qərarlaşmayan) asılıdır və mayeyə təsir göstərən qüvvələr və axın boyu basqı itkiləri arasındakı əlaqəni nəzərə alır (Макавеев и Чалов, 1986). Mexanikadan məlumdur ki, düzxətli *müntəzəm hərəkət* yalnız o zaman mümkündür ki, cismə (mayeyə) təsir göstərən bütün qüvvələr bir-birini tarazlaşdırır. Başqa sözlə, baxılan maye həcmi üçün müvazinət teoreminə görə təsir göstərən bütün xarici qüvvələrin (ağırlıq,



təzyiq və sürtünmə qüvvələri və s.) və ətalət qüvvələrinin axının hərəkət istiqamətinə proyeksiyalarının cəmi sifira bərabərdir.



Şəkil 5.17. Axının müntəzəm hərəkəti tənliyinin çıxarılışına aid sxem

Müntəzəm hərəkət təcilsiz olduğu üçün ətalət qüvvələri sifira bərabərdir.

Baxılan maye həcminə təsir göstərən qüvvələr aşağıdakı kimi hesablanır:

1. *Ağırliq qüvvəsi.* Uzunluğu  $l$  olan, 1-1 və 2-2 kəsikləri ilə məhdudlanan axın hissəsinə (şəkil 5.17) təsir göstərən ağırliq qüvvəsi belə təyin olunur:

$$G = \rho g l \omega, \quad (5.83)$$

burada,  $\rho$ -mayenin sıxlığı;  $g$ -sərbəstdüşmə təcilidir.

Bu qüvvənin axın istiqamətində yönəlmiş oxa proyeksiyasını hesablamaq üçün axın oxunun (dib xəttinin) üfüqi müstəvi ilə əmələ gətirdiyi bucaq,  $\beta$ , nəzərə alınmalıdır:

$$G_s = \rho g l \omega \sin \beta. \quad (5.84)$$

Şəkildən görüldüyü kimi,

$$l \sin \beta = z_1 - z_2; \quad (5.85)$$

və buna görə də

$$G_s = \rho g \omega (z_1 - z_2). \quad (5.86)$$

2. *Təzyiq qüvvələri.* Baxılan maye həcmnin baş tərəflərinə onu əhatə edən maye təzyiq göstərir:

$$P_1 = p_1 \omega \quad \text{və} \quad P_2 = p_2 \omega, \quad (5.87)$$

burada,  $\omega$ -axının canlı en kəsik sahəsi;  $p_1$  və  $p_2$  isə 1-1 və 2-2 kəsiklərinin ağırlıq mərkəzlərində hidrodinamik təzyiqdır.  $P_2$  qüvvəsi axına əks istiqamətdə təsir göstərdiyi üçün mənfi işarə ilə götürülür.

3. *Sürtünmə qüvvələri.* Mayenin hərəkətinə axınla məcranın təmas səthində yaranan sürtünmə qüvvəsi,  $T$ , də təsir göstərir:

$$T = \tau \chi l \quad (5.88)$$

burada,  $\chi$ -baxılan kəsiklərin yaş (islanmış) perimetri;  $\tau$ -toxunma gərginliyidir (vahid səthə düşən sürtünmə qüvvəsidir).

Açıq axınlarda toxunma gərginliyi dərinlik üzrə artır.

Artıq qeyd olunduğu kimi, bütün qüvvələrin axın oxuna proyeksiyalarının cəmi sıfıra bərabər olmalıdır:

$$G + P_1 - P_2 - T = 0 \quad (5.89)$$

və ya

$$\rho g \omega (z_1 - z_2) + p_1 \omega - p_2 \omega - \tau \chi l = 0 \quad (5.90)$$

Axıncı tənliyin bütün hədlərini  $\rho g \omega$  ifadəsinə bölək:

$$z_1 - z_2 + \frac{p_1}{\rho g} - \frac{p_2}{\rho g} = \frac{\tau \chi l}{\rho g \omega}. \quad (5.91)$$

Baxılan axım həcmi üçün Bernulli tənliyi belə yazılır:

$$z_1 + \frac{p_1}{\rho g} + \frac{\alpha v_1^2}{2g} = z_2 + \frac{p_2}{\rho g} + \frac{\alpha v_2^2}{2g} + h_f \quad (5.92)$$

burada  $h_f$  (şəkildə  $\Delta H$ )-axın boyu,  $l$ , basqı itkisidir.

Müntəzəm hərəkətdə  $v_1 = v_2$  olduğu üçün tənlik (5.92) belə yazılır:

$$z_1 - z_2 + \frac{p_1}{\rho g} - \frac{p_2}{\rho g} = h_f. \quad (5.93)$$

Tənlik (5.92) və (5.93)-dən görünür ki,

$$\frac{\tau \chi l}{\rho g \omega} = h_f \quad (5.94)$$

və buradan aşağıdakı ifadə alınır:

$$\frac{\tau}{\rho g} = \frac{h_f \omega}{l \chi}. \quad (5.95)$$

Nəzərə alsaq ki, axının vahid uzunluğunda basqı itkisi,

$\frac{h_f}{l}$ , hidravliki meyillik,  $J$ , və  $\frac{\omega}{\chi}$  hidravliki radiusdur,  $R$ , onda basqsız müntəzəm hərəkətin əsas tənliyi üçün aşağıdakı yekun ifadə alınır:

$$\frac{\tau}{\rho} = gRJ. \quad (5.96)$$

Basqsız müntəzəm hərəkətdə hidravliki meyillik,  $J$ , pyezometrik meyillik,  $J_p$  (axının sərbəst səthinin meyilliyi) və axın dibinin meyilliyi,  $i$ , bir-birinə bərabərdir:

$$J = J_p = i. \quad (5.97)$$

Basqlı müntəzəm hərəkətin tənliyi belədir:

$$\frac{\tau}{\rho} = gRJ_p. \quad (5.98)$$

Müntəzəm hərəkətin əsas tənliyi axın boyu basqı itkisini hesablamaq üçün düstur almağa imkan verir. Eksperimental üsulla müəyyən olunmuşdur ki, turbulent axınlarda müqavimət qüvvələrinin təsiri nəticəsində baş verən basqı itkiləri axının orta sürətinin kvadratına mütənasibdir:

$$\frac{\tau}{\rho} = kv^2. \quad (5.99)$$

burada,  $k$ -mütənasiblik əmsalıdır və təcrübi yolla təyin edilir.

Tənlik (5.96) və (5.99)-u nəzərə almaqla, aşağıdakı bərabərliyi yazmaq olar:

$$kv^2 = gRJ \quad (5.100)$$

və buradan

$$J = \frac{h_f}{l} = \frac{kv^2}{gR}. \quad (5.101)$$

Müntəzəm hərəkətdə yerli basqı itkiləri olmadığı üçün tam basqı itkisi,  $h_f$ , uzunluq boyu itkiyə,  $h_l$ , bərabərdir:  $h_f = h_l$ . Tənlik (5.101)-nin həm sürətini, həm də məxrəcini 2-yə vurub aşağıdakı ifadəni almaq olar:

$$h_l = 2k \frac{l}{R} \frac{v^2}{2g}. \quad (5.102)$$

Əgər,  $2k=\lambda$  qəbul etsək ( $\lambda$ -hidravliki sürtünmə əmsəlidir), onda axın boyu basqı itkisini hesablamaq üçün düstur belə yazılar:

$$h_l = \lambda \frac{l v^2}{R 2g}. \quad (5.103)$$

Bu düstur həm basqılı, həm də basqısız hərəkət üçün istifadəyə yararlıdır.

*Müntəzəm hərəkətin əsas tənliyi* axının orta sürətini hesablamaq üçün də düstur almağa imkan verir. Tənlik (5.100)-dən sürəti tapmaq olar:

$$v = \sqrt{\frac{g}{k}} \sqrt{R J}. \quad (5.104)$$

Əgər nəzərə alsaq ki,

$$\sqrt{\frac{g}{k}} = C, \quad (5.105)$$

onda müntəzəm hərəkətdə axının orta sürəti üçün yekun ifadə alınır:

$$v = C \sqrt{R J} \quad (5.106)$$

burada,  $C$ -Şezi əmsəlidir.

Bu düstur Şezi düsturu adlanır.

Şezi əmsəlini hesablamaq üçün 100-dən artıq düstur məlumdur (Спицын, Соколова, 1990). Ən geniş istifadə olunan düsturlardan biri *Manning düsturudur*:

$$C = \frac{1}{n} R^{0,167}, \quad (5.107)$$

burada,  $n$ -kələ-kötürlük əmsəlidir.

S.N.Kritski və M.F.Menkeli (Крицкий, Менкель, 1982) belə hesab edirlər ki, Pavlovskinin təklif etdiyi düstur daha təkmildir:

$$C = \frac{1}{n} R^x, \quad (5.108)$$

burada,  $x = 2,5\sqrt{n} - 0,13 - 0,75\sqrt{R}(n - 0,10)$ .

Açıq məcralarda (çaylar, kanallar, kollektorlar və s.) axının orta sürətini hesablamaq üçün Şezi düsturundan geniş istifadə

olunur. Borularda basqılı hərəkət üçün də bu düstur yararlıdır, çünki müntəzəm hərəkətdə  $J=J_p$ , yəni hidravliki meyillik pye-zometrik meyilliyə bərabərdir. Bu düstur bir çox hidroloji və hidravliki hesablamalarda da geniş tətbiq edilir. Bununla belə, nəzərə almaq lazımdır ki, Şezi düsturu “düzgün” formalı (prizmatik, trapesiodal və s.) məcralarda qərarlaşan müntəzəm hərəkət üçün alınmışdır və müqavimət qüvvələri orta sürətin kvadratına mütənasibdir.

### 5.3.8. Qeyri-müntəzəm axının hərəkət tənliyi

Şezi düsturundan fərqli olaraq, qeyri-müntəzəm hərəkət tənliyi, əlavə olaraq basqı itkisinə axın boyu sürətin qeyri-bərabər paylanması təsirini nəzərə alır.

*Qeyri-müntəzəm axının hərəkət tənliyinin* çıxarılışında məlum Bernulli tənliyindən istifadə olunur:

$$z_1 + \frac{p_1}{\rho g} + \frac{\alpha v_1^2}{2g} = z_2 + \frac{p_2}{\rho g} + \frac{\alpha v_2^2}{2g} + h_f.$$

Bu tənlikdə  $p_1$  və  $p_2$ , müvafiq olaraq axının 1-1 və 2-2 kəsiklərində (şəkil 5.18) sərbəst səthə təzyiqlərdir və onlar atmosfer təzyiqinə  $P_{at}$  bərabərdir. Buna görə də Bernulli tənliyindəki  $p_1/\rho g$  və  $p_2/\rho g$  hədləri itxisar olunur. Baxılan hərəkətdə hidravliki parametrlər tədricən dəyişdiyi üçün enerji itkisinə  $h_f$  axın boyu basqı itkisi  $h_e$  kimi baxıla bilər:  $h_f=h_e$ . İndi Bernulli tənliyini aşağıdakı kimi yazmaq olar:

$$z_1 - z_2 = \frac{\alpha_2 v^2}{2g} - \frac{\alpha_1 v_1^2}{2g} + h_f. \quad (5.109)$$

Bu tənlikdəki  $\alpha_1$  və  $\alpha_2$  əmsallarını  $\alpha$  ilə əvəz edib, tənliyi differensial şəkildə yazmaq olar:

$$-dz = \alpha d \left[ \frac{v^2}{(2g)} \right] + dh_e. \quad (5.110)$$

Bu tənliyin bütün hədlərini  $ds$ -ə bölək:

$$-\frac{dz}{ds} = \alpha \frac{d \left[ \frac{v^2}{(2g)} \right]}{ds} + \frac{dh_e}{ds}. \quad (5.111)$$



$$J = \alpha \frac{d}{ds} \left( \frac{v^2}{2g} \right) + \frac{v^2}{C^2 R}. \quad (5.112)$$

Bu tənlik *qeyri-müntəzəm hərəkətin əsas diferensial tənliyinin birinci forması* adlanır.

Müntəzəm hərəkətdə  $i_v=0$  və buna görə də:

$$J = \frac{v^2}{C^2 R}. \quad (5.113)$$

Axının dərinliyini,  $h$ , nəzərə almaqla pyezometrik meyillik üçün aşağıdakı ifadəni yazmaq olar:

$$J = i - \frac{dh}{ds}, \quad (5.114)$$

burada,  $i$ -dibin meyilliyidir.

İndi tənlik (5.112) belə yazıla bilər:

$$J = i - \frac{dh}{ds} = \alpha \frac{d}{ds} \left( \frac{v^2}{2g} \right) + \frac{v^2}{C^2 R}. \quad (5.115)$$

Hidravlikada *qeyri-müntəzəm hərəkətin əsas diferensial tənliyinin ikinci formasından* geniş istifadə olunur:

$$\frac{dh}{ds} = \frac{i - \frac{Q^2}{\omega^2 L^2 h}}{1 - \frac{\alpha Q^2 b}{g \omega^3}}. \quad (5.116)$$

Bu tənlik düzbucaqlı məcrələr üçün alınmışdır və axınların sərbəst səth formalarının tədqiqində tətbiq olunur. Bu məsələ hidravlikaya aid kitablarda çox ətraflı izah edilir (Караушев, 1969; Киселев, 1980; Чугаев, 1982 və s.)

Qeyri-müntəzəm hərəkətin diferensial tənliklərində məcranın dib meyilliyi verilsə, onda axının dərinliyi  $h$ , canlı en kəsik sahəsi  $\omega$ , uzunluğu  $l$ , eni  $b$ , dəyişən kəmiyyətlərdir. Bu tənlikləri inteqrallamaq üçün dəyişənlərin sayı 2-yə qədər azaldılmalıdır. Bu məqsədlə baxılan tənliklər başqa şəkllə salınır və yekundə çox mürəkkəb inteqral alınır. Bu inteqralın dəqiq qiymətini tapmaq qeyri-mümkündür. Bu məsələ yalnız təqribi həll oluna bilər. Hazırda B.A.Baxmetyev, N.N.Pavlovksi və digər müəlliflərin təklif etdikləri təqribi inteqrallama metod-

larından daha geniş istifadə olunur (Məmmədov, 1995; Спицын, Соколова, 1990 və s.).

### **5.3.9. Qərarlaşmayan axının hərəkət tərtibi**

Daşqın dalğası çayın uzunluğu boyu hərəkət etdikcə, yastılanır. Bunun səbəbləri məlumdur:

- dalğanın ön və arxa hissələrində meyilliyin fərqli olması;
- məcra və subasarın su ilə dolub boşalması;
- sahillərə suyun sızılması və sonra yenidən çaya qayıtması;
- əsas çayın qollarının mənsəbindəki şişmə zonasında suyun akumulyasiyası.

Çayın rejimi kəskin qərarlaşmayan olduqda, məsələn su-elektrik stansiyalarının aşağı byefinə böyük su həcmi buraxıldıqda, dalğanın ön və arxa hissələrində meyillik fərqi çox böyük olur. Səviyyənin qalxması su sərfi ilə müqayisədə gecikir və bu səbəbdən su sərfi ilə səviyyə arasında əlaqə əyrisi (sərflər əyrisi) ilgək formalı olur. Bu halda daşqın dalğasının yastılanmasının əsas amili meyillik fərqidir.

Çayda daşqın formalaşdıqda suyun qərarlaşmayan hərəkətinin başqa forması müşahidə olunur. Daşqın dalğasının hündürlüyü onun uzunluğu ilə müqayisədə min dəfələrlə kiçik olur. Belə dalğanın ön və arxa hissələrində meyillik fərqi o qədər kiçik olur ki, bu fərq su sərflərinin mövcud ölçülmə dəqiqliyində hiss olunmur. Suyun səviyyəsi və sərfi eyni sürətlə artır və sərflər əyrisində ilgək yaranmır. Bu halda dalğanın yastılanmasının əsas səbəbi məcra və subasarın su ilə dolub boşalmasıdır. Belə hərəkətə “kvaziqərarlaşan” yəni demək olar ki, qərarlaşan və ya “*kinematik dalğa*” deyilir.

Çaylarda suyun qərarlaşmayan hərəkətinin çay hidravlikası metodları əsasında hesablanması uzun illərdir ki, hidrotexniki qurğuların layihələndirilməsində istifadə olunur. Lakin çay axımının hidroloji hesablamalarında və proqnozlarında bu metodların tətbiqinə Q.P.Kalinin və P.İ.Milyukov (Калинин,



Миллюков, 1958) sadələşdirilmiş metod təklif etdikdən sonra başlanmışdır.

Hidroloqların suyun qərarlaşmayan hərəkətinin hesablanmasına marağı onunla izah olunur ki, ildən-ilə təbii rejimi pozulmuş çayların sayı artır. Belə çaylarda suyun hərəkətini hesablamaq üçün təbii rejim dövründə yerinə yetirilmiş müşahidə məlumatlarına görə alınmış empirik əlaqələrdən istifadə etmək olmaz.

Hazırda çaylarda *suyun qərarlaşmayan hərəkətini* hesablamaq üçün çoxsaylı metodlar məlumdur. Onlar şərti olaraq iki qrupa bölünür (Нежиховский, 1971):

- hidrodinamiki və ya “dəqiq” metodlar;
- sadələşdirilmiş və ya “mühəndisi” metodlar.

*Hidrodinamiki metodlar Sen-Venanın tənliklər sisteminin* həllinə əsaslanır:

$$i = \frac{\alpha}{g} \left( v \frac{\partial v}{\partial l} + \frac{\partial v}{\partial t} \right) + \frac{v|v|}{C^2 R}, \quad (5.117)$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial l} = 0.$$

Birinci tənlik *hərəkət tənliyi*, ikinci isə *kəsilməzlik tənliyi* adlanır.

Birinci tənlik suya təsir göstərən qüvvələrin bərabərliyini göstərir və buna görə həm də *dinamiki tənlik* adlanır. Bu tənliyin sağ tərəflərindəki ilk iki hədd inersion hədlərdir. Onlar sürətin çay boyu və zamana görə dəyişməsinə, axırncı hədd isə sürtünmə qüvvəsinin dəf olunması ilə əlaqədar enerji itkilərini səciyyələndirir.

İkinci tənlik *su balans tənliyinin diferensial formasıdır*.

Bu qeyri-xətti diferensial tənliklər sisteminin həlli çətindir və bu bir sıra sadələşdirilmiş hesablama metodlarının işlənməsi ilə nəticələnmişdir. Belə metodların tətbiqi aşağıdakılarla əlaqədardır:

- təbii çaylar üçün hidrodinamiki metodlar əslində o qədər də dəqiq deyil çünki, birinci tənliyin çıxarışında belə hesab

edilmişdir ki, axın birölçülüdür və qərarlaşmayan hərəkətdə sürtünmə qüvvələri qərarlaşan hərəkətdə olduğu kimidir;

- yuxarıdakı tənliklər sistemi yalnız o zaman həll oluna bilər ki, ilkin şərtlər məlum olsun. Başqa sözlə, başlanğıc zaman anında çayın uzunluğu boyu su sərfələri və səviyyələrinin paylanması məlum olmalıdır. Lakin daşqın dövründə çayın rejimi aramsız dəyişdiyindən və çay üzərində hidroloji müşahidə məntəqələrinin sayı az olduğundan, ilkin şərtlər çox təqribi verilir;

- təbii çaylarda morfometrik və hidravlik göstəricilər haqqında məlumatlar çox məhdud olur və su sərfələrinin dəqiqliyi aşağıdır.

Bu göstərilən səbəblərə görə, hidrodinamiki və sadələşdirilmiş metodlarla yerinə yetirilmiş hesablamaların dəqiqliyi yaxın olur.

Sadələşdirilmiş metodların əsasını çay hissəsi üçün su balans tənliyi və hərəkət tənliyinin (həcm əyrisi formasında və ya su sərfi ilə orta səviyyə və meyllik arasında asılılıq şəklində) birgə həlli təşkil edir.

Kinematik dalğanın geniş yayılmış sadələşdirilmiş hesablama metodları aşağıdakılardır:

- Maskinqam metodu;
- Kalinin-Milyukov metodu;
- İsoxron metodu;
- Uyğun səviyyələr və sərfələr metodu.

### Ədəbiyyat

1. Məmmədov M.Ə. Hidromexanikanın əsasları ilə hidravlika. Bakı, 1995.-272 s.
2. Войтунский Я.И., Фаддеев Ю.И., Федяевский К.К. Гидромеханика. Л.: Судостроение, 1982.-456 с.
3. Грушевский М.С. Неустановившееся движения воды в реках и каналах.Л.: Гидрометеиздат, 1982.-288 с.
4. Емцев Б.Т. Техническая гидромеханика. М.: Машино-

строение, 1987.-440 с.

5. Железняков Г.В. Гидравлика и гидрология. М.: Транспорт, 1989.-376 с.

6. Калинин Г.П., Милуков П.И. Приближенный расчет неустановившегося движения водных масс. Труды ЦИП., Вып. 66., 1958.

7. Караушев А.В. Речная гидравлика. Л.: Гидрометеиздат, 1969.-416 с.

8. Киселев П.Г. Гидравлика: Основы механики жидкости.- М.: Энергия, 1980.-360 с.

9. Крицкий С.Н., Менкель М.Ф. Гидрологические основы управления водохозяйственными системами. М.: Наука, 1982.-272 с.

10. Маккавеев Н.И., Чалов Р.С. Русловые процессы. М.: МГУ, 1986.-264 с.

11. Михайлов В.Н., Добровольский А.Д., Добролюбов С.А. Гидрология.-М.: 2008.-463 с.

12. Нежиховский Р.А. Русловая сеть бассейна и процесс формирования стока воды. Л.: Гидрометеиздат, 1971.-476 с.

13. Патрацев А.Н., Кивако А.Л., Гожий С.И. Прикладная гидромеханика, М.: Воениздат, 1970.-686 с.

14. Спицын И.П., Соколова В.А. Общая и речная гидравлика.-Л.: Гидрометеиздат, 1990.-359 с.

15. Чугаев Р.Р. Гидравлика. Л.: Энергоиздат, 1982.-672 с.

## 6. FIZIKI COĞRAFIYANIN ƏSAS QANUNAUYĞUNLUQLARI VƏ ONLARIN HIDROLOGİYADA TƏTBIQI

XIX əsrin axırlarında V. V. Dokuçayev (Докучаев, 1948) hidrologiya üçün böyük əhəmiyyət kəsb edən iki mühüm *coğrafi qanunauyğunluq* müəyyən etmişdir:

- Coğrafi mühitin bütövlüyü və bölünməzliyi;
- Coğrafi zonallıq

### 6.1. Fiziki coğrafiyanın əsas qanunauyğunluqları

#### 6.1.1. *Coğrafi mühitin bütövlüyü və bölünməzliyi qanunauyğunluğu*

A.A.Qriqoryev (Григорьев, 1966) *coğrafi mühitin bütövlüyü və bölünməzliyi qanunauyğunluğunu* təhlil edərək göstərmişdir ki, coğrafi mühitin komponentləri arasındakı qarşılıqlı əlaqə və təsirlərin əsasını bir tərəfdən coğrafi mühitin öz komponentləri, digər tərəfdən isə bu mühitlə xarici (günəş radiasiyası) və daxili (qabıqaltı kütlələr) amillər arasında baş verən maddələr və enerji mübadiləsi təşkil edir. Coğrafi mühitin komponentləri arasındakı qarşılıqlı mübadilə bu komponentlərin tərkibində dəyişikliklərə səbəb olur. Uzun müddət ərzində baş verən bu dəyişikliklər coğrafi mühitin tərkib və quruluşunun mürəkkəbləşməsinə gətirib çıxarmışdır. Məsələn, yeni torpaq tipləri və bitki örtüyü eroziya prosesləri ilə birlikdə quru və okean sularının kimyəvi tərkibinin mürəkkəbləşməsi ilə nəticələnmişdir.

S.V.Kalesnik (Калесник, 1970) landşaft təbəqəsinin bütövlüyü haqqında təsəvvürləri inkişaf etdirərək göstərmişdir ki, bu təbəqənin hər bir komponenti (relyef, su, torpaq və s.) öz fərdi qanununa müvafiq, lakin digər komponentlərlə çox sıx qarşılıqlı əlaqədə inkişaf edir. Coğrafi təbəqənin bütün elementləri müəyyən dərəcədə bir-birindən asılıdır və bir-birinə təsir

göstərir. Landşaft təbəqəsinin bütövlük dərəcəsi o qədər yüksəkdir ki, onun bir komponentindəki əhəmiyyətli dəyişikliklər bütün komponentlərin də qaçılmaz dəyişmələrinə səbəb olur.

Müxtəlif hidrotexniki qurğular layihələndirildikdə və inşa olunduqda landşaft təbəqəsinin bütövlüyü nəzərə alınmalıdır. Məsələn, çayın qarşısı bəndlə kəsildikdə horizontallara görə gələcəkdə su altında qalacaq ərazinin sahəsini təyin etmək çətin deyil. Lakin su anbarı inşa olunduqdan sonra ətraf ərazilərdə bataqlaşacaq sahələrin ölçülərini təyin etmək üçün ən azı minimal coğrafi biliklər tələb olunur.

Yuxarıda qeyd olunanlar nəzərə alınmadığından, 1910-1915-ci illərdə Türküstan vilayətində həyata keçirilən iri miqyaslı irriqasiya işləri nəticəsində 50000 hektardan artıq əkin sahəsi şoranlaşma və bataqlıqlaşmaya məruz qalmışdır. Volqa çayı üzərində tikilmiş Çeboksar su anbarı layihə səviyyəsinə kimi doldurula bilmir, çünki bu zaman eyni adlı şəhərdə yaşayış evlərinin zirzəmiləri qurut suları ilə dolur. Belarus Polesyesində bataqlıqların həddən artıq qurudulması torpaq eroziyası və toz fırtınalarının yaranması ilə nəticələnmişdir.

Coğrafi təbəqənin bütövlüyü nəzərə alınmadan meşələrin qırılması, suvarma və qurutma layihələrinin həyata keçirilməsi, iri su anbarlarının inşa edilməsi və s. Yer kürəsinin müxtəlif regionlarında arzuolunmaz fəsadlara gətirib çıxarmışdır.

### ***6.1.2. Coğrafi zonallıq qanunauyğunluğu***

Yer kürəsində istilik qurşaqlarının coğrafi enliklər üzrə paylanması hələ antik dövr coğraflarına məlum idi. XIX əsrin birinci yarısında bitki örtüyü üçün bu qanunauyğunluğu A.Humbolt qeyd etmişdi. Həmin əsrin ikinci yarısında havanın temperaturu, atmosfer yağıntıları, çayların donma və buzdan azad olma tarixlərinin eninə zonallığa müvafiq paylanması müəyyən olunmuşdu. Lakin, XIX əsrin lap axırında V.V.Dokuçayev ilk dəfə olaraq sübut etdi ki, zonallıq bütün Yer kürəsinə aid olan ümumi qanunauyğunluqdur.

Dokuçayev fiziki coğrafiyanın ikinci əsas qanunauyğunluğunun-coğrafi zonallıq qanunauyğunluğunun mahiyyətini aydın və dəqiq ifadə etmişdir. Yer kürəsinin məlum forması və onun Günəş ətrafında hərəkəti nəticəsində iqlim tipləri, bitki və heyvanat aləmi yerin səthində şimaldan cənuba doğru müəyyən ardıcılıqla növbələnir və bu, yer kürəsini coğrafi qurşaqlara bölməyə imkan verir; qütb, mülayim, subtropik qurşaq və s.

O, göstərmişdir ki, ərazinin dəniz səviyyəsindən hündürlüyü artdıqca, iqlim şəraiti, bitki və heyvanat aləmi qanunauyğun şəkildə dəyişir. Dokuçayev həmçinin qeyd etmişdir ki, zonallıq dənizlər, okeanlar və çaylar üçün də səciyyəvidir.

*Coğrafi zonallıq qanunauyğunluğu* hidrologiya, o cümlədən səth suları üçün mühüm əhəmiyyətə malikdir. Belə ki, torpaq və bitki örtüyü və digər təbii komponentlər kimi, səth suları da coğrafi landşaftın tərkib hissəsidir. Buna görə digər təbii mühit elementlərinin paylanması üçün səciyyəvi olan zonal qanunauyğunluqlar səth sularına da aiddir.

Coğrafi zonallıq qanunauyğunluğunun hidrologiyada istifadəsinə ilk misal kimi XX əsrin 20-ci illərinin ortalarında keçmiş Sovetlər İttifaqının Avropa hissəsi üçün D.I.Koçerinin (Кочерин, 1932) tərtib etdiyi çayların orta çoxillik axım izoxətləri xəritəsi göstərilir. O, qeyd olunan ərazinin çay hövzələrindən buxarlanma və axım əmsalı üçün coğrafi ümumiləşdirmə yerinə yetirmişdir.

Koçerinin bu işləri böyük nəzəri əhəmiyyətdən başqa, çox mühüm praktik əhəmiyyətə malik idi. Belə ki, bu xəritələrdən interpolyasiya yolu ilə müşahidə məlumatları olmayan çayların illik axım normasını təyin etmək imkanı yarandı. Bu ölkənin hidroloji təminatına böyük töhvə idi.

Sonrakı dövrdə digər hidrometeoroloji xarakteristikaların (minimal axım, yaz gursulu dövr axımı, quru və su səthindən buxarlanma və s.) da zonallığa uyğun paylanması təsdiqləndi.

Əlbəttə, hidroloji hadisələr öyrəniləndikdə zonallığın nəzərə alınması, heç də o demək deyil ki, regional və yerli amillər nəzərə alınmamalıdır. Fiziki coğrafiyada olduğu kimi, hidrolo-

giyada da həm ümumi, həm də regional (yerli) qanunauyğunluqlar öyrənilir. Bu amillərin təsiri keyfiyyət və kəmiyyətə məhz müvafiq zonal göstəricilərlə müqayisədə düzgün qiymətləndirilə bilər.

Coğrafi zonallıq ideyası çox vacib hidroloji qanunauyğunluqların aşkarlanması üçün elmi əsas rolunu oynamışdır.

A.A.Qriqoryev öz tədqiqatlarında coğrafi zonallığı nəzəri cəhətdən əsaslandırmağa çalışmışdır (Григорьев, Будыко, 1956; Григорьев, 1966). Bu tədqiqatlarda coğrafi mühitin formalaşması və inkişafında istilik və rütubət balanslarının nisbəti və qarşılıqlı əlaqəsinin rolu müəyyən olunmuşdur. O, enerji hüdudlarını (radiasiya balansı ayrılmasının sınma nöqtələrini) təhlil edərək, Şəqri Avropa düzənliyinin şərq hissəsi misalında bu hüdudların geobotanik zonaların əvvəllər empirik yolla müəyyən edilmiş sərhədləri ilə sıx əlaqəli olduğunu göstərmişdir. M.İ.Budikonun tədqiqatları nəticəsində məlum oldu ki, coğrafi zonaların sərhədləri yer səthinin radiasiya balansı və quraqlıq indeksindən asılıdır (Будыко, 1971). *Quraqlıq indeksi* aşağıdakı düstura görə təyin olunur:

$$i = \frac{R}{LP}, \quad (6.1)$$

burada,  $i$ -quraqlıq indeksi;  $R$ -radiasiya balansı;  $L$ -gizli buxarlanma istiliyi;  $P$ -atmosfer yağıntılarıdır.

Tundra zonasında quraqlıq indeksinin qiymətləri 0-0,3, meşə zonasında 0,3-1,0, çöl zonasında 1,0-2,0, yarımsəhra zonasında 2,0-3,0 arasında və səhra zonasında 3,0-dən böyük olur. Hidroloji tədqiqatlar üçün axım əmsalı  $\frac{Y}{P}$  və quraqlıq indeksi  $\frac{R}{LP}$  arasında aşağıdakı təqribi nisbət mühüm əhəmiyyət kəsb edir:

$$\frac{R}{LP} \approx 1 - \frac{Y}{P}, \quad (6.2)$$

burada,  $P$ -yağıntılar;  $Y$ -çay axımı;  $\frac{R}{L} \approx Z_0$  -buxarlanma qabiliyyətidir.

Bu ifadəyə görə belə qənaətə gəlmək olar ki, axım əmsalının orta çoxillik qiyməti tundra zonasında 0,7-dən böyük, meşə

zonasında 0,3-0,7, çöl zonasında 0,1-0,3 arasında, yarımsəhra və səhra zonalarında isə 0,1-dən kiçikdir.

Yerinə yetirilmiş tədqiqatlar nəticəsində Qriqoryev və Budıko (Григорьев, Будыко, 1956) coğrafi zonallığın periodikliyini, yəni müxtəlif iqlim qurşaqlarında coğrafi zonaların təkrarlanmasında periodikliyin olmasını müəyyən etmişlər.

Lakin etiraf etmək lazımdır ki, coğrafi zonallıq qanunu, onun müasir formasında radiasiya balansı və quraqlıq indeksi ilə əlaqələndirilməsinə baxmayaraq, hələ təkmilləşdirilməli və inkişaf etdirilməlidir (Кузин, Бабкин, 1979). Belə ki, zonallıq, təbii zonalar sistemi kimi riyazi nöqteyi nəzərdən dəqiq ifadə olunmur. Ümumiyyətlə isə, hələ V. V. Dokuçayev (Докучаев, 1948) qeyd edirdi ki, “təbiət, riyaziyyat deyil” və o, yalnız ümumi sxemi əks etdirir. Bunun əsas səbəbi azonallıqdır, yəni müxtəlif ərazilərin genezisinin fərqli olması, relyefin və geoloji quruluşun qeyri-bircinsliyi və s.

Coğrafi zonallıq qanunu hidroloji hadisə və proseslərin öyrənilməsində coğrafi istiqamətin inkişafı üçün fundamental əsasdır. Lakin nəzərə almaq lazımdır ki, təbii zonalar bircins deyil və müxtəlif landşaft komplekslərindən ibarətdir. Bu səbəbdən, hidroloji tədqiqatlarda təkcə zonallığın nəzərə alınması kifayət deyil və müxtəlif landşaft tiplərinin su obyektlərinin rejiminə və su balansına təsiri keyfiyyət və kəmiyyətə qiymətləndirilməlidir.

## **6.2. Fiziki-coğrafi qanunauyğunluqların hidrologiyada tətbiqi**

### **6.2.1. Çay axımının çoxillik tərəddüdlərinin qanunauyğunluqları**

Çay axımının fundamental tədqiqatlarının əsas vəzifəsi su ehtiyatlarının zamana görə və ərazi üzrə tərəddüdlərinin qanunauyğunluqlarını müəyyən etmək, onları kəmiyyətə qiymətləndirmək və bu qanunauyğunluqlardan su ehtiyatları rejiminin proqnozlaşdırılmasında və onların idarə olunmasında



istifadə etməkdir (Крицкий, Менкель, 1981).

Çay axımının zamana görə tərəddüdləri stoxastik prosesdir və bu proses zamanı deterministik dəyişmələr təsadüfi tərəddüdlərlə müşayət olunur. Başqa sözlə, çay axımı tərəddüdlərinin iki toplananı var: deterministik və təsadüfi toplananlar. Axım tərəddüdlərinin tədqiqində istifadə olunan yanaşmalar bu iki toplananın nisbətindən asılıdır. “Geoloji” miqyasda, yəni minillikləri əhatə edən dövr ərzində axımın kəmiyyətində dəyişmələrin baş verməsi şübhə doğurmur. Bunun üçün təkcə buzlaşma dövrlərini xatırlamaq kifayətdir. “Tarixi” miqyasda, yəni son bir neçə yüzillikdə iqlim və hidroloji rejimdəki dəyişmələrin tendensiyalarını müəyyən etmək çətindir. Bir çox tədqiqatçılar hesab edirlər ki, sonuncu minillik ərzində çayların sululuğunda əhəmiyyətli dəyişikliklər baş verməmişdir. “Mühəndisi” miqyas hidrometrik müşahidələr dövrünü, yəni təqribən yüz ili əhatə edir.

*Axımın çoxillik tərəddüdlərinin* komponentləri və onların kəmiyyətə qiymətləndirilmə metodları haqqında müasir təsəvvürlər mövcud müşahidə materillərinin daşdığı informasiya ilə sıx əlaqəlidir.

Axım sıralarında aşkarlanan və uzun müddət (bir neçə onillik) ərzində davam edən azsulu və çoxsulu dövrlərin mövcudluğu hidroloji hesablamalarda problemlər yaradır. Məlumdur ki, axımın əsrlik dəyişmələri iqlimin müvafiq dəyişmələrini əks etdirir. Lakin iqlim tərəddüdlərinin səbəbləri və qanunauyğunluqları hələ müəyyən edilməyib və müasir iqlimşünaslıq iqlimin əsrlik tərəddüdləri haqqında etibarlı təsəvvürlərə malik deyildir. Bu fikir iqlimin məhsulu olan çay axımına da aiddir.

Lakin tətbiqi xarakterli hidroloji hesablamalar üçün baxılan çayın hidroloji rejimi haqqında yaxın bir neçə onillik (hidrotexniki qurğunun istismar müddəti) ərzində təsəvvürlər kifayətdir və bu, hidroloji hesablamaları asanlaşdırır. Belə hesab olunur ki, bir neçə onillik ərzində iqlim və təbii çay axımı əhəmiyyətli şəkildə dəyişmir. Bu səbəbdən, hidrotexniki qurğular

layihələndirildikdə axım prosesi stasionar qəbul edilir, yəni təbii axımın ehtimallarının paylanması hidrotexniki qurğunun istismar dövrü üçün dəyişməz hesab olunur. Bu prinsiplial qərardır. Belə ki, bu halda çoxillik dövr üçün axımın kəmiyyəti, həmçinin müxtəlif sululuqlu illərin təkrarlanma ehtimalı həm keçmiş müşahidə dövrü, həm də layihələndirilən hidrotexniki qurğunun gələcək istismar müddəti üçün eyni qəbul edilir. *Axım sıralarının stasionarlığı* (zamana görə bircinsliyi) məlum Styudent meyarına görə qiymətləndirilir (Сикан, 2007; İmanov, 2011). Avrasiyanın uzun dövrlü illik axım sıralarının bu testə görə yoxlanılması onların stasionarlığını təstiq etmişdir (Крицкий, Менкель, 1981).

Müasir hidrologiyada ən uzun hidroloji müşahidə sıralarından biri Dnepr çayı üzərində Lotsmanskaya Kamenka məntəqəsinin məlumatlarına görə tərtib olunmuşdur (1852-2013-cü illər).

Bu müşahidə məntəqəsinin orta illik su sərfəli sırası iki bərabər hissəyə bölünmüş və onların hər biri üçün statistik parametrlər hesablanmışdır. Bu parametrlərin qiymətlərinin yaxınlığı belə bir nəticəyə gəlməyə əsas verir ki, illik axım ehtimallarının paylanması hidrometrik müşahidə dövrü ərzində əhəmiyyətli dəyişikliyə məruz qalmır. Belə nəticə axımın digər xarakteristikaları (maksimal, minimal axım və s.) üçün də qüvvədədir.

Stasionarlıq hipotezi (fərziyyəsi) dünyanın müxtəlif ölkələrində su təsərrüfatı qurğularının istismar təcrübəsinə zidd deyil. Bu təcrübə baxılan yanaşmanın düzgünlüyünü təsdiq edir.

Çay axımının stasionarlığı haqqında yuxarıda qeyd olunanlar o demək deyil ki, çay axımının əsrlik tərəddüdlərinin öyrənilməsində problem yoxdur. Bunlar yalnız stasionarlığın praktik nöqtəyi-nəzərdən effektiv fərziyyə olduğunu təsdiqləyir. Artıq qeyd olunduğu kimi, bu problem iqlim dəyişmələri problemi ilə sıx əlaqədardır və daha dərin tədqiqatlar tələb edir.

Son dövrdə hidroloji ədəbiyyatda illik axım sıralarında gizli periodikaların aşkar olunmasına böyük diqqət yetirilir. Bu problemə maraq başa düşüləndir, belə ki, müəyyən periodika-

ların (təkrarlanmaların) aşkar olunması və onların riyazi interpretasiyası ehtimal əsaslı proqnozlardan imtina etməyə imkan verərdi.

Bu tipli tədqiqatlar iki istiqamətdə yerinə yetirilir.

*Birinci istiqamət* illik axım sıralarında müxtəlif üsullarla (harmonik analiz, hidroloji sıraların müxtəlif periodlu və amplitudalı harmonikalara ayrılması və s.) gizli periodikaların aşkar edilməsidir (əgər, onlar varsa). Bu sırf statistik metoddur və onun geniş tədqiqatı ilə bir sıra mütəxəsislər məşğul olmuşlar (Сахарович, 1972; Ивахненко, 1973).

Məlumdur ki, bütün dünya üzrə ən uzun hidroloji müşahidə sırası Nil çayındadır. Bu sıranın təhlilinə çoxsaylı elmi əsərlər həsr olunmuşdur. Lakin bu tədqiqatlarda kifayət qədər əsaslandırılmış və obyektiv analiz nəticəsində təsdiq olunmuş nəticələr (gizli periodikalar) yoxdur.

*İkinci istiqamətə* hidroloji ədəbiyyatda daha çox elmi tədqiqat həsr olunmuşdur. Bu istiqamətin məğzi çayların suluğunu bu və ya digər heliofiziki proseslərlə, ilk növbədə Günəş aktivliyi ilə əlaqələndirməkdən ibarətdir (Дружинин, 1966; 1976). Lakin bu istiqamət də bu günə kimi praktik əhəmiyyətə malik nəticələrə gətirib çıxarmamışdır.

Bu istiqamətdə yerinə yetirilmiş tədqiqatların nəticələrini belə ümumiləşdirmək olar ki, onlar yalnız ikinci dərəcəli əhəmiyyətə malikdir (Ефимович, 1936). Bu fikirdən 78 ildən artıq bir dövr keçməsinə və çoxsaylı tədqiqatların yerinə yetirilməsinə baxmayaraq, əhəmiyyətli irəliləyiş olmamışdır.

İndiyə kimi, axım ilə günəş aktivliyinin dəyişməsi, qabarma-çəkilmə hadisələri və s. arasında tətbiqi hidrologiya və statistik baxımdan əhəmiyyətli korrelyasion əlaqələr alınmamışdır. Bu yalnız çay hidrologiyasının deyil, daha çox iqlimşünaslığın problemidir. Əgər, iqlim dəyişmələrinin qanunları məlum olsaydı, onda çay axımının çoxillik tərəddüd qanunauyğunluqlarına da keçmək olardı.

Yuxarıda qeyd olunanları nəzərə almaqla demək olar ki, axı-

mın tərəddüdlərində yeganə nəzərə alınması vacib olan periodik komponent, Yerin Günəş ətrafında hərəkəti ilə əlaqədar olan və hər bir çayda öz təsdiqini tapan axımın ildaxili və ya mövsümlər üzrə paylanmasıdır. Beləliklə, çay axımının çoxillik tərəddüdlərində gizli periodikaların (deterministik komponentin) olmaması, onların tədqiqatında ehtimal qanunauyğunluqlarının aşkar edilməsini ön plana çəkir.

Artıq qeyd olunduğu kimi, praktiki baxımdan çay axımının çoxillik tərəddüdlərinə stasionar proses kimi baxıla bilər. Bu halda baxılan hadisənin öyrənilməsi iki istiqamətdə yerinə yetirilir:

1. Axım kəmiyyəti ehtimallarının paylanması tədqiqi;
2. Axımın çoxillik tərəddüdlərində azsulu və çoxsulu illərin qruplaşma qanunauyğunluqlarının tədqiqi.

### **6.2.2. Azsulu və çoxsulu dövrlərin növbələnməsi**

Axımın çoxillik tərəddüdlərində müxtəlif davamiyyətə malik azsulu və çoxsulu dövrlərin növbələnməsi müşahidə olunur. Belə dövrlər öyrəniləndə axımın çoxillik tərəddüdlərinə stasionar təsadüfi proses kimi baxılır, müşahidə sıralarında deterministik dəyişikliklər, başqa sözlə axımın zamandan funksional asılılığı axtarılır.

Tədqiqatlar göstərir ki, əslində müxtəlif axım xarakteristikalarının illik qiymətlərini çoxillik müşahidə sıralarında asılı olmayan təsadüfi kəmiyyətlər ardıcılığı kimi baxmaq olmaz. Hər hansı bir ildə müşahidə olunmuş axım kəmiyyətinin müvafiq axım normasından fərqi, əvvəlki ilin və ya illərin axım kəmiyyəti ilə statistik baxımdan əhəmiyyətli korrelyativ əlaqəyə malikdir. Baxılan illə əvvəlki illər arasında zaman intervalı (illərin sayı) artdıqca, bu əlaqə zəifləyir.

Uzun axım sıralarında davamiyyəti böyük olan *azsulu və çoxsulu dövrlərin* olması da onu göstərir ki, ayrı-ayrı illərin axımı əvvəlki illərin axımından asılıdır.

Azsulu və çoxsulu dövrlərin növbələnmə qanunauyğun-

luqlarını korrelyasiya funksiyaları, spektral analiz və başqa metodlarla ifadə etməyə çalışırlar (Раткович, 1976; Маматканов, 1973; Рождественский, Чеботарев, 1974; Щелутко, 1984; Сикан, 2007). Lakin adları çəkilən və başqa müəlliflərin səylərinə baxmayaraq, axtarılan qanunauyğunluqların riyazi ifadələri alınmayıb. Əsas çətinlik müşahidə sıralarının qısa olmasıdır. Belə ki, mövcud axım sıraları iqlim dəyişmələri və tərəddüdlərinin qanunauyğunluqlarını əks etdirmir. Digər tərəfdən, nəzərə almaq lazımdır ki, baxılan məsələ də çox mürəkkəbdir, çünki azsulu və çoxsulu dövrlərin növbələnməsi həm iqlim, həm də hidroloji amillərdən asılıdır.

Burada iqlim amilləri dedikdə quraq və rütubətli dövrlərin növbələnməsi nəzərdə tutulur. Hidroloji amillərə isə çay hövzəsindəki bütün rütubətin təqvim ili ərzində çayın qidalanmasına sərf olunması və ya qismən növbəti ilə və ya illərə keçməsi aiddir. Müxtəlif çay hövzələrində bu amillər fərqli təzahür edir.

Mühəndisi hidrologiyada su təsərrüfatı praktikasının tələblərini ödəmək üçün azsulu və çoxsulu dövrlərin növbələnməsi məsələsi ilə əlaqədar müəyyən bir konsepsiyaya ehtiyac var. Məsələn, rejimi çoxillik dövr ərzində tənzimlənən su anbarlarının ölçüləri və istismar şəraiti məhz müxtəlif sululuqlu illərin növbələnmə qanunauyğunluğundan asılıdır.

Çay axımının çoxillik gedişində aşkarlanan periodikaların yaranma səbəbi məlum deyil. Məntiqi nöqtəyi-nəzərdən belə hesab olunur ki, qonşu illərin axımları arasında əlaqənin səbəbi hövzədəki rütubət ehtiyatının bir hissəsinin hər il növbəti ilə keçməsidir. Doğrudan da təcrübə göstərir ki, başlangıcını göldən götürən çayların axım sıralarında qonşu hədlər arasında əlaqənin korrelyasiya əmsalı daha yüksəkdir. Digər tərəfdən isə, quraq ərazi çaylarının (məsələn, Qazaxıstanda çöl zonası çaylarının) axımının formalaşmasında növbəti ilə keçən yeraltı suların rolunun cüzi olmasına baxmayaraq, yenə də qonşu illərin axımları arasında əlaqə var. V.M.Yevjeviç (Yevjevich,

1963) axım sıralarında uzun müddət davam edən azsulu və çoxsulu dövrlərin mövcudluğunu antropogen amillərin təsiri və əvvəlki illərin müşahidə məlumatlarında sistemətik xətlərin olması ilə izah etməyə çalışmışdır. Lakin bu səbəblər olmayan çayların müşahidə məlumatları bu fikri təsdiqləmir. Hazırda belə hesab olunur ki, azsulu və çoxsulu illərin qruplaşması reallıqdır və bu, hidroloji və su təsərrüfatı hesablamalarda nəzərə alınmalıdır.

Azsulu və çoxsulu dövrlərin növbələnməsini kəmiyyətcə qiymətləndirmək çox çətindir. Axım xarakteristikalarının qonşu və daha uzaq hədləri arasında korrelyasiya əmsalları kiçikdir. Bu əmsalları yalnız bir axım sırasına görə qiymətləndirmək olmaz. Buna görə də bir çox analoq çay üçün ümumi qanunauyğunluq axtarılır. Sutoplayıcıları coğrafi baxımdan birbirinə yaxın olan çaylarda axım tərəddüdlərinin nisbətən sinxron (sinfaz) olması belə tədqiqatları mürəkkəbləşdirir. Buna baxmayaraq, belə hesab etmək olar ki, axım sıralarının qonşu hədləri arasında korrelyasiya əmsalı (*avtokorrelyasiya əmsalı*) statistik baxımdan sıfırdan fərqlidir və 0,3-ə yaxındır. Qeyd etmək lazımdır ki, bu rəqəm orta illik, minimal yay-payız və qış, həmçinin yeraltı axım sıraları üçün doğrudur. Maksimal su sərfəli sıraları üçün qonşu hədlər arasında korrelyasiya əmsalı sıfıra bərabər qəbul oluna bilər (Мамедов, 1989).

Beləliklə, tədqiqatlar göstərir ki, su təsərrüfatı praktikasının tələblərini ödəmək üçün orta illik su sərfəli sıralarının yalnız qonşu hədləri arasındakı əlaqə, yəni bu əlaqənin korrelyasiya əmsalını nəzərə almaq kifayətdir. Bu isə o deməkdir ki, orta illik axım sıralarına *sadə Markov zənciri* kimi baxılır.

Bu paraqrafın axırında bir məsələyə aydınlıq gətirmək lazımdır. Belə ki, paraqrafın əvvəlində qeyd edilmişdir ki, axımın çoxillik tərəddüdlərinə stasionar təsadüfi proses kimi baxılır. Lakin 4-cü fəsildə göstərilir ki, hidroloji hesablamalarda su sərfələrinin müxtəlif təminatlı qiymətləri təyin olunarkən, müşahidə sırası təsadüfi kəmiyyətlər sırası kimi təhlil edilir. Başqa

sözlə, qonşu illərin su sərfələri arasında əlaqənin korrelyasiya əmsalı sifirə bərabər qəbul olunur. Burada heç bir ziddiyyət yoxdur, çünki təsadüfi kəmiyyətlər üçün statistik aparat yaxşı işlənmişdir və hidroloji hesablamalarda bu aparat geniş və müvəffəqiyyətlə tətbiq olunur. Təsadüfi kəmiyyətlər ardıcılığı kimi baxılan su sərfələri sıralarının statistik parametrləri (variasiya və asimmetriya əmsalları) momentlər metodu ilə təyin olunduqda qonşu hədlər arasındakı korrelyasiya əmsalı nəzərə alınır (Рождественский, 1977; СНИП, 1983; Пособие..., 1984).

### **6.2.3. Çay sutoplayıcılarının su balansı strukturunun zonallığı**

Yer kürəsində 13 coğrafi qurşağ var. Cənub və şimal yarım-kürələrində quruda tropik qurşaqların ərazisi daha böyükdür (35%). Ekvatorial və iki subekvatorial qurşağın sahəsi birlikdə iki dəfə azdır (17%). İki subtropik və iki mülayim qurşağın sahəsi birlikdə 32% təşkil edir. Qurunun qalan 16%-i subqütb və qütb qurşaqlarının payına düşür. Bu landsaft qurşaqlığı radiasiya balansının illik qiymətlərinin enliklər üzrə fərqli olması ilə izah olunur.

Coğrafi qurşaqların daxilində 20 təbii zona və yüksəklik qurşaqlığının 11 tipi ayrılır (Эдельштейн, 2005). Bunlar torpaq-süxur qatının rütubətliyi ilə fərqlənir. Qurunun hidroloji vəziyyətinin bu mühüm xarakteristikasını nəzərə almaq məqsədi ilə, çay hövzəsinin su balansının əsas tənliyi

$$P = E + R \quad (6.3)$$

(burada,  $P$ -atmosfer yağıntılarından əmələ gələn su həcmi;  $E$ -buxarlanan suyun həcmi;  $R$ -su axımının həcmidir) ilə yanaşı, M.I.Lvoviç aşağıdakı tənliklər sistemindən istifadə olunmasını təklif etmişdir:

$$\begin{aligned} W_t &= P - R_s = R_y + E; \\ P &= E + R_s + R_y, \end{aligned} \quad (6.4)$$

burada,  $W_t$  -ərazinin ümumi rütubətliyinin kəmiyyəti;  $R_s$  -

səth axımı;  $R_y$  – yeraltı axımıdır ( $R = R_s + R_y$ ).

Məlumdur ki, bitki örtüyü qurunun bir ildə orta hesabla aldığı istilik və rütubətin nisbətinin yaxşı göstəricisidir. Buna görə də təbii zona və yüksəklik qurşaqları onların daxilində üstünlük təşkil edən fitosenozlara görə adlandırılıb. İstilik və rütubətin hidroiklim kəmiyyət göstəricisi *quraqlıq indeksidir*:

$$\varepsilon = \frac{E_0}{P}, \quad (6.5)$$

burada,  $P$  – atmosfer yağıntıları;  $E_0$  – buxarlanma qabiliyyətidir və bu düstura görə təyin olunur:

$$E_0 = \frac{I_R}{L}, \quad (6.6)$$

burada,  $I_R$  – radiasiya balansı;  $L$  – buxarəmələgəlmənin xüsusi istiliyidir.

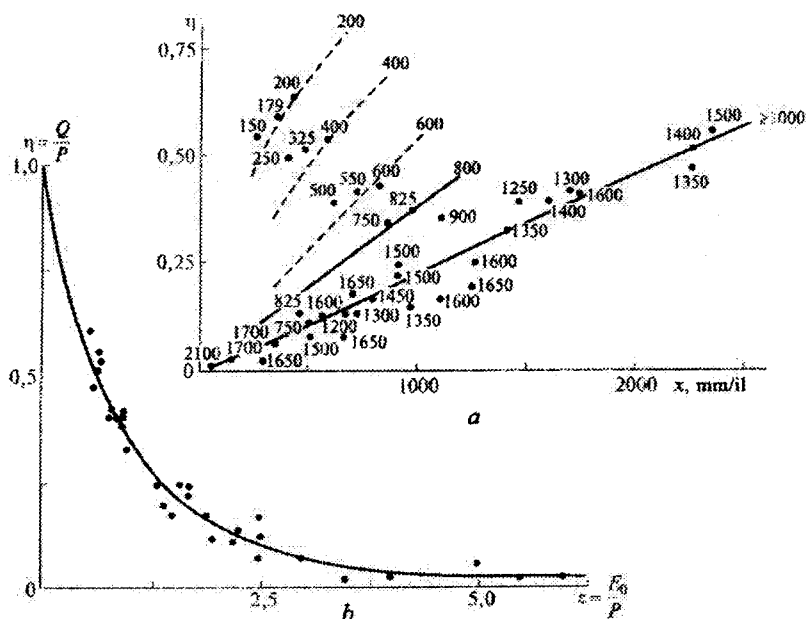
*Quraqlıq indeksi* istilik və su balanslarını əlaqələndirmək üçün istifadə olunur. O, quru və ya su səthinin udduğu şüa enerjisinin su ekvivalentidir.

*Buxarlanma qabiliyyəti*,  $E_0$ , və *faktiki buxarlanmanın*,  $E$ , qiymətləri yalnız o zaman üst-üstə düşə bilər ki, buxarlandırıcı səthin altında fasiləsiz buxarlanma üçün kifayət qədər su olsun. Bu şərt yalnız qurumayan su obyektində və ya ifrat rütubətli ərazidə ödənilir. Belə ərazilərin ümumi rütubətliyi,  $W_t$ , torpağın məhsuldar rütubətliyinin böhran qiymətindən,  $W$ , böyükdür (bu qiymətdə torpaqdan buxarlanma rütubət çatışmazlığı ilə məhdudlanmır).

Yer kürəsinin bütün quru hissəsi üçün su balansı elementlərinin orta çoxillik qiymətləri belədir: yağıntılar  $P=800$ , buxarlanma  $E=485$  və axım  $R=315$  mm/il.

Ərazinin bu üçkomponentli su balansı strukturunun göstəricisi *axım əmsalıdır*,  $\eta = \frac{R}{P}$ . Bütün quru üçün bu əmsal 0,4 təşkil edir. Bu o deməkdir ki, yağış və qar şəklində düşən yağıntıların 40%-i çay axımı əmələ gətirir, qalan 60%-i isə buxarlanır. Şəkil 6.1-dən görüldüyü kimi, müxtəlif təbii zonalarda axım əmsalının qiymətləri, yəni *su balansının strukturu* fərqlidir.





**Şəkil 6.1.** Axım əmsalının zonal qiymətlərinin asılılıqları

$$(\eta = Q/P = y/x):$$

$a$ -atmosfer yağıntılarının orta illik layı,  $x$ , və mümkün buxarlanmadan,  $z_0$ , (rəqəmlər əyrilərin yanında yazılıb);  
 $b$ -quraqlıq indeksindən,  $\varepsilon$ .

Bütün təbii zonalarda illik yağıntılar artdıqca, axım əmsalı da artır (şəkil 6.1a). Axım əmsalının zonal qiymətləri ilə ərazinin quraqlıq indeksi arasında əlaqə daha sıxdır (şəkil 6.1b).

Qurunun 10%-ni tutan tayqa zonasında  $\eta=0,43$  və  $\varepsilon=0,75$ . Bu qiymətlər bütün quru üçün orta qiymətlərə yaxındır. Tundra və meşə-tundra zonaları ilə rütubətli ekvatorial meşələr zonasının su balansının strukturu oxşardır və müvafiq olaraq 0,55 və 0,52 təşkil edir. Lakin atmosfer yağıntılarının miqdarı kəskin fərqlənir, 400 və 2300 mm/il.

İnsan həyatı üçün ən əlverişli şəraitə malik olan mülayim və

subtropik qurşaqların meşə, meşəçöl və çöl zonalarında Yer kürəsi əhalisinin əsas hissəsi yaşayır. Lakin bu təbii zonalarda ümumi çay axımının 65%-i formalaşır, yəni burada hər il bərpa olunan su ehtiyatlarının miqdarı nisbətən azdır.

Bitki örtüyü kəskin fərqlənən böyük ərazilərdə zonalararası istilik və rütubət mübadiləsi baş verir. Müəyyən olunmuşdur ki, meşələr və səhralar enerji baxımından qurunun ən fəal zonalarıdır. Meşə zonalarında cəm buxarlanmaya sərf olunan istilik itkiləri xüsusilə böyükdür. Bu itkilərin əsas hissəsini *transpirasiya* təşkil edir. Ağacların çətirlərinin islanmasına sərf olunan atmosfer yağıntılarının miqdarı da kifayət qədər böyükdür (25-30%) və bu rütubət də buxarlanmaya sərf olunur.

Səhralarda hava və isti yer səthi arasında turbulent istilik mübadiləsi baş verir və nəticədə hava intensiv qızır. Burada bitki örtüyü olmadığına görə, gündüz yerin səthi soyumur. İstilik axını tropik səhralardan təztiq nisbətən aşağı olan rütubətli ekvatorial meşələrə doğru istiqamətlənir. Məhz bu əlavə advektiv istiliyə görə ekvatorial meşələrdə buxarlanmanın kəmiyyəti buxarlanma qabiliyyətindən böyükdür.

Dünya okeanında, əksinə, advektiv istilik ekvatorial enliklərdən tropik enliklərə doğru istiqamətlənir.

Ekvatorial meşələrin intensiv qırılması nəticəsində istilik mübadiləsinin pozulması ciddi ekoloji fəsadlarla nəticələnə bilər.

#### **6.2.4. Göl və su anbarlarının su balansı və su mübadiləsi strukturunun azonallığı**

Təbii zonalarda su balansı strukturunun fərqli olması çay və göllərin su rejiminə və suların kimyəvi tərkibinə çox güclü təsir göstərir və bu səbəbdən, qurunun bütün təbii su obyektləri üç coğrafi sinifə bölünür: zonal, polizonal və azonal.

Əgər, çay, göl və su anbarları, həmçinin onların sutoplayıcıları eyni bir təbii zonada yerləşirsə, onda belə su obyektləri *zonal rejimli* hesab olunur. Su obyektlərinin sutoplayıcıları iki

və daha çox təbii zonanı əhatə etdikdə, onlar *polizonal rejimli* sayılır. Dağ çaylarının əksəriyyəti də polizonal rejimlidir, çünki onların axımı bir neçə yüksəklik qurşağında formalaşır. Müxtəlif yüksəklik qurşaqlarında su balansının strukturu fərqli olur. *Azonal rejimli* su obyektlərinin hövzələrində axımın formalaşmasına yerli amillər əhəmiyyətli təsir göstərir. Hövzənin geoloji quruluşu, relyef və antropogen amillərin təsiri nəticəsində su balansı strukturunun zonal qanunauyğunluqları pozulur.

Sututarların (göl və su anbarlarının) su balansı onlarla ətraf mühit arasında xarici su mübadiləsinin intensivliyini səciyyələndirir. Quru ərazilərin, məsələn çay sutoplayıcılarının su balansı strukturundan fərqli olaraq, əksər sututarların çoxillik dövr üçün ortalaşdırılmış illik su balansı tənliyinin üç yox, dörd həddi olur:

$$W+P=E+Q, \quad (6.7)$$

burada,  $W$  və  $P$ -su balansının gəlir hissəsinin toplananlarıdır:  $W$ -sutoplayıcıdan daxil olan axım həcmi və  $P$ -sututar akvatoriyasına düşən atmosfer yağıntılarının həcmi;  $E$  və  $Q$ -su balansının çıxar hissəsinin toplananlarıdır:  $E$ -sututar akvatoriyasından buxarlanan su həcmi və  $Q$ -sututardan axım həcmidir.

Bu su balansı tənliyinin gəlir hissəsində yağıntıların, çıxar hissəsində isə buxarlanmanın payı müvafiq olaraq aşağıdakı ifadələrə görə təyin oluna bilər:

$$P'=P/(W+P) \quad \text{və} \quad E'=E/(E+Q). \quad (6.8)$$

Zonal rejimli axarlı sututarın su balansı strukturuna təsir göstərən coğrafi amilləri müəyyən etmək üçün  $W=yA$  yazaq ( $y$ -sututar sutoplayıcısından illik axım layı;  $A$ -sutoplayıcı sahədir). Düstur (6.8)-in surət və məxrəcini yağıntıların miqdarına,  $xF$ , ( $F$ -sututarın sahəsi;  $x$ -sututar səthinə düşən illik yağıntı layıdır) bölək. (Əvvəlcə, düstur (6.8)-in ikinci ifadəsində  $(E+Q)$  cəmini ona bərabər olan  $(W+P)$  cəmi ilə əvəz edək). Belə çevirmə zonal rejimli sututarlar üçün düzgündür, çünki eyni bir təbii zonada sututarın səthinə və onun sutoplayıcı sahəsinə düşən illik yağıntıların miqdarı bərabər qəbul oluna bilər. Onda

aşağıdakı ifadələr alınır:

$$P' = \frac{1}{\frac{yA}{xF} + 1} \quad \text{və} \quad E' = \frac{\frac{E}{P}}{\frac{yA}{xF} + 1}, \quad (6.9)$$

burada,  $y/x$ -axım əmsalı,  $\eta$ ;  $E/P = E_o/P$ -quraqlıq əmsalıdır,  $\varepsilon$ , çünki sututarın səthindən buxarlanma, praktiki olaraq buxarlanma qabiliyyətinə,  $E_o$ , bərabərdir;  $A/F$ -xüsusi sutoplayıcı,  $\varphi$ , adlanan hidroqrafik xarakteristikadır. Bu ölçü vahidi olmayan əmsalları ( $\eta$ ,  $\varepsilon$ ,  $\varphi$ ) nəzərə almaqla, düstur (6.9)-da göstərilən ifadələr aşağıdakı kimi yazılır:

$$P' = \frac{1}{\eta\varphi + 1} \quad \text{və} \quad E' = \frac{\varepsilon}{n\varphi + 1}. \quad (6.10)$$

Bu ifadələr onu göstərir ki, xüsusi sutoplayıcıları eyni olan sututarların su balansı strukturunda atmosfer yağıntıları və buxarlanmanın payı axım əmsalının zonal qiymətləri artdıqca azalır. Beləliklə, təbii zonaların hidroqlim xüsusiyyətləri hidroqrafik baxımdan oxşar sututarların su balansı strukturuna əhəmiyyətli təsir edir.

“Sutoplayıcı-sututar” sisteminin hidroqrafiki oxşarlığının göstəricisi xüsusi sutoplayıcının,  $\varphi$ , eyni qiymətidir. Sututarın su balansının gəlir və çıxar hissələrinin strukturunda xüsusi sutoplayıcının rolu hər iki hidroqlim göstəriciləri ilə müqayisədə dəfələrlə böyükdür. Bu, onunla izah olunur ki, müxtəlif təbii zonalarda  $\eta$  və  $\varepsilon$  parametrlərinin qiymətləri 20-30 dəfəyə kimi, göl və su anbarları üçün isə  $\varphi$  parametrinin qiyməti daha böyük intervalda dəyişir. Məsələn, Samotlor gölü (Surqut Polesyesi, Rusiya) üçün  $\varphi=0,13$ , Yuxarı göl (Şimali Amerika)  $\varphi=1,52$ , Külənyarvi gölü (Kareliya, Rusiya)  $\varphi=13000$  və Vuoksa çayı üzərindəki Svyatoqorsk su anbarı (Rusiya) üçün  $\varphi=19400$ . Xüsusi sutoplayıcının qiymətlərinin belə böyük dəyişkənliyi sırf azonal amillərin (göl və ya su bəndinin çay sistemində yeri, çalanın ölçü və forması) təsiri ilə bağlıdır. Buna görə də quruda hətta zonal sututarların su balansı azonaldır (cədvəl 6.1).

## Quraqlıq indeksi və axım əmsalinin zonal qiymətləri

Coğrafi qurşaqlar		η	ε	
Subarktik	Mülayim	Subtropik		
Tundra və seyrək yənəyarpaqlı meşələr	Tayqa	0,55	0,55	
	Qarıışıq rütubətli meşələr	0,43	0,75	
	Qarıışıq enliyarpaqlı meşələr	0,35	0,90	
	Məşə-çöl və prenilər	0,25	1,30	
	Çöllər	0,13	1,90	
		Quru çöllər, kolluqlar və seyrək meşələr	0,08	3,00
		Yarımsəhra və səhralar	0,03	3,50
Rütubətli ekvatorial meşələr	Savanna və seyrək meşələr (yağıntılar < 800 mm)	0,10	3,50	
	Savanna və seyrək meşələr (yağıntılar > 800 mm)	0,25	1,90	
	Dayışan rütubətli meşələr	0,32	1,40	
	Okeansahili rütubətli meşələr	0,43	1,16	
Ekvatorial	Subekvatorial	0,52	0,60	
		Tropik		

Təbii zonalar

Zonal sututarların bu vacib coğrafi qanunauyğunluğunu təsdiq edən digər misallar da göstərmək olar. Məsələn, tundra və rütubətli ekvatorial meşələr zonalarında yerləşən və xüsusi sutoplayıcılarının qiyməti eyni olan sututarların su balansının gəlir və çıxar hissələrinin strukturu eynidir. Və ya, təsəvvür edək ki, iki sututarın hər biri üçün  $\varphi=300$  və onlardan biri tropik savannalar, digəri isə mülayim qurşağın qarışıq meşələrində yerləşir. Onların hər ikisinin su balansında yağıntı və buxarlanmanın payı eynidir (1-2%). Eyni zamanda, konkret təbii zona daxilində yerləşən və xüsusi sutoplayıcılarının qiymətləri fərqli olan sututarlar üçün su balansı komponentlərinin nisbəti kəskin fərqlənir.

Göl və su anbarlarında daxili su mübadiləsinin intensivliyi su balansının gəlir hissəsi və sututarda akkumulyasiya olunan su həcmnin nisbəti ilə müəyyən olunur. Orta çoxillik dövr üçün illik daxili mübadilənin inteqral göstəricisi kimi adətən *su mübadiləsi əmsalından*,  $K_m$ , istifadə olunur. Humid zonalarda yerləşən göllərin əksəriyyəti üçün  $P^l$  və  $E^l < 10-15\%$ .

Su mübadiləli əmsalı aşağıdakı düstura görə hesablanır:

$$K_m = \frac{V}{W}, \quad (6.11)$$

burada,  $V$ -bir ildə göl və ya su anbarına daxil olan su həcmi;  $km^3/il$ ;  $W$ -sututarda olan su həcmidir,  $km^3$ .

$V < W$  olduqda,  $K_m$  əmsalı sututarda olan suyun hansı hissəsinin il ərzində dəyişdiyini,  $V > W$  olduqda isə, il ərzində sututarda suyun neçə dəfə təzələndiyini göstərir.

Sututarda su mübadiləsinin intensivliyinin daha bir göstəricisi *suyun mübadilə müddəti*,  $\tau$  adlanır:

$$\tau = \frac{1}{K_m} = \frac{W}{V}. \quad (6.12)$$

Baxılan prosesin intensivliyinin üçüncü göstəricisi *axarlılıq əmsalı*,  $K_a$ , adlanır:

$$K_a = K_m \frac{L}{365}, \quad (6.13)$$

burada,  $L$ -sututarın uzunluğu,  $km$ ; 365-bir ildəki günlərin sayıdır.

Göl və su anbarlarında daxili su mübadiləsinin intensivliyi bir sıra coğrafi amillərdən asılıdır. Əgər nəzərə alsaq ki,  $V=yA$  və  $W=HF$ , onda:

$$K_m = \frac{yA}{HF} = \frac{y}{H} \varphi, \quad (6.14)$$

burada,  $H$ -sututarın orta dərinliyi;  $F$ -onun səthinin sahəsidir.

Beləliklə, sututara çay axımı ( $y$  kəmiyyəti coğrafi zonallıq qanununa müvafiq paylanır) və sututarın xüsusi sutoplayıcı sahəsi nə qədər çox və əksinə, onun dərinliyi nə qədər az olarsa, su mübadiləsinin intensivliyi bir o qədər böyük olar. Axırını iki amil yer səthinin relyefindən asılı olduğu üçün azonaldır. Onların mümkün qiymətlərinin dəyişmə intervalı axım layının enliklər üzrə dəyişkənliyini dəfələrlə ötür. Buna görə də göl və su anbarlarında daxili su mübadiləsinin intensivliyi azonaldır.

### **6.2.5. Çay sularının kimyəvi tərkibinin zonallığı**

Çay sularının kimyəvi tərkibinin formalaşmasının əsas amili çay hövzələri su balansının zonal fərqləridir. Çay suları yamac və aerasiya zonasının torpaq sularından formalaşır.

Çay sularının təbii kimyəvi tərkibinin əsas amilləri aşağıdakılardır:

- atmosfer yağıntılarının miqdarı, intensivliyi və kimyəvi tərkibi;
- ərazinin radiasiya balansı;
- torpaq-süxur təbəqəsinin ümumi rütubətliyi və onun filtrasiya xüsusiyyətləri;
- qışda torpaq-süxur təbəqəsinin donması və qar örtüyünün qalınlığı;
- torpaq-süxur təbəqəsinin kimyəvi tərkibi və həllolma qabiliyyəti (xlor duzları daha asan, karbonat duzları isə nisbətən çətin həll olur).

İlk üç amilin kəmiyyət göstəriciləri zonal paylanır. Bu amillərin uzunmüddətli təsiri nəticəsində, əslində azonal olan beşinci amildə də coğrafi zonal xüsusiyyətlər yaranmışdır.

Burada aerasiya zonasını təşkil edən qruntun kimyəvi tərkibi nəzərdə tutulur.

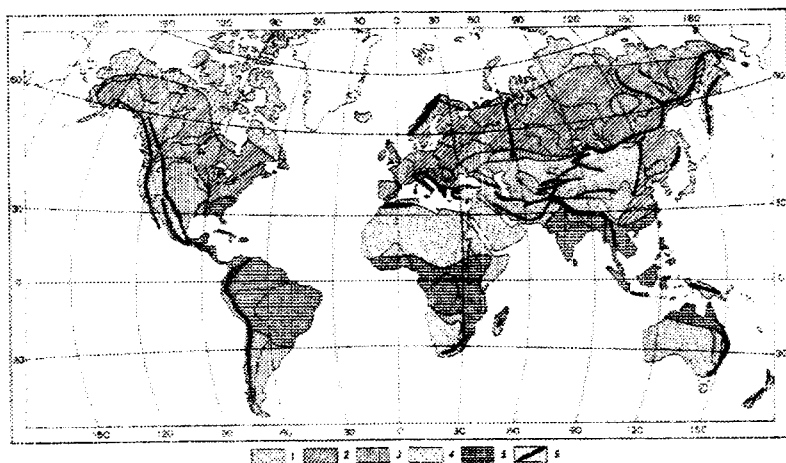
Humid regionların çay hövzələrində intensiv infiltrasiya və yeraltı sulu horizontlar arasında fəal su mübadiləsi baş verir. Bu zaman həll olmuş duzların ionları da yuyulur. Arid regionların aerasiya zonasında yeraltı suların torpağın səthinə doğru kapilyar qalxmasının rolu artır. Bu isə torpağın şoranlaşmasına səbəb olur.

O. A. Alekin (Алекин, 1970) çay sularını minerallaşma dərəcəsinə görə dörd qrupa bölür:

- zəif minerallaşmış sular, 200  $mq/l$ -ə qədər;
- orta minerallaşmış sular, 200-500  $mq/l$ ;
- yüksək minerallaşmış sular, 500-1000  $mq/l$ ;
- çox yüksək minerallaşmış sular, >1000  $mq/l$ .

Çay sularının kimyəvi tərkibi və minerallaşmasının zonallığı

Q. A. Maksimoviçin (Максимович, 1955) tərtib etdiyi çay sularının *hidrokimyəvi fasiya zonaları* xəritəsində öz əksini tapmışdır (şəkil 6.2).



Şəkil 6.2. Çay sularının hidrokimyəvi fasiyalarının xəritə sxemi



O, *hidrokimyəvi fasiya* dedikdə, kimyəvi xassələri eyni olan məcra şəbəkəsini nəzərdə tutur. Fasiyaların əsas göstəricisi kimi suların tərkibində üstünlük təşkil edən üç ionun kombinasiyalarından istifadə olunub. Cəmi altı hidrokimyəvi zona ayrılıb.

1. Hidrokarbonatlı-silisiumlu hidrokimyəvi fasiyaların üstünlük təşkil etdiyi zona. Bu zonaya şimal yarımkürəsinin üzvi maddələrlə zəngin olan tundra zonasının çayları aiddir ( $HCO_3 - SiO_2 - SO_4$ ,  $SiO_2 - HCO_3 - Ca$ ,  $HCO_3 - Ca - SiO_2$  və s.). Burada əksər zonal çay sularının minerallaşması və codluğu azdır.

Donmuş və bataqlaşmış ərazilərdən daxil olan, üzvi maddələr və dəmir oksidi ilə zəngin olan bu suların rəngi sarı-qəhvəyidir.

2. Hidrokarbonatlı-kalsiumlu hidrokimyəvi fasiyaların üstünlük təşkil etdiyi zona. Bu zonaya şimal yarımkürəsinin meşə zonalarının çayları aiddir ( $HCO_3 - Ca - SO_4$ ,  $HCO_3 - Ca - Mg$ ,  $HCO_3 - Ca - Na$  və s.). Burada suların minerallaşması birinci zona ilə müqayisədə təqribən iki dəfə çoxdur.

3. Hidrokarbonatlı-sulfatlı, sulfatlı və xlorodli hidrokimyəvi fasiyaların üstünlük təşkil etdiyi zona. Bu zonaya çöl zonasının çayları aiddir ( $HCO_3 - SO_4 - Ca$ ,  $SO_4 - HCO_3 - Cl$ ,  $Cl - SO_4 - HCO_3$  və s.). Burada çay sularının minerallaşması orta qiymətlərlə səciyyələnir və meşə zonaları sularının minerallaşmasından iki dəfə çoxdur.

4. Xloridli-natriumlu hidrokimyəvi fasiyaların üstünlük təşkil etdiyi zona. Bu zonaya səhra zonasının çayları aiddir ( $Cl - Na - SO_4$ ,  $Cl - SO_4 - HCO_3$ ,  $SO_4 - Cl - Na$  və s.). Bu çox geniş zonadır və quruyan çayları, həmçinin daxili axarsız hövzə çaylarını əhatə edir. Burada zonal rejimli çaylarla yanaşı, polizonal rejimli çaylar da var. Çay sularının minerallaşması yüksəkdir.

5. Silisiumlu və hidrokarbonatlı-silisiumlu hidrokimyəvi fasiyaların üstünlük təşkil etdiyi zona. Bu zona üzvi maddələrlə zəngin olan rütubətli tropik (və subtropik) zonanın çaylarını əhatə edir ( $SiO_2 - HCO_3 - Ca$ ,  $SiO_2 - HCO_3 - Na$ ,  $HCO_3 - SiO_2 - Ca$ ,  $HCO_3 - SiO_2 - SO_4$  və s.). Bu zonanın arealı təqribən rütubətli ekvatorial meşələr, dəyişən rütubətli meşələr və musson meşələr

zonalarına uyğundur. Bu çayların əsas qida mənbəyi yağış sularıdır. Tundra zonasının çay suları ilə müqayisədə, burada suların mineralaşması 1,5 dəfə azdır. Suların tərkibində həll olmuş üzvi maddələr və dəmir oksidlərinin miqdarı çox böyük olduğu üçün suyun rəngi daha tünd, qonur və hətta qara olur.

6. Dağlıq zonanın hidrokimyəvi fasiyaları. Burada bir neçə şaquli yarımzonaların fasiyaları var. Məsələn, alp çəmənlərinin silisiumlu ( $SiO_2 - HCO_3 - Ca$ , 12-80 mq/l) və hidrokarbonatlı-silisiumlu ( $HCO_3 - SiO_2 - Ca$ , 80-120 mq/l) fasiyaları, dağ meşələrinin hidrokarbonatlı fasiyaları ( $HCO_3 - Ca - SO_4$ , 120-430 mq/l;  $HCO_3 - SO_4 - Ca$ , 430-600 mq/l və  $HCO_3 - SO_4 - Na$ , 600-830 mq/l), arid regionların dağətəyi çöllərinin sulfatlı fasiyaları ( $SO_4 - HCO_3 - Na$ , >830 mq/l).

Beləliklə, dağ çaylarının polizonallığı onların su rejimi ilə müqayisədə hidrokimyəvi rejiminin transformasiyasında daha aydın təzahür edir. Bu, çay sularının kimyəvi tərkibinin müxtəlif yüksəklik qurşaqlarında formalaşması ilə izah olunur.

870 çayın ion tərkibi haqqında məlumatları ümumiləşdirərək Q.A.Maksimoviç 6 hidrokimyəvi zonanın hər biri üçün çay sularının mineralaşmasının orta zonal qiymətini, zonal çayların ümumi illik ion axımında payını qiymətləndirmişdir (cədvəl 6.2).

Cədvəl 6.2

**Qurudan ion axımının zonal strukturu**

Hidrokimyəvi zona	Qurunun sahəsi, %	$\Sigma I_{ion}, mq/l$	$M_i, \%$	İon axımının modulu $m_i, t/km^2 \cdot il$
Tundra	5	70	2	10
Meşə	26	160	36	32
Çöl	13	320	23	40
Səhra	21	800	-	27
Tropik	17	45	21	29
Dağlıq ərazilər	18	50	18	25

Hesablamalar göstərir ki, bütün quru səthindən Dünya okeanına ion axımının 33%-dən çoxu meşə zonasının payına düşür. İon axımı modulunun ən böyük qiyməti isə çöl zonası

çayları üçün səciyyəvidir. Çay sularında minerallaşmanın ildaxili paylanması yamac, torpaq və qrunt sularının kimyəvi tərkibinin formalaşmasının zonal xüsusiyyətləri ilə yanaşı, çayların azsulu və çoxsulu fazalardakı axım həcmlərinin nisbətindən asılıdır. Zonal və polizonal çayların su sərfi və minerallaşması arasında əlaqə tərsinədir. Gursulu dövrün müşahidə olunduğu mövsümdən və bu dövrdə çayların qida mənbəyindən asılı olmayaraq, onların illik kimyəvi axımının (həll olmuş maddələr axımının) əsas hissəsi gursulu dövrün payına düşür. Buna görə də bütün təbii zonalarda çayın su rejiminin ildaxili dəyişkənliyi nə qədər böyük olarsa, zonal çayın minerallaşmasının ildaxili tərəddüdləri də bir o qədər güclü olar.

#### **6.2.6. Göl sularının kimyəvi tərkibinin zonallığı**

Göl suları kimyəvi tərkibi və minerallaşmasına görə çox rəngarəngdir. Dəniz sularından fərqli olaraq, göl sularında əsas ionların nisbəti sabit qalmır. Göl sularının minerallaşması çox böyük intervalda dəyişir. Məsələn, Oneqa gölünün minerallaşması 30 *mq/l* təşkil etdiyi halda, bəzi göllərin duzluluğu 300 *q/l*-i ötür.

*Göl sularının kimyəvi tərkibi* onu qidalandıran yerüstü və yeraltı suların kimyəvi tərkibi ilə yanaşı, hövzə və göl çalısının geoloji quruluşundan asılıdır. Biokimyəvi proseslər nəticəsində göllərə daxil olan suların kimyəvi tərkibi dəyişir. Nəticədə konkret göldə onun yerləşdiyi landşaft tipi üçün səciyyəvi olan hidrokimyəvi kompleks formalaşır.

Göl sularının kimyəvi tərkibi və minerallaşmasının dəyişmə dərəcəsi gölün axarlı olub-olmamasından da çox asılıdır.

Göl sularının duz tərkibində müəyyən coğrafi qanunauyğunluqlar aşkar olunmuşdur. Suyun tərkibində üstünlük təşkil edən ionlara görə səciyyəvi hidrokimyəvi fasiyaların 9 zonası müəyyən edilmişdir (Максимович, 1955).

Tundra zonasının göllərində silisium və hidrokarbonat, meşə zonalarında hidrokarbonat və kalsium, çöl zonalarında sulfat, hidrokarbonat, natrium və kalium, səhra və yarımsəhra zonalarında isə xlor və natrium ionları daha çoxdur.

Hər bir zonada elə göllər var ki, onların tərkibi zonal göstəricilərdən fərqlənir. Bu, yerli amillərin-göllün hövzəsi və çalasının geoloji quruluşu və s. təsiri ilə əlaqədardır. Karst gölləri suyun kimyəvi tərkibinə görə azonaldır.

Mərkəzi Yakutiyanın gölləri hidrokarbonatlı kalsiumlu fasiyanın üstünlük təşkil etdiyi zonada yerləşmələrinə baxmayaraq, onlar üçün hidrokarbonatlı-natriumlu fasiya səciyyəvidir. Başqa bir misal: Ural və Emba çaylarının dərələrindəki göllərlə eyni enlikdə yerləşən göllər xloridli zonaya aid olduqları halda, adları çəkilən çay sutoplayıcılarındakı göllər üçün hidrokarbonatlı fasiya xarakterikdir.

Rütubətlənmə şəraiti əlverişli olan zonalarda şirinsulu göllərin əksəriyyətinin minerallaşması 200-300 *mq/l*-i ötmür. Bu zonaların böyük və yaxşı təbii tənzimlənən göllərində bu göstərici azalaraq 60-100 *mq/l* təşkil edir (Baykal, Ladoqa, Teles).

Rütubətlənmə şəraiti əlverişli olmayan ərazilərdə buxarlanma artdığına görə, göl sularının duzluluğu da artır. Göyçə gölüne tökülən çayların minerallaşmasının orta hesabla təqribən 140 *mq/l* olmasına baxmayaraq, gölün özündə suyun minerallaşması 718 *mq/l* təşkil edir. Oxşar hal İssik-Kul gölü üçün də səciyyəvidir, lakin onun duzluluğu daha yüksəkdir (5-8‰).

#### **6.2.7. Qrunt suları və onların kimyəvi tərkibinin zonallığı**

Hələ 1914-cü ildə P.V.Ototski (Отоцкий, 1914) keçmiş SSRİ-nin Avropa hissəsinin misalında göstərmişdir ki, *qrunt sularının paylanması* zonal xarakter daşıyır; şimaldan cənuba doğru qrunt sularının yerləşmə dərinliyi və minerallaşması artır, onların tərkibindəki üzvi maddələrin miqdarı azalır. Sonrakı illərdə bu tədqiqatları V.S.İlin, O.K.Lanqe və başqaları inkişaf etdirmişlər.

Adətən qrunt suları xəritələrində müxtəlif zonaların sərhədləri keçirilərkən iqlim və geomorfoloji (eroziya şəbəkəsinin dərinliyi) amillər nəzərə alınır. Zonal qrunt suları ilə yanaşı, azonal suların yayıldığı ərazilər (allüvial çöküntülərin toplandığı çay dərələri, karst prosesi inkişaf edən ərazilər və s.) də göstərilir.

Qrunt sularının yerləşmə dərinliyini heç də bütün tədqiqatçılar zonallığın əsas göstəricisi kimi qəbul etmirlər. Belə ki, qrunt sularının yerləşmə dərinliyi öz növbəsində sukeçirməyən layın yerləşmə dərinliyindən asılı ola bilər. Buna görə də, tədqiqatçıların bir qrupu qrunt sularının zonallığının əsas göstəricisi kimi onların kimyəvi tərkibini qəbul edirlər. Məsələn, Q.A.Maksimoviç Yer kürəsində qrunt sularının doqquz hidrokimyəvi fasiya zonasını ayırmışdır (Максимович, 1955).

Tundranın silisiumlu və hidrokarbonatlı-silisiumlu hidrokimyəvi fasiyaları üstünlük təşkil edən I və II zonalarında qrunt suları yerin səthinə yaxın yerləşir və qışda donur. Suların mineralaşması çox zəif, üzvi maddələrin miqdarı isə yüksəkdir. Cənub yarımkürəsində bu zona zəif inkişaf etmişdir.

Mülayim qurşağın hidrokarbonatlı-silisiumlu hidrokimyəvi fasiyaları üstünlük təşkil edən III və IV zonaları cənub yarımkürəsində çox kiçik ərazini əhatə edir. Şimal yarımkürəsində bu zonaların daxilində başqa hidrokimyəvi fasiyaların yayıldığı vilayət və rayonlar var.

Şimal və cənub yarımkürələri çöllərinin sulfatlı, natriumlu və hidrokarbonatlı-natriumlu hidrokimyəvi fasiyalarının üstünlük təşkil etdiyi V və VI zonalar. Şimal yarımkürəsinin bu zonalarında başqa hidrokimyəvi fasiyaların olduğu 10 vilayət ayrılır ki, bunlardan da biri Zaqaqəziya vilayəti adlanır (Ковда, 1946). Bu vilayətə Kür çayı hövzəsinin yuxarı və orta hissəsinin sulfatlı-xloridli suları aid edilmişdir.

Şimal və cənub yarımkürələri səhralarının xloridli hidrokimyəvi fasiyaların üstünlük təşkil etdiyi VII və VIII zonaların qrunt sularında xlor anionunu və natrium kationunun miqdarı daha çoxdur.

IX zonaya tropik və subtropiklərin silisiumlu və hidrokarbonatlı-silisiumlu hidrokimyəvi fasiyaların üstünlük təşkil etdiyi qrunt suları daxildir.

Kristallik və metamorfik süxurların yayıldığı dağlıq ərazilərdə qrunt sularının hidrokimyəvi fasiyalarının paylanması yüksəklik qurşaqlığı müşahidə olunur.

Qrunt sularının paylanması zonal qanunauyğunluqları çayların əsas qida mənbələrindən biri olan yeraltı axıma da aiddir.

### **6.2.8. Təbii zonalarda torpaq eroziyasının intensivliyi və gətirmələr axımı**

Çay hövzələrinin su balansını strukturunun zonal xüsusiyyətləri təkcə çay sularının kimyəvi tərkibində deyil, həmçinin çay gətirmələrinin miqdarında da əks olunur. Çay gətirmələrinə suda asılı vəziyyətdə olan və çayın dibi ilə yuvarlanan süxur hissəcikləri aiddir. Bu hissəciklər yamaclardan (*səthi eroziya*) və məcradan (*məcrə eroziyası*) yuyulur.

Su eroziyası və gətirmələr axımının formalaşmasının əsas amili axının enerjisidir. Eroziyanı məhdudlandıran amillərə isə süxurların tipi, torpaq örtüyünün strukturu və onun səthinin bitki örtüyü ilə mühafizə dərəcəsi və s. aiddir.

Gətirmələr axımının kəmiyyəti və ildaxili paylanmasına antropogen amillər də güclü təsir edir. XX əsrin axırlarında antropogen təsirə məruz qalan ərazilərin sahəsi 14 mln km<sup>2</sup> (buzlaqlarla örtülməyən ərazilərin 11%-i) təşkil edirdi (Антропогенные воздействия..., 2003).

Q.N.Qolubev (1982) gətirmələrin qlobal formalaşma prosesini kəmiyyətcə qiymətləndirmişdir. Bunun üçün o, antropogen təsir güclü olmayan dövrdə və müasir dövrdə yamac eroziyasının intensivliyini müasir dövrün müvafiq göstəricisi ilə müqayisə etmişdir. Bu göstəricinin orta qiymətləri dörd iqlim qurşağının su təminatı fərqli olan təbii zonaları üçün hesablanmışdır. Qütb və qlyasial qurşaqlara baxılmamışdır (qurunun 22%-i). Baxılan prosesin intensivlik göstəricisi yamac eroziyasının moduludur,  $m_e$ , t/(km<sup>2</sup>·il). Bu göstəricinin orta çoxillik dövr üçün zonal qiymətləri,  $m_e$ , ilə radiasiya balansını və quraqlıq indeksinin ( $\varepsilon = E_o/P$ ) zonal qiymətləri arasında əlaqələr təhlil olunmuşdur. Axırncı bu iki kəmiyyət çay sutoplayıcılarında rütubətlənmə və axım şəraitini, həmçinin təbii torpaq-bitki örtüyünü səciyyələndirir.

Sonra dünya torpaq fondunun müasir strukturu haqqında

məlumatlar əsasında kənd təsərrüfatı fəaliyyətinin təsiri nəticəsində dəyişdirilmiş landşaftlarda eroziyanın intensivliyinin dəyişməsi hesablanmışdır. Hesablamalar boreal qurşağın iki təbii zonası-tayqa və qarışıq meşə zonaları:

- daimi donuşluq zonası;
  - mövsümi donuşluq zonası,
- və qalan iqlim qurşaqlarının üç tip zonaları:

- humid ( $\varepsilon \leq 1$ );
  - semiarid (çöllər və prerilər,  $\varepsilon = 1-2$ );
  - arid (yarımsəhra və səhra,  $\varepsilon > 2$ ),
- üçün yerinə yetirilmişdir (cədvəl 6.3).

Cədvəl 6.3

**Qrunt eroziyasının orta modulunun zonal qiymətləri,  $t/km^2 \cdot il$**

Qurşaq	Zonanın tipi	Sahə, %	Orta modul, $m_e, t/km^2 \cdot il$
Boreal	Donuşluq zona	6	30
	Donuşluq olmayan zona	12	450 <b>300*</b>
Subboreal	Humid	5	2760
	Semiarid		1030
	Arid	6	70 <b>1150*</b>
Subtropik	Humid	6	1690
	Semiarid	7	650
	Arid	9	170 <b>720*</b>
Tropik	Humid	20	1230
	Semiarid	13	370
	Arid	10	160 <b>710*</b>
Qurunun sahəsi (128 mln $km^2$ )		<b>100</b>	<b>710</b>

Qeyd: \* Qurşaq üçün orta qiymət

Hesablamalar göstərir ki, torpaq eroziyası intensivliyinin qiymətləri təbii zonalar üzrə böyük intervalda dəyişir. Məsələn, meşə-tundrada  $m_e = 30 t/(km^2 \cdot il)$ , subboreal qurşağın humid zonalarında (meşə-çöl və prerilər)  $m_e = 3000 t/(km^2 \cdot il)$  təşkil

edir. Həll olmuş maddələr axımı da bu zonalarda ən böyük qiymətlə səciyyələnir,  $m_i=40 t/(km^2 \cdot il)$ ,

Qurunun torpaq örtüyündən yuyulan asılı maddələrin orta axım modulu  $710 t/(km^2 \cdot il)$  təşkil edir ki, bu da tropik və subtropik qurşaqlar üçün  $m_e$ -nin orta qiymətlərinə bərabərdir (cədvəl 6.3). Bu rəqəm bütün quru səthdən ion axımının orta modulundan təqribən 30 dəfə çoxdur.

Su eroziyası nəticəsində əmələ gələn gətirmələrin ümumi həcmnin ( $>90$  mlrd  $t/il$ ) yarıdan çoxu çay sutoplayıcılarında yamaqların ətkələrində delyuvial çöküntülər şəklində yığılır. Gətirmələrin daha kiçik fraksiyaları çay sularının tərkibində məcra şəbəkəsi ilə hərəkət edir.

Yer kürəsi çaylarının gətirmələr axımının zonal xüsusiyyətlərinin inteqral göstəricisi-asılı gətirmələr axımının modulu haqqında məlumatlar cədvəl 6.4-də verilir. Bu cədvəldəki rəqəmlər 3700 müşahidə məntəqəsinin məlumatlarının ümumiləşdirilməsi nəticəsində alınmışdır.

Cədvəl 6.4

**Asılı gətirmələrin axım modulu,  $t/km^2 \cdot il$**

Zona	Kiçik çaylar		Böyük çaylar	
	Dağ çayları	Düzənlik çayları	Dağ çayları	Düzənlik çayları
Subnival tundra	340	5,8	96	11
Tayqa və qarışıq meşələr	100	28	40	9,2
Enliyarpaqlı meşələr	240	110	180	67
Meşəçöl	160	75	-	35
Çöl	74	79	88	29
Yarımsəhra	220	7,6	130	6,3
Subtropik çöl	160	230	330	92
Aralıq dənizi zonası	930	770	790	220
Subtropik meşə	280	330	76	80
Tropik meşə	190	300	430	380
Savanna	460	81	460	67
Gileya	43	72	280	46



Kiçik çayların ( $500-5000 \text{ km}^2$ ) asılı gətirmələr axımının modulu,  $m_g$ , (cədvəl 6.4) və eroziya modulunun,  $m_e$ , (cədvəl 6.3) müqayisəli təhlili göstərir ki:

- yalnız boreal və tropik qurşaqların dağlarında  $m_g$  və  $m_e$ -nin kəmiyyətləri nisbətən yaxındır; qalan təbii zonalarda  $m_g$ -nin qiymətləri  $m_e$  ilə müqayisədə 10 dəfə kiçikdir;
- dağ çaylarının gətirmələr axımının modulu düzənlik ərazi çayları ilə müqayisədə əhəmiyyətli dərəcədə böyükdür;
- $m_g$ -nin maksimal qiymətləri Aralıq dənizi zonalarının çayları üçün səciyyəvidir.

Eroziya intensivliyi xəritəsi (Львович и др., 1991) gətirmələr axımı modulunun materiklərdə paylanması haqqında daha əyani təsəvvür yaradır. Bu xəritə tərtib olunarkən sutoplayıcı sahəsi  $50000 \text{ km}^2$ -dan kiçik olan 1600 çayın məlumatlarından istifadə edilmişdir.

Bu xəritədən görünür ki,  $m_g$ -nin ən kiçik qiymətləri ( $<2t/(km^2 \cdot il)$ ) Baltik dənizi, Ağ dəniz, Barents dənizlərinə tökülən çay sutoplayıcılarında müşahidə olunur. Dağ tundrada da axımın kəmiyyəti və sürəti artdığından, çay gətirmələrinin miqdarı artır. Tundra və meşə-tundra zonalarında çay sularının bulanqlığı  $20 \text{ q/m}^3$ -dan azdır.

Gətirmələr axımı modulunun orta illik qiymətləri səhra zonalarının çay sutoplayıcılarında (Böyük Səhra, Kalaxari, Namib, Qobi, Təklə-Məkan səhraları, Avstraliya və Somali yarımadasının səhraları) o qədər də böyük deyil:  $m_g < 5t/(km^2 \cdot il)$ .

Bunun səbəbi odur ki, burada leysanlar nadir hallarda müşahidə olunur, lakin onların intensivliyi böyük olur. Bu leysanlar qısa müddətli və yüksək bulanqlı axınlar yaradır.

Gətirmələr modulunun ən böyük qiymətləri ( $2000-6000 \text{ t/(km}^2 \cdot il)$ ) Cənub-Şərqi Asiyanın musson iqlimi müşahidə olunan, xüsusilə meşə qırılmaları və yanğınlar baş vermiş çay hövzələri üçün səciyyəvidir.

### **6.2.9. Çay axımının zonal və azonal transformasiyası**

Çay axımının mühüm xassələrindən biri onun kəmiyyət göstəricilərinin xarici təsirlərə çox tez reaksiyasıdır və bu *axımın transformasiyası* adlanır. Axımın transformasiyası nəticəsində:

- çay sistemindəki çay axımının, hərçinin suda həll olmuş və asılı vəziyyətdə olan maddələrin mütləq kəmiyyətinin;
- çay axımı və onun nəql etdiyi maddələrin rejiminin;
- həll olmuş və asılı vəziyyətdə olan maddələrin tərkibinin dəyişməsi müşahidə olunur.

Axımın transformasiyasının səbəbləri təbii və antropogen, zonal və azonal ola bilər.

*Zonal-landşaft transformasiya.* Çay sistemində axımın zonadaxili təbii transformasiyasının üç əsas xüsusiyyəti var.

Birinci xüsusiyyət ondan ibarətdir ki, mənbədən mənsəbə doğru çay axımı və onun nəql etdiyi maddələrin axımı əhəmiyyətli qollar tökülən yerlərdə pilləvari artır. Çayın sululuğu artdıqca, hidroloji xarakteristikaların ildaxili tərəddüdlərinin zəifləməsi ikinci xüsusiyyətdir.

Zonal çayın rejim fazaları dəyişdikcə, hər bir müşahidə məntəqəsində suyun tərkibi oxşar dəyişir, lakin, çayın dərəcəsi (sululuğu) artdıqca, əvvəlki fazada formalaşan su kütləsinin növbəti fazada təzələnməsinə tələb olunan müddət artır. Bu üçüncü xüsusiyyətdir.

Məcəra axımının zonadaxili təbii transformasiyasının bu üç xüsusiyyətinin müxtəlif təbii zonalarda təzahür dərəcəsi fərqli ola bilər. Axımın zonadaxili transformasiyasının qanunauyğunluğuna çay məcrası və dərəsinin forma və ölçüləri ilə yanaşı, azonal geoloji-hidroloji amillər də təsir edir.

Polizonal çaylarda axımın zonadaxili transformasiyası ilə yanaşı, təbii zonaların sərhəd rayonlarında axımın kəskin dəyişməsi müşahidə olunur. Belə çaylarda axımın zonalarası transformasiyasının istiqaməti və qabarıqlıq dərəcəsi ilk növbədə qonşu təbii zonalarda axım modullarının nisbətindən asılıdır.

Adətən çay hövzəsinin yuxarı hissəsində yerləşən təbii zonada orta illik axım modulu daha böyük qiymətlərlə səciyyələnir. Çay axımının əsas hissəsi məhz yuxarı zonada formalaşır. Nisbətən aşağı hissədə yerləşən təbii zonalarda çay hidroloji xüsusiyyətlərini əsasən qoruyub saxlayır. Lakin bu xüsusiyyətlər daha da qabarıq nəzərə çarpa bilər. Məsələn Volqa, Amudərya, Nil, Murrey çaylarının sululuğu, ildaxili rejimi və suyunun kimyəvi tərkibi, bu çayların keçdiyi təbii zonaların yerli çaylarının müvafiq xüsusiyyətlərindən kəskin fərqlənir. Belə çaylar nisbətən quraq təbii zona landşaftları üçün azonal hadisə sayılır və bu çaylara *tranzit axım çayları* deyilir.

Bəzi polizonal çaylarda axımın əsas hissəsi nisbətən aşağıda yerləşən təbii zonada (zonalarda) formalaşır. Bu halda, aşağı zonada çayın rejimi kəskin transformasiyaya uğrayır.

*Azonal geoloji-hidroloji transformasiya.* Çay axımının transformasiyasının zonal xüsusiyyətləri təbii azonal amillərin (geoloji, hidrogeoloji, hidroloji) təsiri nəticəsində dəyişə bilər. Geoloji amillər karst prosesləri inkişaf edən ərazilərdə daha əhəmiyyətli təsir göstərir. Burada çay axımı və onun ildaxili paylanması, suyun kimyəvi tərkibi dəyişir. Səth axımı azalır, yeraltı axım isə artır. Sutoplayıcı səthdən buxarlanma azalır, nəticədə axım əmsalı və çayın sululuğu artır. Intensiv infiltrasiya nəticəsində torpaq-süxur təbəqəsindəki asan həll olan duzlar yuyulur, yeraltı suların mineralaşması yüksəlir. Yeraltı axım artdığına görə çayın təbii tənzimlənmə əmsalı da artır və axımın həm ildaxili, həm də çoxillik tərəddüdləri zəifləyir. Bu hadisə xüsusilə Atakama səhrası, Yukatan yarımadası, Adriatik dənizinin şimal-şərq sahilləri çayları üçün səciyyəvidir.

Çay axımının azonal transformasiyasında geoloji amillərin rolu Kolorada və Xuanxe çaylarının hövzələrində də çox böyükdür. Dünyada gətirmələr axımı modulunun ən böyük qiyməti Xuanxe çayında müşahidə olunur.

Çay axımının transformasiyasının əsas sırf hidroloji azonal amilləri, axımın təbii tənzimləyiciləri olan göl və bataqlıqlar-

dır. Bu amillərin çayların rejimi və axım xarakteristikalarına təsirinin öyrənilməsinə çoxsaylı əsərlər həsr olunmuşdur.

### **6.2.10. Hidroloji rayonlaşdırmanın prinsipləri**

Ərazinin rayonlaşdırılması coğrafiya elminin ən vacib məsələlərindən və ümumiləşmə metodlarından biridir.

Rayonlaşma, obyektiv şəkildə mövcud olan ərazi sistemlərinin, onların təşkili və ierarxiya əlaqələrinin müəyyən edilməsi və öyrənilməsi prosesidir. Rayon isə öz növbəsində yer səthinin daha böyük ərazi vahidlərinin tərkib hissəsi olan ərazi sistemidir.

Rayonlaşma çox zaman böyük həcmdə informasiya tələb edən müstəqil və kifayət qədər mürəkkəb üsuldur. Qarşıya qoyulan məqsəddən asılı olaraq eyni bir ərazidə müxtəlif rayonlar ayrıla bilər. Bu, müxtəlif rayonlaşma prinsiplərinin mövcudluğu ilə əlaqədardır. Rayonlaşmada tipoloji, genetik və funksional yanaşmalar tətbiq olunur. *Tipoloji yanaşmada* başlıca olaraq morfoloji göstəriciləri oxşar olan obyektlər (məntəqələr) birləşdirilir. Məsələn, göllərin və ya bataqlıqların geniş yayıldığı rayonların ayrılması. *Genetik yanaşmada*, rayonlaşma amillərin oxşar təsirinə məruz qalan obyektlərin ümumiləşdirilməsi yolu ilə yerinə yetirilir: məsələn, qida şəraitinə görə çayların vahid rayonda birləşdirilməsi. *Funksional yanaşmada* obyektlər arasında əlaqələr öyrənilir. Belə yanaşma müxtəlif, lakin bir-biri ilə əlaqəli təbii obyektləri vahid sistemdə birləşdirməyə imkan verir. Məsələn, çay hövzəsinə hidroloji sistem kimi baxıla bilər. Bu sistem müxtəlif elementlərdən (hissələrdən) ibarət olsa da, bütövlükdə müəyyən su sərfinə malik çay şəbəkəsi əmələ gətirir.

*Hidroloji yanaşmada* bu üç yanaşma eyni zamanda və ya onlardan biri istifadə oluna bilər. Bu, qarşıya qoyulan məsələdən, tədqiqatların miqyasından və istifadə olunan məlumatların xarakterindən asılıdır. Praktikada rayonlaşma, əvvəlcə genetik yanaşmadan başlayır və obyektlər, onlara təsir göstərən amillərə

görə qruplaşdırılır. Sonra tipoloji yanaşma tətbiq edilir və obyektlərin xüsusiyyətlərini nəzərə alan təsnifat aparılır.

Genetik yanaşma daha böyük əhəmiyyət kəsb edir, çünki bu yanaşma bir sıra obyektlər öyrənilərkən alınan nəticələri oxşar şəraitdə yerləşən bütün obyektlərə aid etməyə imkan verir.

Müşahidə məlumatları olmadıqda çay axımının müxtəlif xarakteristikalarını hesablamaq üçün metodlar hidroloji bircins rayonlar üçün işlənir. Belə rayonlar ayrılarda həm təbii şəraitin ümumiliyi (keyfiyyət nöqtəyi nəzərindən), həm də fiziki-coğrafi amillərin axımın rejiminə və kəmiyyətinə təsirinin xarakteri nəzərə alınır. Bu mürəkkəb məsələnin həllində iki yanaşmadan (prinsipdən) biri istifadə olunur: *hövzə (hidroqrafik) və zonal (coğrafi) prinsiplər*.

Fiziki-coğrafi nöqtəyi-nəzərdən üstünlük zonal prinsipə verilməlidir, çünki dağlıq ərazilərdə axımın paylanması şaquli qurşaqlıq müşahidə olunur. Belə yanaşmada, məsələn yüksək dağlıq, orta dağlıq və alçaq dağlıq zonalar ayrılır və onların hər biri üçün ayrılıqda axım xarakteristikaları ümumiləşdirilir. Hidroloji hesablamaların təcrübəsi baxımından zonal yanaşmanın bir neçə çatışmayan cəhəti var.

Bunların ən başlıcası ondan ibarətdir ki, zonal sərhədlər sutoplayıcı sahəni bir neçə hissəyə bölür və bunun nəticəsində hövzənin hidroloji sistem kimi bütövlüyü pozulur. Həm də qeyd etmək lazımdır ki, yüksəklik qurşaqları daxilində eninə zonallıq da müşahidə olunur. Eninə zonallığı nəzərə almaq üçün yüksəklik zonaları nisbətən kiçik ölçülü bircins rayonlara bölünür. Lakin ərazi belə çoxsaylı rayonlara parçalandıqda, həm hər bir rayona düşən müşahidə məntəqələrinin sayı, həm də təbii amillərin kəmiyyət göstəricilərinin dəyişmə diapozonu azalır. Bu isə müşahidə məlumatları olmayan çayların axım xarakteristikalarını hesablamaq üçün etibarlı əlaqələrin alınmasını çətinləşdirir.

Zonal yanaşmanın yuxarıda qeyd olunan nöqsan cəhətləri hövzə prinsipi üçün səciyyəvi deyildir. Hövzə prinsipinin

çatışmazlığı sutoplayıcının konturunun hidroloji rejimin sərhəddi olmaması hesab edilir.

Hidroloji rayonların sərhədləri təbii şəraitin dəyişməsinə nəzərə almalıdır. Hövzə prinsipi tətbiq edildikdə bu sərhədlər zonal yanaşmaya nisbətən daha dəqiq təyin olunur.

Praktikada hər hansı bir ərazi *bircins hidroloji rayonlara* bölündükdə, əvvəlcə təbii şəraitin keyfiyyət göstəricilərini nəzərə almaqla sərhədlər təxmini müəyyənləşdirilir. Sonra isə axım xarakteristikalarının müxtəlif fiziki-coğrafi amillərdən asılılıq əlaqələrinə görə bu sərhədlər dəqiqləşdirilir.

Hidroloji rayonların bircinsliyini qiymətləndirmək üçün statistik üsullardan istifadə olunur.

### Ədəbiyyat

1. İmanov F.Ə. Çay axımı. Bakı, 2002.-208 s.
2. İmanov F.Ə. Hidrometeorologiyada statistik metodlar. Bakı, 2011.-272 s.
3. Алекин О.А. Основы гидрохимии.Л.: гидрометеиздат, 1970.
4. Антропогенные воздействия на водные ресурсы России и сопредельных государств в конце XX столетия.М.: Наука, 2003.-367 с.
5. Будыко М.И. Климат и жизнь.Л.: Гидрометеиздат, 1971.-472 с.
6. Григорьев А.А. Закономерности строения и развития географической среды. М.: Мысль, 1966.-382 с.
7. Григорьев А.А., Будыко М.И. О периодическом законе географической зональности. Доклады АН СССР, 1956, т.110, N1.
8. Докучаев В.В. Учение о зонах природы.М.: Изд. АНСССР, 1948.-63 с.
9. Дружинин И.П., Коноваленко З.П., Кукушкина В.К., Хомьякова Н.В. Речной сток и геофизические процессы.М.: Наука, 1966.
10. Дружинин И.П. Природа многолетних колебаний речно-

го стока. Новосибирск, Наука. 1966.

11. Ефимович П.А. Вопросы водохозяйственных расчетов и гидрологии. М.; Л.: Гл. ред. энерг. лит., 1936.

12. Ивахненко А.Г. О возможности долгосрочного прогноза стока рек.-Водные ресурсы, 1973, N5.

13. Калесник С.В. Общие географические закономерности Земли. М., 1970.

14. Ковда В.А. Происхождение и режим засоленных почв. Т.1-2. М.-Л., 1946-1947.

15. Кочерин Д.И. Вопросы инженерной гидрологии. Энергоиздат, М., 1932.

16. Крицкий С.Н., Менкель М.Ф. Гидрологические основы управления речным стоком. М.: Наука, 1981.-249 с.

17. Кузин П.С., Бабкин В.И. Географические закономерности гидрологического режима рек. Л.: Гидрометеоздат, 1979.-200с.

18. Львович М.И., Карасик Г.Я., Братцева Н.Л., Медведева Г.П., Мелешко А.В. Современная интенсивность внутриконтинентальной эрозии суши земного шара.-М.: МГК РАН, 1991.-336 с.

19. Максимович Г.А. Химическая география вод суши. М., Географгиз, 1955.-328с.

20. Маматканов Д.М. Моделирование и предсказание колебаний речного стока. Фрунзе: Кыргызстан, 1973.

21. Мамедов М.А. Расчеты максимальных расходов воды горных рек. Л.: Гидрометеоздат, 1989.-184 с.

22. Определение основных расчетных гидрологических характеристик. СП 33-101-2003.-М.: Стройиздат.-72 с.

23. Отоцкий П.В. Грунтовые воды, их происхождение, жизнь и распределение. ч.II, СПб, 1905.

24. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Л.: Гидрометеоздат, 1984.-447 с.

25. Раткович Д.Я. Многолетние колебания речного стока.-Л.: Гидрометеоздат, 1976.-256 с.

26. Рождественский А.В. Оценка точности кривых распределения гидрологических характеристик. Л.: Гидрометеоздат, 1977.-286 с.

27. Рождественский А.В., Чеботарев А.И. Статистические

методы в гидрологии.-Л.: Гидрометеиздат, 1974.-424 с.

28. Сахарович Я.И. Сверхдолгоерочный прогноз геофизических явлений.-Тр. Гидропроекта Укр., вып., 1972.-N31(1).

29. Сикан А.В. Методы статистической обработки гидрометеорологической информации.СПб.: 2007.-279 с.

30. Соколовский Д.Л. Речной сток. Л.: Гидрометеиздат, 1968.-539 с.

31. Щелутко В.А. Статистические модели и методы исследования многолетних колебаний стока. Л.: Гидрометеиздат, 1984.-160 с.

32. Эдельштейн К.К. Гидрология материков М.: Академия, 2005.-302 с.

33. Yevjevich V.M. Fluctuations of wet and dry years. Pt. I. Research data assembly and mathematical models.-Hydrol. Pap. Colorado State Univ., 1963.



## 7. HIDROLOJİ NƏZƏRIYYƏLƏR

### 7.1. Hidrometriyanın nəzəri əsasları

*Hidrometriya*, hidrologiyanın su obyektlərinin hidroloji rejimini öyrənmək məqsədilə yerinə yetirilən bütün ölçmə və müşahidə metodlarını işləyən və inkişaf etdirən bölməsidir.

Hidrometriyanın nəzəri əsaslarını hidrometriyada istifadə olunan metodlarını hidravliki əsaslandırılması təşkil edir. Bu nəzəriyyənin formalaşması və inkişaf etdirilməsində Q.V.Jeleznyakovun (Железнякав, 1950; 1968; 1976) müstəsna xidmətləri var.

Qərarlaşmayan hərəkət zamanı su səthinin forması mürəkkəb olur. Bu zaman, xüsusən çay döngələrində eninə meyillik böyük qiymətlər alır. *Sərbəst su səthinin relyefini* təyin etmək üçün stereofotoqrammetrik planlama yerinə yetirilməlidir. Belə planlama üsulunun metodikası işlənmişdir.

Məlumdur ki, su sərfinin təyini zamanı sürətin dərinlik üzrə paylanması nəzərə alınır. Bu məqsədlə *turbulentlik nəzəriyyəsi* bazasında bir sıra *yarımpiririk düsturlar* (loqarifmik, parabolik və s.) alınmışdır. Bu düsturların əksəriyyəti axının dib sürətini tələb olunan dəqiqliklə hesablamağa imkan vermir. Hidrometriya məsələlərinin həlli üçün dəqiq, lakin sadə və parametrlərinin sayı az olan düsturlar təklif edilmişdir (Железнякав, 1968).

Çay dibinin deformasiyaları və dib gətirmələrinin öyrənilməsində axının dib sürətlərini bilmək zəruridir. Lakin dib sürətinin hidrometrik üsulla ölçülməsində bir sıra texniki çətinliklər ortaya çıxır. Məsələn, fırlanğıcın pərinin ölçüləri böyük olduğu üçün axının təbii sürət sahəsi pozulur. Bu səbəbdən hidrometriyada axının digər ölçülən elementlərinə görə dib sürətini hesablamağa imkan verən düsturlar işlənmişdir.

Dərin çaylarda ölçmə işləri yerinə yetirildikdə adətən cihaz tros vasitəsilə tələb olunan nöqtəyə yerləşdirilir. Axının və

trosa təsiri nəticəsində cihazın endirildiyi dərinlik trosun uzunluğundan kiçik olur. Çalışmaq lazımdır ki, bu fərq minimuma endirilsin. Bu məsələnin müxtəlif həlləri təklif olunmuşdur və D.Y.Ratkoviç xüsusi nəzəriyyə işləmişdir (Раткович, 1960).

Hidroloji müşahidə məntəqələrində axının sürətini ölçmək üçün istifadə olunan cihaz fırlanğıcdır. Onun göstəricilərinin hidromexaniki analizi yerinə yetirilməlidir. İlk növbədə axının turbulentliyinin fırlanğıca təsiri öyrənilməlidir. Fırlanğıcla sürətin ölçülməsi  $v=v(n)$  asılılığına əsaslanır ( $v$ -suyun hərəkət sürəti,  $n$ -vahid zamanda pərli vintin dövrlərinin sayıdır.)

N.N.Altay bu asılılığın analitik ifadəsini nəzəri baxımdan əsaslandırılmışdır (Алтай, 1968)

$$v = an + \sqrt{bn^2 + c}, \quad (7.1)$$

burada  $a, b, c$  – parametrlərdir.

İş prinsipi fırlanğıcla eyni olan anemometrləri tədqiq edərək Q.X.Sabinin göstərmişdir ki, ortalaşdırılmış yerli sürətin ölçülmüş qiyməti həmişə həqiqi qiymətdən 10% - ə qədər böyükdür (Сабинин, 1937). Onun bu nəzəriyyəsi Y.M.Yaqlom inkişaf etdirmişdir (Яглом, 1954). O, göstərmişdir ki, anemometrin sistematik xətası axının zaman görə struktur funksiyası ilə ifadə olunur.

Axının kiçik sürətlərinin ( $<15-20 \text{ sm/s}$ ) ölçülmə dəqiqliyi aşağıdır. Bu məsələnin iki həlli yolu var. Əvvəla mövcud cihazlar-hidrometrik fırlanğıc və borucuqlar təkmiləşdirilə bilər, və ya prinsiplial yeni cihazlar hazırlanmalıdır. Dövri soyutma rejimi nəzəriyyəsi əsasında sürətin istilik ölçənlərinin hazırlanması perspektivli hesab olunur (Железняков, 1976).

Təbii çay məcrələrinin eni boyu dərinliklər qeyri-bərabər paylanır. Su sərfi təyin edildikdə isə canlı en kəsiyin orta dərinliyindən istifadə olunur. Dərinliklərin qetri-bərabər paylanmasını nəzərə alan parametri hesablamaq üçün düstur təklif olunmuş və onun strukturu nəzəri cəhətdən əsaslandırılmışdır

(Железняков,1950). Bu parametr *canlı kəsiyin forma parametri* adlanır:

$$\beta = \frac{1}{\omega \sqrt{h_{or} h_{or}^y}} \int_0^B h^{\frac{3}{2}+y} db, \quad (7.2)$$

burada  $\beta$  – canlı kəsiyin forma parametri ;  $\omega$ - canlı kəsiyin sahəsi;  $h_{or}$  - canlı kəsiyin orta dərinliyi ;  $y$ - üst göstəricisi;  $h$ - şaqulda dərinlik;  $b$ - axının elementar canlı kəsiyinin eni;  $B$ - axının enidir.

Su sərfi təyin olunduqda  $\beta$  parametrinin nəzərə alınması hesablamaların dəqiqliyini artırır :

$$Q = Q_f - \frac{\beta}{K} Q_d, \quad (7.3)$$

burada  $Q_f$  – fiktiv su sərfidir ( səth sürəti və dərinliyə görə təyin olunur);  $Q_d = w \sqrt{gh_{or}i}$  – dinamik su sərfi;  $K$ - dinamik sürəti nəzərə alan əmsaldır.

Müəyyən olunmuşdur ki,  $\beta > 1$  və müxtəlif çaylar üçün onun qiyməti 1.10 təşkil edir.

Şaqullarda ölçülən səth sürətinə görə əvvəlcə şaqulda orta sürəti, sonra isə axının orta sürətini təyin edib və  $\beta$  parametrindən istifadə etməklə su sərfinin hidravliki-hidrometriki təyini üsulları, səviyyənin su sərfindən asılılığı, su sərfələrinin təyini dəqiqliyinin qiymətləndirilmə metodları nəzəri baxımdan əsaslandırılmışdır (Железняков,1950).

## 7.2. Maksimal axının hidromexaniki nəzəriyyələri

Daşqınların maksimal su sərfələrinin əmələ gəlmə mexanizminin öyrənilməsi *leysan axımının hidromexaniki nəzəriyyələrinə* əsaslanır. Lyuqer və Zbrojekin (Зброжек,1901) nəzəriyyələrindən başlayaraq bütün hidromexaniki nəzəriyyələrdə axım prosesinə hidravliki problem kimi baxılır: çayın yamaqları və məcrasının elementar hissəsi üçün axımın müvazinət və kəsilməzlik tərtib və həll olunur. Qəbul edilən şərtlərdən asılı olaraq

alınan differensial tənliklər müxtəlif üsullarla həll olunur.

Bu nəzəriyyələrin çoxunda suyun qərarlaşan, bəzilərinə isə qərarlaşmayan hərəkətinə baxılır. Lakin alınan diferensial tənliklərin həlli çox mürəkkəb olduğuna görə axım prosesi həddən artıq sadələşdirilir (Долгов,1916) və ya riyazi səhvlərə yol verilir (Бэфани,1949).

Belə hesab olunur ki, M.A.Velikanovun (Великанов,1931) təklif etdiyi *yamac axımının hidromexaniki nəzəriyyəsi* reallığı daha yaxşı əks etdirir (Соколовский,1968). Müəllif bu nəzəriyyəni leysan axımının əmələ gəlməsinin təhlili ilə tamamlamış və bu zaman izoxron nəzəriyyəsiindən istifadə etmişdir. Onun maksimal axımı hesablamaq üçün təklif etdiyi *axımın genetik düsturu* belə yazılır :

$$Q(t) = \int_0^r h_y(t-r) \frac{\partial f}{\partial r} dr, \quad (7.4)$$

burada,  $Q(t)$  – maksimal su sərfi;  $r$ -suyun yamac qaçış müddətinin ən böyük qiyməti;  $t$ -sutoplayıcı səthdən suvermənin davamiyyəti;  $h_y$ - sutoplayıcı səthdən axım layı;  $f$ -qonşu izoxronlar arasındakı sahədir.

A.N.Befaninin (Бэфани,1949) *leysan axımı nəzəriyyəsi*ndə məcra axımının differensial tənliyi aşağıdakı kimidir:

$$v \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = nQ'_t \quad (7.5)$$

burada  $\omega$ -bütün məcra axımlarının canlı en kəşiklərinin cəmi;  $t$ - zaman;  $x$ - məsafə;  $Q'_t$  - elementar məcranın vahid uzunluğuna iki yamacdan daxil olan axım;  $v$  -axım sürəti;  $n$ -məcraların sayıdır.

Bu tənliklərin inteqrallanması nəticəsində də axımın genetik düsturu alınmışdır. Lakin Velikanovun düsturundan fərqli olaraq bu düsturda suyun yamac qaçış müddəti əvəzinə məcra qaçış müddətindən istifadə edilmişdir.

A.N.Befaninin nəzəriyyəsi əsasında daşqınların maksimal su sərfini hesablamaq üçün üç variantda düsturlar alınmışdır.

Bütövlükdə bu nəzəriyyə leysan axımının əmələ gəlmə mexanizminin öyrənilməsi baxımından böyük əhəmiyyət kəsb

edir. Lakin onun əsasında alınmış hesablaşma düsturlarının tətbiqi məhduddur, çünki bu düsturların parametrləri yalnız bəzi regionlar (Karpət,Uzaq Şərç) üçün təyin olunmuşdur.

Maksimal axımın digər hidromexaniki nəzəriyyələrinə misal olaraq Buşman, Vislotski, Sribni və başqa müəlliflərin nəzəriyyələrini göstərmək olar.

Ümumiyyətlə, axımın hidromexaniki nəzəriyyələrində belə hesab olunur ki, yamaclarda əmələ gələn axım bütöv (kəsilməz) axın şəklində hərəkət edir.

Lakin təbii şəraitdə bu sərt ödənmir və adətən, su kiçik axınlar əmələ gətirərək məcraya istiqamətlənir. Buna görə də axımın hidromexaniki nəzəriyyələri əsasında alınan hesablaşma düsturlarından praktikada çox az istifadə olunur.

### 7.3. İnfiltrasiya nəzəriyyəsi

*İnfiltrasiya*, suyun yerin səthindən torpağa süzülməsi və yeraltı suların səthinə doğru hərəkətidir. İnfiltrasiyanın intensivliyi bitki örtüyünün tipi, torpağın fiziki xassələri, səthin vəziyyəti, yağıntuların intensivliyi və s.asılıdır.

Səth axımı yalnız yağıntuların intensivliyi infiltrasiyanın sürətindən böyük olduqda əmələ gəlir. Axımın əmələ gəlməsinin qəbul olunmuş mexanizmini ilk dəfə R.Horton (Horton, 1933) izah etmişdir. O, hesab edirdi ki, İnfiltrasiya prosesində su müntəzəm olaraq süzülür və yamac axımı ümumi çay axımının əsas hissəsini təşkil edir.

İnfiltrasiya zamanı suyun hərəkəti laminar və ya turbulent rejimli olur. Laminar rejimdə infiltrasiyanın sürəti *Darsi qanununa* görə hesablanır (Виссмен и др., 1979):

$$v = KI, \quad (7.6)$$

burada  $v$  – suyun filtrasiya sürəti,  $K$ - filtrasiya əmsalı,  $I$  - basqı qradienti və ya pyezometrik meyillikdir.

Turbulent rejimdə filtrasiyanın sürəti başqa düsturla hesablanır:

$$v = KI^{\frac{1}{2}}. \quad (7.7)$$

Qarın ərımə və yağışın intensivliyi artdıqca, infiltrasiyanın kəmiyyəti azalır, çünki səth suları daha böyük sürətlə axır və onların qaçış müddəti qısalır. Yağışın davamiyyəti böyük olduqda torpaq-suxur qatının üst hissəsindəki məsamələr su ilə dolur və infiltrasiyanın sürəti getdikcə zəifləyir.

İnfiltrasiyanın kəmiyyət göstəriciləini (sürətini, su həcmi və s.) hesablamaq üçün müxtəlif düsturlar təklif olunmuşdur (Грани гидрологии, 1980). Bu düsturlar differensial tənliklərin analitik və təxmini həlləri, və ya empirik asılılıqların riyazi ifadələridir.

*İnfiltrasiya nəzəriyyəsinə* görə suyun torpaqda hərəkəti Darsi qanununa tabedir, yəni axımın sürəti torpaq nəmliyi potensial qradiyentinin xətti funksiyasıdır. Lakin, doymayan torpaqda kapilyar potensial,  $\psi$ , və hidravliki keçiricilik,  $K$ , həcmi rütubət tutumunun,  $\theta$ , funksiyalarıdır. İnfiltrasiya prosesinin riyazi ifadəsində bu funksional asılılıqlar nəzərə alınmalıdır. 1931-ci ildə L.Riçards (Richards, 1931) Darsi qanununa və kəsilməzlik tənliyindən istifadə edərək, torpaq rütubətinin (suyunun) birölçülü axını üçün tənlik almışdır.

$$\frac{\partial v\theta}{\partial z} = \frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial \psi \theta}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z}. \quad (7.8)$$

A.Klyut (Klute, 1952) kapilyar diffuziya əmsalından  $D=K(\partial\psi/\partial\theta)$  istifadə etməklə aşağıdakı tənliyi almışdır:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z}. \quad (7.9)$$

Hər iki tənlikdə  $v$  – infiltrasiyanın sürəti,  $t$  – zaman,  $Z$  – torpağın dərinliyi,  $\psi$  – kapilyar potensial,  $\theta$  – həcmi rütubət tutumudur.

Bu tənliklər ikinci tərtibli diferensial tənliklərdir və onlar müvafiq ilkin və kənar şərtlər daxilində həll edilə bilər.

Analitik hallar nadir hallarda mümkündür (Philip, 1969) və buna görə kompyuterlərin istifadəsi ilə ədədi üsullardan daha geniş istifadə olunur (Smith and Woolhiser, 1971).

Yuxarıdakı differensial tənliklərin təxmini həlli nəticəsində bir sıra müəlliflər hesablama düsturları təklif etmişlər (Green and Ampt, 1911; Horton 1933; Philip, 1957; Talsma, 1969 və b.)

R.Qrin və Q.Ampt tərəfindən alınan düstur aşağıdakı kimidir ;

$$\frac{K_s}{(IMD)t} = L - (a + P_w) \ln \left( 1 + \frac{L}{a + P_w} \right), \quad (7.10)$$

burada  $K_s$  – doymanın hidravliki keçiriciliyi; (IMD) – ilkin rütubət çatışmazlığı və ya mümkün məsaməlik;  $L$ -  $t$  zaman anında rütubətlənmə dərinliyi;  $a$ -torpaq səthində su layının qalınlığı;  $P_w$  -süzülmə cəbhəsində kapilyar potensialdır.

R.Hortonun düsturu belə yazılır;

$$v_t = v_c + (v_0 - v_c) e^{-Et}, \quad (7.11)$$

burada  $t=0$  zaman anında infiltrasiyanın başlanğıc sürəti;  $v_c$  – infiltrasiyanın qərarlaşan (yekun) sürəti;  $E$ - infiltrasiya qabiliyyətinin zaman görə azalmasını səciyyələndirən parametrdir.

Hortonun düsturu formasına görə sadə olsa da,  $v_0$  və  $E$  parametrlərinin təyininin çətinliyi onun tətbiqini məhdudlaşdırır.

Yuxarıda göstərilən bütün tənlik və düsturlar bir ölçülü axınlar üçün alınmışdır. Daha mürəkkəb olan iki və üçölçülü sistemlər üçün infiltrasiya prosesinin riyazi ifadələri mühüm praktiki əhəmiyyət daşıyır. J.Filip (Philip,1966) üçölçülü axın üçün aşağıdakı differensial tənliyi almışdır;

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z}, \quad (7.12)$$

Onun aldığı nəticələr, sonralar yerinə yetirilmiş eksperimentlərlə təsdiqlənmişdir (Talsma, 1970).

İnfiltrasiyanın dinamikasının eksperimental üsulla öyrənilməsi nəticəsində bir sıra empirik təklif olunmuşdur. Bu düsturlar infiltrasiyanın sürətinin zaman keçdikcə azalması və müəyyən bir sonlu (qərarlaşan) qiymətə yaxınlaşması ideyasını əks etdirir. Belə düsturlardan birinin müəllifi A.Kostyakovdur (Kostiakov,1932);

$$v_t = v_0 t^{-\alpha}, \quad (7.13)$$

burada  $\alpha$  – empirik parametrdir.

#### 7.4. Asılı gətirmələrin hərəkət nəzəriyyələri

Asılı gətirmələr axınla birlikdə hərəkət edir, istiqamət və kəmiyyəti daima dəyişən pulsasion sürətlərin təsiri altında aramsız olaraq şaquli yerdəyişmələrə məruz qalır. Asılı hissəciklərin hərəkət sürəti axının sürətindən kiçikdir və suyun bulanıqlığı qırdıqca, azalır. Lakin, hətta kifayət qədər bulanıq axınlarda ( $\approx 200q/m^3$ ) belə, su gətirmələrin hərəkət sürətlərinin fərqi 15%-i ötmür (Маккавеев, Чалов, 1986).

Gətirmələrin asılı vəziyyətdə olmaları və onların axınla birlikdə hərəkət mexanizmi *gətirmələrin hərəkət nəzəriyyələrində* izah olunur.

*Gətirmələrin hərəkətinin diffuzion nəzəriyyəsi* 1931-ci ildə V.M.Makkaveyev (Маккавеев, 1931) tərəfindən təklif edilmiş və sonradan onu A.V.Karauşev (Карашев, 1977) təkmilləşdirmişdir. Bu nəzəriyyənin əsasında *turbulent diffuziya tənliyi* durur :

$$\frac{ds}{dt} = \frac{g}{\rho} \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( A \frac{\partial s}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( A \frac{\partial s}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( A \frac{\partial s}{\partial z} \right) \right] - \omega \frac{\partial s}{\partial y}, \quad (7.14)$$

burada 
$$\frac{ds}{dt} = \frac{\partial s}{\partial t} + v_x \frac{\partial s}{\partial x} + v_y \frac{\partial s}{\partial y} + v_z \frac{\partial s}{\partial z};$$

$s$ - asılı gətirmələrin qatılığı;  $t$ - zaman;  $g$ - sərbəstdüşmə təcili;  $\rho$ - suyun sıxlığı;  $A$ - turbulent mübadilə əmsalı;  $\omega$ - asılı hissəciklərin hidravlik iriliyi;  $v_x, v_y, v_z$  – Dekart koordiant sistemində sürət vektorunun komponentləridir; üfüqi  $x$  oxu axın istiqamətində; şaquli  $z$  oxu yuxarıdan aşağıya doğru, üfüqi  $y$  oxu eni boyu yönəlib.

*Makkaveyev-Karauşev nəzəriyyəsində* gətirmələrin asılı vəziyyətdə olmaları və hərəkəti prosesinə molekulyar diffuziya prosesinin analoqu kimi baxılır. Asılı hissəciklər su kütləsi ilə birlikdə hərəkət edir və bu hərəkət mürəkkəb xarakter daşıyır. Belə ki, bərk hissəciklər həm turbulent burulğanlarla, həm axınla (irəliləmə hərəkəti), həm də ağırlıq qüvvəsinin təsiri altında hərəkət edir. Hissəciklərin hidravliki iriliyi axarsız su



və hərəkətdə olan axın üçün eyni qəbul olunur.

Asılı gətirmələrin turbulent qarışmasının intensivliyi onların ortalaşdırılmış (zamana görə) qatılığının qradiyentinə mütənasibdir. Mütənasiblik əmsalı isə turbulent diffuziya əmsalıdır. Bu əmsal empirik məlumatlar əsasında alınmış düsturlara görə tapılır.

Bu nəzəriyyənin müəllifləri axının gətirmələri nəql etmə qabiliyyətini təyin etmək üçün düsturlar təklif etmişlər. Bu düsturların əsas parametrləri orta bulanıqlıq, pulsasion sürət, hissəciklərin hidravliki iriliyidir.

1944-cü ildə M.A.Velikanov (Великанов, 1944) *asilü gətirmələr hərəkətinin qravitasion nəzəriyyəsini* təklif etmişdir. Bu nəzəriyyədə axının hissəcikləri asılı vəziyyətdə saxlama və onları nəql etmək üçün gördüyü iş nəzərə alınır. Bu iş ağırlıq qüvvəsinə əks istiqamətdə yönəlir. Nəzəriyyənin əsasında gətirmələri nəql edən axının enerji balansı tənliyi durur. Axının hərəkəti zamanı azad olan potensial enerjinin miqdarı, mayenin müqavimət qüvvələrinin işi, həmçinin hissəcikləri asılı vəziyyətdə nəql etmək üçün sərf olunan iş nəzərdə alınır.

XX əsrin 50-ci illərində Q.İ.Barenblatt (Баренблатт, 1956) A.İ.Kolmoqorovun (Колмогоров, 1941) lokal-izotrop turbulentlik ideyaları əsasında turbulent axında gətirmələr nəqlinin nəzəri modelini (*Barenblatt-Kolmoqorov nəzəriyyəsi*) işləmişdir. Onlar yastı stasionar asılı gətirməli axın üçün tənliklər sistemi almışlar. Bu nəzəriyyə əsasında sübut olunur ki, axında gətirmələrin miqdarı artdıqca, sürət pulsasiyaları zəifləyir.

F.İ.Frankl (Франкль, 1953) *asilü gətirməli turbulent axın nəzəriyyəsini* təklif etmişdir. Onun tərtib etdiyi differensial tənliklər sisteminə kəsilməzlik, hərəkət miqdarı və pulsasion hərəkətin enerji tənlikləri daxildir. Bu tənliklərdə turbulent gərginlik komponentləri, həmçinin bərk hissəciklərin axının sürət sahəsinə təsiri nəzərə alınmır. Buna görə də, bu nəzəri model diffuzion nəzəriyyəyə yaxın nəticələr verir. Asılı gətirmələrin digər hərəkət nəzəriyyələri haqqında B.A.Fidman (Фидман, 1991) ətraflı məlumatlı məlumat verir.

## 7.5. Məcəra prosesləri nəzəriyyəsi

Hərəkətdə olan suyun təsiri nəticəsində çayın məcrası və su-basarının morfoloji quruluşunun dəyişmələri *məcəra prosesi* adlanır.

*Məcəra prosesləri nəzəriyyəsinin* baniləri (V.M.Loxtin, N.Ş.Lelyavski, L.Farq) bu nəzəriyyəni morfoloji nöqteyi-nəzərdən inkişaf etdirmişlər. Onlar əsas diqqəti məcəra prosesinin xarici, keyfiyyət məsələlərinə yönəlmiş və bu prosesi kəmiyyətə qiymətləndirmək üçün azsaylı empirik asılılıqlarla kifayətlənmişlər.

Lakin təcrübə göstərdi ki, məcəra prosesləri ilə əlaqədar problemləri hidrodinamiki qanunauyğunluqları nəzərə almadan həll etmək mümkün deyildir. Buna görə də hidrodinamiki istiqamətdə çoxsaylı tədqiqatlar yerinə yetirilməyə başlandı. Əvvəlcə bu istiqamət çox perspektivli hesab olunurdu, belə ki, çay məcrasında təsir göstərən əsas qüvvələr məhz hidrodinamiki qüvvələrdir. Hidrodinamiki istiqamətdə yerinə yetirilən tədqiqatlar məcəra prosesləri haqqında nəzəri bilikləri əhəmiyyətli dərəcədə artırdı: maye axını anlayış ikifazlı axın, yəni asılı vəziyyətdə olan bərk hissəcikləri nəql edən axın anlayışı ilə əvəzləndi; çay gətirmələrinin öyrənilməsi sürətləndi (Грищанин, 1972; Мирцхулава, 1967; Барышников, 1984).

Məcəra prosesinin öyrənilməsində əsas diqqətin hidromexaniki məsələlərə yönəlməsi riyazi baxımdan rahat, lakin reallıqdan uzaq sxemlərin işlənməsi ilə nəticələnirdi. Bu yanaşmada ən kəsiyi parabola formasında olan məcralara baxılırdı; plannda məcəra düzxətli və sinusoid şəklində qəbul olunurdu; dərinlik boyu sürətin paylanması nəzərə almaq üçün müxtəlif analitik ifadələr seçilirdi; axının döngələrdə hərəkəti bütöv canlı en kəsiyi əhatə edən eninə sirkulyasiya burulğanı ilə əlaqələndirilirdi. Beləliklə, hidrodinamiki istiqamətdə təbii məcəra prosesinin xüsusiyyətləri aşkarlanmırdı.

Hidrodinamiki hesablamaların nəticələrini real şəraitə

uyğunlaşdırmaq məqsədi ilə morfoimetrik asılılıqlar axtarılmağa başlandı. Məsələn, empirik müşahidə məlumatları əsasında təbii məcraların dərinliyi və eni, və ya onların hər biri ilə su sərfələri arasında əlaqələr müəyyən olunurdu.

Məcəra prosesinin vahid nəzəriyyəsinin yaradılmasında M.A.Velikanovun (Великанов, 1958) böyük rolu olmuşdur. Onun işlərində baxılan problemin həm hidrodinamiki, həm morfoloji, həm də hidroloji aspektləri öz əksini tapır. O, ilk dəfə olaraq məcəra prosesi nəzəriyyəsinin üç əsas prinsipini (postulatını) təklif etmişdir:

- Axın və məcranın qarşılıqlı təsiri prinsipi;
- enerji dissipasiyasının minimumu prinsipi;
- komplekslərin məhdudluğu prinsipi.

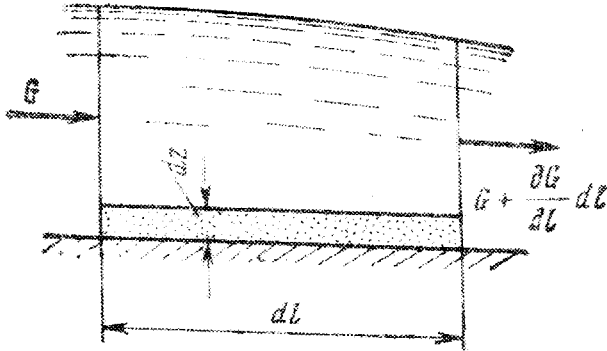
Lakin Velikanovun bu prinsipləri çox ümumi xarakterli olduğundan, konstruktiv hesab edilmir.

Məcəra prosesi haqqında toplanmış elmi təsəvvürlərin məntiqi inkişafı kimi *məcəra prosesinin hidromorfoloji nəzəriyyəsi* yarandı (Кондратьев и др., 1982). Bu nəzəriyyənin müəllifləri əsas diqqəti təbii prosesin xüsusiyyətlərinə yönəltmişlər. Belə yanaşma göstərmişdir ki, məcra təsir göstərən hidrodinamiki qüvvələrin işi çayların hidroloji rejimi ilə tənzimlənir. Axının strukturu və onun gördüyü işin nəticəsi, axının təsir göstərdiyi mühitin geomorfoloji xassələrindən asılı olaraq bu və ya digər şəkildə təzahür edir. Geomorfoloji, hidroloji və hidrodinamiki metodların birgə tətbiqi tədqiqatların əsas prinsipini təşkil edir. Bu nəzəriyyənin əsas postulatları aşağıdakılardır:

- məcəra deformasiyalarının gətirmələrin nəqli ilə əlaqəsi;
- məcəra deformasiyalarında asılı və dib gətirmələrinin rolu;
- məcəra prosesinin öz-özünü tənzimləməsi;
- dönan (dövri) və dönməyən (biristiqamətli) (необратиме) məcəra deformasiyaları;
- məcəra prosesinin diskretliyi;

Hidromorfolji nəzəriyyə əsasında məcəra proseslərinin təsnifatı yerinə yetirilmişdir (Кондратьев и др, 1982).

Gətirmələrin yığılması və yuyulması nəticəsində məcra və onun morfoloji elementlərinin məkanda yerini və ölçülərini dəyişməsi *məcra deformasiyaları* adlanır. Məcra deformasiyasının əsas səbəbi baxılan çay hissəsində gətirmələr balansının pozulmasıdır. Uzunluğu  $dl$  olan çay hissəsi (şəkil 7.1) üçün gətirmələrin balans tənliyini tərtib edək.



Şəkil 7.1. Məcra deformasiyasının diferensial tənliyinin çıxarılışının sxemi

Yuxarı canlı en kəsikdən keçən ümumi gətirmələr sərfini (yəni asılı və yuvarlanan gətirmələr sərfələrinin cəmi)  $G(kq/s)$  ilə işarə edək. Onda, aşağı canlı en kəsikdə gətirmələr sərfi  $G + \frac{\partial G}{\partial l} dl$  olar.

Müəyyən  $dt$  zaman intervalında yuxarı canlı kəsikdən daxil olan və aşağı canlı kəsikdən çıxan gətirmələr sərfələrinin fərqi belə yazıla bilər (Железняков, 1989):

$$Gdt - \left( G + \frac{\partial G}{\partial l} dl \right) dt = - \frac{\partial G}{\partial l} dl dt. \quad (7.15)$$

Gətirmələrin bu miqdarı  $dt$  zaman intervalı ərzində  $dl$  çay hissəsində yığılan və ya yuyulan gətirmələrin miqdarına ( $dW_g$ ) bərabər olmalıdır:

$$\rho_g dW_g = \rho_g B \frac{\partial z}{\partial t} dt dl, \quad (7.16)$$

Burada  $\rho_g$ -gətirmələrin sıxlığı,  $kq/m^3$ ;  $B$ -axının eni,  $m$ ;  $z$ -

dibin yüksəkliyi,  $m$ .

Yuxarıdakı iki tənliyin sağ tərəfləri bir-birinə bərabərdir:

$$-\frac{\partial G}{\partial l} dl dt = \rho_g B \frac{\partial z}{\partial t} dt dl \quad (7.17)$$

buradan

$$\frac{\partial G}{\partial l} + \rho_g B \frac{\partial z}{\partial t} = 0 \quad (7.18)$$

və ya

$$\frac{\partial G}{\partial l} + \rho_g \frac{\partial \omega}{\partial t} = 0. \quad (7.19)$$

Burada  $\omega$ -axının canlı en kəşik sahəsidir.

Axırınıcı tənlik məcrə prosesi nəzəriyyəsinin əsas tənliyidir və məcrə deformasiyası tənliyi adlanır.

### Ədəbiyyat

1. Алтай Н.Н. Об уравнении гидрометрических вертушек и анемометров// Ученые записки Башкирской гос. ун-т., 1968, вып 31, с. 463-472.
2. Баренблатт Г.И. О движении взвешенных частиц в турбулентном потоке.-Прикладная математика и механика, 1956, т.17, №3.
3. Барышников Н.Б. Морфология, гидрология и гидравлика пойм. Л., 1984.-280 с.
4. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока труды ОГМИ, вып. 4, 1949.
5. Великанов М.А. Гидромеханический анализ поверхностного стока. Геофизика, №1-2, 1931.
6. Великанов М.А. Перенос взвешенных наносов турбулентным потоком.-Изв. АН СССР. Отд. тех. наук, 1944, №3.
7. Великанов М.А. Руслевой процесс. М., 1958.-104 с.
8. Виссмен У., Харбаф Т.И., Кнэпп Д.У. Введение в гидрологию. Л.: Гидрометеоздат, 1979.- 470 с.
9. Грани гидрологии / Под ред. Джона К.Родда. Л.; Гидрометеоздат, 1980.-448 с.
10. Грищанин К.В. Теория руслового процесса. М., 1972.- 216 с.

11. Долгов Н.Е. Основные положения теории стока ливневых вод. Гидрологический вестник, 1916.
12. Железняков Г.В. Гидравлическое обоснование методов речной гидрометрии. М., Изд. АН СССР, 1950.-164 с.
13. Железняков Г.В. Теоретические основы гидрометрии. Л., Гидрометеиздат, 1968.-292 с.
14. Железняков Г.В. Теория гидрометрии. Л., Гидрометеиздат, 1976.-343 с.
15. Зброжек Ф.Г. Сток атмосферных осадков. Журн. Министерства путей сообщения, 1901.
16. Караушев А.В. Теория и методы расчета речных наносов. Л.: Гидрометеиздат, 1977.-272 с.
17. Колмогоров А.Н. Локольная структура турбулентности в несжимаемой жидкости при очень больших числах Рейнольдса.- ДАН СССР, 1941, т.30, N4.
18. Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Снисченко Б.Ф. Основы педроморфологической теории руслового процесса. Л., 1982.-272 с.
19. Маккавеев Н.И., Чалов Р.С. Русловые процессы. М., Изд. МГУ, 1986.-264 с.
20. Маккавеев В.М. К теории турбулентного режима взвешивания наносов.-Изв. ГГИ, 1931., N32.
21. Мирцхулава Ц.Е. Размыв русел и методика оценки их устойчивости. М., 1967.
22. Раткович Д.Я. Исследование откоса гидрометрических приборов в открытом потоке // Труды Гидропроекта. 1960, сб. 4., с. 183-252.
23. Сабинин Г.Х. Зависимость показаний анемометров от структуры потока // Журнал геофизики, 1937, т.7, вып. 2-3, с. 164-176.
24. Соколовский Д.Л. Речной сток.-Л.: Гидрометеиздат, 1968.-539 с.
25. Фидман Б.А. Турбулентность водных потоков. Л.: Гидрометеиздат, 1991.-230 с.
26. Франкль Ф.И. К теории движения взвешенных наносов.- ДАН СССР, 1953, т.92, N2.
27. Чалов Р.С. Географические исследования русловых процессов. М., 1979.-232 с

28. Яглом А.М. Об учете инерции метеорологических приборов при измерениях в турбулентной атмосфере // Тр. геофиз. ин-та, 1954, N24 (151), 112 с.
29. Green W.H. and Ampt G. 1911. Studies of soil physics. 1. The flow of air and water through soils. J. Agr. Sci., 4, 1-24.
30. Horton R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. EOS Trans A.G.U., 14, 446-460.
31. Klute F. 1952. A numerical method for solving the flow equation for water in unsaturated materials. Soil Sci., 73, 105-116.
32. Kostiakov A.N. 1932. On the dynamics of the coefficient of water percolation in soils and the necessity for studying it from a dynamic point of view for purposes of amelioration. Trans. 6<sup>th</sup> Commn. int. Soil Sci. Soc., Russian Part A, 17-21.
33. Philipe J.R. 1966. Absorption and infiltration two and three-dimensional systems. Proc. Unesco/Netherlands Govt. Sump. Water in the Unsaturated zone. Wageningen, Vol.1, 503-525.
34. Philipe J.R., 1957. The Theory of infiltration. 4. Sorptivity and algebraic infiltration equation. Soil Sci., 84, 257-264.
35. Philipe J.R., 1969. Theory of infiltration. Adv. Hydrosci., 5, 215-226.
36. Richards L.A., 1931. Capillary conduction through porous mediums. Physics, 1, 318-333.
37. Smith R.E. and Woolhiser D.A. 1971. Mathematical simulation of infiltrating watersheds. Hydrology Paper № 47, Colorado State University, Fort Collins.
38. Talsma T. 1969. In situ measurement of sorptivity. Aust. J. Soil Res., 7, 277-284.
39. Talsma T. 1970. Some aspects of three dimensional infiltration. Aust. J. Soil Res., 8, 179-184.

## Terminlər göstəricisi

- ağırliq qüvvəsi* 119, 120, 137  
*ağırliq qüvvəsinin işi* 127  
*axarlılıq əmsalı* 166  
*axım əmsalı* 160  
*axım əmsalının zonal qiymətləri* 161  
*axım sıralarının stasionarlığı* 154  
*axımın çoxillik tərəddüdləri* 153  
*axımın genetik düsturu* 188  
*axımın transformasiyası* 178  
*axın boyu basqı itkiləri* 114  
*axın dibinin meyilliyi* 139  
*axının hidravliki rejim elementləri* 123  
*axımın işi* 118  
*axımın kinetik enerji əmsalı* 130  
*axımın meyilliyi* 112  
*analitik paylanma funksiyaları* 70  
*Arximed qanunu* 106  
*Arximed qüvvəsi* 106  
*asılı gətirməli turbulent axın nəzəriyyəsi* 193  
*asılı gətirmələr hərəkətinin qravitasion nəzəriyyəsi* 193  
*asimetriya əmsalı* 62  
*avtokorrelyasiya əmsalı* 158  
*azonal geoloji-hidroloji transformasiya* 179  
*azonal rejim* 183  
*azsulu dövr* 156  
*azsulu və çoxsulu dövrlərin növbələnməsi* 156  
*Barenblatt-Kolmoqorov nəzəriyyəsi* 193  
*baş çoxluq* 44  
*başlanğıc momentlər* 58  
*basqı itkisi* 132, 139  
*basqılı müntəzəm hərəkətin tənliyi* 139  
*Bernulli tənliyi* 125, 128  
*biogen maddələr* 15  
*bircins hidroloji rayon* 182  
*birinci növ xəta* 80  
*birtərəfli əhəmiyyətlik səviyyəsi* 80  
*böhran oblast* 79  
*buxarlanma qabiliyyəti* 160  
*canlı kəsik* 110  
*canlı kəsiyin forma parametri* 187  
*çay gətirmələri* 174  
*çay hissəsinin su balansı* 159  
*çay sularının kimyəvi tərkibi* 168  
*çay sularının mineralaşması* 170  
*cərəyan xətti* 109  
*cismın üzücülüüyü* 106  
*coğrafi mühitin bütövlüyü və bölünməzliyi qanunauyğunluğu* 148  
*coğrafi qanunauyğunluq* 148  
*coğrafi qurşaq* 159  
*coğrafi zonallıq qanunauyğunluğu* 150  
*coşğun axın* 117  
*cüt korrelyasiya əmsalı* 87  
*çoxhədli xətti korrelyasiya* 90  
*çoxhədli xətti reqressiya tənliyinin standart xətası* 93  
*çoxsulu dövr* 156  
*çöl tədqiqat metodları* 27  
*Darsi qanunu* 189  
*diferensial formada hidrostatikanın əsas tənliyi* 103  
*diferensial paylanma funksiyalar* 52  
*dinamiki tənlik* 145



- diskret təsadüfi kəmiyyət 48  
 dispersiya 59  
 düz sıxlıq stratifikasiyası 42  
 effektiv prediktor 93, 94  
 ehtimal nəzəriyyəsinin limit teoremləri 45  
 ehtimalın sıxlıq funksiyası 51  
 ehtimallar daması 67  
 ekspedision metodlar 27  
 eksperimental tədqiqat metodları 28  
 eksperimental-nəzəri metod 100  
 eksres 64  
 elementar sərif 110  
 elementar şırnaq 109, 110  
 empirik asılılıqlar 30  
 empirik təminat 65  
 empirik təminat əyrisi 64  
 energetik interpretasiya 132  
 enerji itkisi 133  
 etibarlılıq intervalı 80  
 etibarlılıq oblastı 134  
 Eylər tənlikləri 134  
 ədədi orta 53  
 əhəmiyyətlik səviyyəsi 80  
 ən kiçik kvadratlar metodu 86  
 əsas ionlar 15  
 faktiki buxarlanma 160  
 Fişer meyarı 79  
 Fişer statistikasını 79  
 Frud ədədi 117  
 funksional asılılıq 83  
 funksional əlaqələr 83  
 funksional yanaşma 180  
 genetik metodlar 29, 30  
 genetik yanaşma 180  
 gətirmələrin hərəkət nəzəriyyələri 192  
 gətirmələr hərəkətinin diffuzion nəzəriyyəsi 192  
 göl sularının kimyəvi tərkibi 171  
 həcmi (kütlə) qüvvələr 102, 119  
 həcmi (kütlə) qüvvələrin tam diferensialı 103  
 həll olmuş qazlar 15  
 həndəsi interpretasiya 130  
 hərəkət miqdarının saxlanma qanunu 37  
 hərəkət tənliyi 145  
 hərəkət trayektoriyası 108  
 hidravliki meyillik 132, 139  
 hidravliki müqavimət 113, 114  
 hidravliki radius 112, 139  
 hidravliki sürtünmə əmsalı 140  
 hidrodinamika 108  
 hidrodinamiki təzyiqlər qüvvələrinin işi 127  
 hidrokimyəvi fəsiya 169  
 hidrokimyəvi fəsiya zonaları 168  
 hidrologiya 8, 9  
 hidroloji hesablamaların dəqiqliyi 96  
 hidroloji nəzəriyyə 20  
 hidroloji rayonlaşdırma 181  
 hidrometriya 185  
 hidrostatik təzyiqlər 100  
 hidrostatik təzyiqlərin əsas tənliyi 104  
 hidrostatik təzyiqlərin tam diferensialı 103  
 hipotezin qəbul olunduğu oblast 79  
 hövzə (hidroqrafik) prinsipi 181  
 xarici təzyiqlər qüvvələrinin işi 127  
 xətti korrelyasiya metodu 90  
 xətti reqressiya tənliyi 88  
 xüsusi korrelyasiya əmsalı 94  
 xüsusi enerji itkisi 128

*xüsusi kinetik enerji* 132  
*xüsusi mövqe enerjisi* 132  
*xüsusi potensial eneji* 132  
*xüsusi təzyiq enerjisi* 132  
*ideal maye* 108  
*ideal mayenin elementar şırnağı* 125  
*ikinci növ xəta* 81  
*ikitarəfli əhəmiyyətlik səviyyəsi* 80  
*infiltrasiya* 189  
*infiltrasiya nəzəriyyəsi* 190  
*istilik balansı tənliyi* 40  
*istilik enerjisinin saxlanma qanunu* 36  
*izafi hidrostatik təzyiq* 104  
*kələ-kötürlük əmsalı* 140  
*kəsilməz binomial paylanma* 76  
*kəsilməz təsadüfi kəmiyyətlər* 48  
*kəsilməzlik tənliyi* 145  
*kinematik dalğa* 144  
*kinematik özlülük əmsalı* 14, 135  
*kinetik enerjinin dəyişməsi teoremi* 125, 127  
*Koriolis əmsalı* 130  
*Koriolis qüvvəsi* 119, 120  
*Kritski-Menkel əyrisi* 77  
*qaldırıcı qüvvə* 106  
*qanun* 21, 20  
*qanunauyğunluq* 25  
*qara qutu* 31  
*qərarlaşan hərəkət* 114  
*qərarlaşmayan axının hərəkət tənliyi* 144  
*qeyri-effektiv prediktor* 93  
*qeyri-müntəzəm axının hərəkət tənliyi* 141  
*qeyri-müntəzəm hərəkət* 114  
*qrunt sularının paylanması* 172  
*quraqlıq indeksi* 151, 160  
*laminar rejim* 115  
*leysan axımı nəzəriyyəsi* 188  
*leysan axımının hidromexaniki nəzəriyyələri* 187  
*maddənin (kütlənin) saxlanma qanunu* 35  
*Makkaveyev-Karauşev nəzəriyyəsi* 192  
*Manning düsturu* 140  
*maye sərfi* 112  
*mediana* 56  
*mexaniki enerjinin saxlanma qanunu* 36  
*mexaniki interpretasiya* 133  
*məcrə deformasiyaları* 196  
*məcrə deformasiyası tənliyi* 197  
*məcrə eroziyası* 174  
*məcrə prosesi* 194  
*məcrə prosesinin hidromorfoloji nəzəriyyəsi* 195  
*məcrə prosesləri nəzəriyyəsi* 194  
*mənfi asimmetriyalı paylanma* 63  
*mərkəzdənqaçma qüvvəsi* 119, 120  
*mərkəzi limit teoremi* 46  
*mərkəzi momentlər* 58  
*mikroelementlər* 15  
*moda* 57  
*model* 21  
*modul əmsalı* 66  
*molekulyar özlülük* 14  
*müntəzəm hərəkət* 114, 136  
*müntəzəm hərəkətin əsas tənliyi* 140  
*müsbət asimmetriyalı sıra* 62  
*neytral dayanıqlıq* 42  
*nəzəri hidromexanika* 100  
*nəzəriyyə*  
*nisbi orta kvadratik xətası* 98

*norma* 54  
*normal paylanma* 70  
*normallaşdırılmış təsadüfi kəmiyyəti* 71  
*orta kvadratik meyletmə* 59  
*orta sürət* 111, 112  
*Paskal qanunu* 105  
*paylanma funksiyası* 50  
*paylanma qanunları* 49  
*Pirsonun III tip ayriləri* 73  
*Pirsonun III tip loqarifmik ayrisi* 75  
*Pito borucuğu* 131  
*polizonal rejim* 163  
*potensial basqı* 132  
*potensial enerji*  
*prediktant* 83  
*prediktorlar* 83  
*pulsasiya* 109  
*pyezometrik meyillik* 131, 139, 142  
*pyezometrik xətt* 131  
*real (özlü) maye* 108  
*reqressiya əmsalı* 87, 91  
*reqressiya əmsalının standart xətası* 93  
*reqressiya tənliyi* 87  
*reqressiya xətti* 84  
*Reynolds ədədi* 115  
*riyazi gözləmə* 54  
*riyazi statistika* 44  
*sadə Markov zənciri* 158  
*sakit axın* 117  
*şaqli sıxlıq konveksiyası* 42  
*seçmə* 44  
*Sen-Venanın tənliklər sistemi* 145  
*sərbəst səthin meyilliyi* 113, 142  
*sərbəst su səthinin relyefi* 185  
*səthi eroziya* 174  
*səthi gərilmə qüvvəsi* 14  
*səthi qüvvələr* 119  
*Şezi düsturu* 140  
*Şezi əmsalı* 140  
*sıfırıncı hipotez* 80, 81  
*sistematik xətlər* 96  
*spesipik qanun* 25  
*stasionar metodlar* 27  
*statik dayanıqlıq* 107  
*statistik hipotez* 78  
*statistik metodlar* 28, 29, 45  
*stoxastik asılılıq* 84  
*stoxastik əlaqələr* 83  
*Styudent paylanması* 81  
*su axınının gücü* 118  
*su balansı tənliyi* 38, 145  
*su balansının strukturu* 160  
*su kütləsinin potensial enerjisi* 118  
*su kütləsinin şaquli dayanıqlığı* 42  
*su mübadiləsi əmsalı* 166  
*su sərfi* 117  
*su tutumu mərkəzi* 106  
*su tutumu qüvvəsi* 106  
*sürətlər epyurası* 112  
*sürtünmə meyilliyi* 142  
*sürtünmə qüvvəsi* 119, 138  
*suyun elektrik keçiriciliyi* 14  
*suyun istilik keçiriciliyi* 13  
*suyun kinetik enerjisi* 117  
*suyun mineralaşması* 172  
*suyun mübadilə müddəti* 166  
*suyun qararlaşmayan hərəkəti* 145  
*suyun xüsusi istilik tutumu* 12  
*təbiət qanunu* 24, 25  
*təbii qanuna uyğunluq* 24, 25  
*təbii zona* 159  
*tədricən dəyişən hərəkət* 128  
*təkrarlanma* 68  
*təminat* 68

- təminat funksiyası* 51  
*tərsinə sıxlıq stratifikasiyası* 42  
*təsadüfi kəmiyyət* 47  
*təsadüfi kəmiyyətlərin ədədi xarakteristika alan* 53  
*təsadüfi xətlər* 96  
*texniki hidromexanika* 100  
*təzyiq qüvvələri* 119, 137  
*təzyiqin uzununa qradienti* 121  
*tipoloji yananma* 180  
*toxunma gərginliyi* 120  
*toxunma qüvvələri* 119  
*transpirasiya* 162  
*tranzit axım çayları* 179  
*turbulent diffuziya tənliyi* 192  
*turbulent rejim* 115  
*turbulentlik nəzəriyyəsi* 185  
*üçparametrlı qamma paylanma* 76  
*ümumi korrelyasiya əmsalı* 93  
*üzmə müstəvisi* 107  
*üzmə oxu* 107  
*üzvi maddələr* 15  
*variasiya əmsalı* 59, 60  
*vaterxətt* 107  
*yamac axımının hidromexaniki nəzəriyyəsi* 188  
*yarımempirik düsturlar* 185  
*yaş (islanmış) perimetr* 112  
*yerli basqı iukiləri* 114  
*yerli sürət* 110, 111  
*yüksəklik qurşaqlığı* 159  
*zonal (coğrafi) prinsip* 181  
*zonal rejim* 162  
*zonal-landscaft transformasiya* 178

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>1. Введение</b> .....	6
1.1. Гидрология и ее место в системе наук .....	8
1.2. Строение воды и ее физические свойства.....	10
1.3. Химические свойства воды .....	15
<i>Литература</i> .....	18
<b>2. Методология в гидрологии</b> .....	20
2.1. Теория в гидрологии .....	20
2.2. Законы и закономерности .....	24
2.3. Методы гидрологических исследований .....	27
2.3.1. Общие методы .....	27
2.3.2. Методы исследований речного стока .....	29
<i>Литература</i> .....	33
<b>3. Физические основы гидрологических процессов</b> .....	35
3.1. Фундаментальные законы физики и их использование при изучении водных объектов .....	35
3.2. Водный баланс .....	38
3.3. Баланс содержащихся в воде веществ .....	39
3.4. Тепловой баланс .....	40
3.5. Вертикальная устойчивость вод .....	41
<i>Литература</i> .....	43
<b>4. Теория вероятностей и математическая статистика</b> .....	44
4.1. Общие сведения .....	44
4.1.1. Цели и задачи применения теории вероятностей и математической статистики .....	44
4.1.2. Случайные величины .....	47
4.1.3. Общая характеристика аналитических функций распределения .....	49
4.1.4. Числовые характеристики случайных величин и их свойства .....	53
4.2. Аналитические функции распределения .....	64
4.2.1. Эмпирические кривые обеспеченностей .....	64
4.2.2. Аналитические функции распределения, используемые в гидрологии .....	69

4.3. Статистические гипотезы и критерии .....	78
4.4. Статистические зависимости и линейная корреляция ...	82
4.4.1. Функциональные и стохастические зависимости .....	82
4.4.2. Метод наименьших квадратов .....	85
4.4.3. Уравнение линейной регрессии для двух переменных ..	87
4.4.4. Множественная линейная корреляция .....	90
4.5. Оценка точности гидрологических расчетов .....	96
<i>Литература</i> .....	98
<b>5. Основные уравнения гидромеханики .....</b>	<b>100</b>
5.1. Уравнения гидростатики .....	100
5.1.1. Дифференциальные уравнения равновесия жидкости ...	101
5.1.2. Основное уравнение гидростатики .....	103
5.1.3. Равновесие плавающих тел .....	105
5.2. Основные закономерности движения жидкости .....	108
5.2.1. Общие понятия .....	108
5.2.2. Виды движения воды .....	114
5.2.3. Расход воды, энергия, работа и мощность водных по- токов .....	117
5.2.4. Силы, действующие в водных объектах .....	118
5.3. Основные уравнения гидродинамики .....	122
5.3.1. Основные характеристики режима движения потока ...	122
5.3.2. Уравнение неразрывности потока .....	124
5.3.3. Уравнение Бернулли .....	124
5.3.4. Интерпретация уравнения Бернулли .....	130
5.3.5. Дифференциальные уравнения движения идеальной жидкости .....	133
5.3.6. Дифференциальные уравнения движения реальной жидкости .....	135
5.3.7. Уравнение равномерного движения потока .....	136
5.3.8. Уравнение неравномерного движения потока .....	141
5.3.9. Уравнение неустановившегося движения потока .....	144
<i>Литература</i> .....	146
<b>6. Основные закономерности физической географии и их применение в гидрологии .....</b>	<b>148</b>
6.1. Основные закономерности физической географии .....	148
6.1.1. Целостность и неразрывность географической среды....	148

6.1.2. Географическая зональность .....	149
6.2. Применение закономерностей физической географии в гидрологии .....	152
6.2.1. Закономерности многолетних колебаний речного стока .....	152
6.2.2. Чередование маловодных и многоводных периодов .....	156
6.2.3. Зональность структуры водного баланса водосборов.....	159
6.2.4. Азональность структуры водного баланса и водооб- мена озёр и водохранилищ .....	162
6.2.5. Зональность химического состава речных вод.....	167
6.2.6. Зональность химического состава озёрных вод .....	171
6.2.7. Зональность грунтовых вод и их химического состава ..	172
6.2.8. Интенсивность эрозии почв в природных зонах и сток наносов .....	174
6.2.9. Природная и антропогенная трансформация речного стока .....	178
6.2.10. Принципы гидрологического районирования .....	180
<i>Литература</i> .....	182
<b>7. Гидрологические теории</b> .....	185
7.1. Теоретические основы гидрометрии .....	185
7.2. Гидромеханические теории максимального стока .....	187
7.3. Теория инфильтрации .....	189
7.4. Теории движения взвешенных наносов .....	192
7.5. Теория русловых процессов .....	194
<i>Литература</i> .....	197

# CONTENT

<b>1. Introduction</b> .....	6
1.1 Hydrology and its place in the science .....	8
1.2 Water structure and its physical features.....	10
1.3 Chemical features of water.....	15
Literature .....	18
<b>2. Methodology in Hydrology</b> .....	20
2.1 Theory in Hydrology .....	20
2.2 Laws and regularities .....	24
2.3 Research methods of Hydrology .....	27
2.3.1 General methods.....	27
2.3.2 Research methods of river flow .....	29
Literature .....	33
<b>3. Physical basis of hydrological processes</b> .....	35
3.1 Fundamental laws of Physics and their application in the investigation of water bodies .....	35
3.2 Water balance.....	38
3.3 Balance of substances existing in water .....	39
3.4 Heat balance .....	40
3.5 The vertical stability of the water masses .....	41
Literature .....	43
<b>4. The Theory of Probabilities</b> .....	44
4.1 General information .....	44
4.1.1 The Theory of Probabilities and mathematical statistics and aims and objectives of its application .....	44
4.1.2 Random variables.....	47
4.1.3 General features of Analitical Distribution Functions .....	49
4.1.4 Numerical characteristics of random variables .....	53
4.2 Analitical Distribution Functions .....	64
4.2.1 Empirical cumulative distribution functions .....	64
4.2.2 Analitical Distribution Functions used in Hydrology .....	69
4.3 Statistical Hypothesis and Tests.....	78
4.4 Statistical dependence and linear correlation .....	82



4.4.1	Functional and stochastic dependence .....	82
4.4.2	Least square methods .....	85
4.4.3	The equation of a linear regression for two variables .....	87
4.4.4	Multiple linear correlation.....	90
4.5	Assessment of the accuracy of Hydrological calculations .....	96
	Literature .....	98
<b>5.</b>	<b>Basic equations of hydromechanics .....</b>	<b>100</b>
5.1	Equations of hydrostatics .....	100
5.1.1	Differential equations of fluid equilibrium .....	101
5.1.2	Basic equation of hydrostatics.....	103
5.1.3	Equilibrium of floating bodies .....	105
5.2	Main regularities of the water movement .....	108
5.2.1	General notions .....	108
5.2.2	Types of water movement .....	114
5.2.3	Discharge, Energy, Capacity and Power of water stream .....	117
5.2.4	Forces affecting in water bodies.....	118
5.3	Basic equations of hydrodynamics.....	122
5.3.1	Main characteristics of Flow regimes .....	122
5.3.2	Continuity equation .....	124
5.3.3	Bernoulli equation .....	125
5.3.4	Interpretation of Bernoulli equation .....	130
5.3.5	Differential equation of compressible fluid flow .....	133
5.3.6	Differential equation of incompressible fluid flow .....	135
5.3.7	Equation of Uniform Flow .....	136
5.3.8	Equation of Nonuniform Flow .....	141
5.3.9	Equation of Unsteady Flow.....	144
	Literature .....	146
<b>6.</b>	<b>Main regularities of Physical Geography and their application in hydrology .....</b>	<b>148</b>
6.1	Main regularities of Physical Geography .....	148
6.1.1	Integrity and Continuity of Geographical Environment.....	148
6.1.2	Geographical zonality .....	149
6.2	The Application of Physical -geographical Regularities in Hydrology .....	152
6.2.1	Regularities of Long Term Oscillation of River Runoff .....	152

6.2.2	Alternation of dry and wet periods .....	156
6.2.3	Zonality of water balance structure of river basins .....	159
6.2.4	Azonality of water balance structure and renewal period of the water masses in the lakes and reservoirs .....	162
6.2.5	Zonality of chemical composition of river water .....	167
6.2.6	Zonality of chemical composition of lake water .....	71
6.2.7	Zonality of Underground Waters and Their Chemical Composition .....	172
6.2.8	Intensity of soil erosion and sediment flow in Geo- graphical Zone .....	174
6.2.9	Zonal and Azonal Transformation of River runoff .....	178
6.2.10	Principles of hydrological zoning .....	180
	Literature .....	182
<b>7.</b>	<b>Hydrological theories .....</b>	<b>185</b>
7.1	Theoretical basis of Hydrometry .....	185
7.2	Hydromechanical Theories of River Peak Discharge .....	187
7.3	Theory of Infiltration .....	189
7.4	Movement Theory of Suspended Loads .....	192
7.5	Theory of River bed Deformation .....	194
	Literature .....	197

İmanov F.Ə.

Hidrologiyanın nəzəri əsasları.

Bakı, BDU nəşriyyatı, 2014.-212s.

**Naşir: Ceyhun Əliyev**  
**Bədii redaktor: Afər Fəttahova**  
**Texniki redaktorlar: Ülvi Arif, Asim Səfərov**  
**Dizayner: İradə Əhmədova**  
**Operatorlar: Mələhət Quliyeva, Tərlan Quliyeva**

---

**Yığılmağa verilmişdir: 14.12.2013**  
**Çapa imzalanmışdır: 15.02.2014**  
**Tiraj 300; ş.ç.v. 13,25**  
**«MBM» nəşriyyatının mətbəəsində**  
**çap olunmuşdur**