

Hidrologiya

Mühazirələr toplusu

29.01.2016

dos. M.A.Kərimov

MÜNDƏRİCAT

1. ÜMUMİ MƏLUMAT	2
1.1 Hidrologiya elminin məqsəd və vəzifələri.....	2
1.2 Suyun Yer kürəsində paylanması.....	3
1.3 Suyun əsas fiziki xassələri.....	4
1.4 Axımın ölçü vahidləri.....	7
2. YERALTİ SULAR	10
2.1 Yeraltı suların mənşəyi.....	10
2.2 Yeraltı suların fiziki xassələri.....	12
2.3 Yeraltı suların hərəkəti.....	14
3. ÇAYLAR	15
3.1 Əsas anlayışlar.....	15
3.1.1 Çay və çay sistemləri.....	15
3.1.2 Çayların mənbəyi və mənsəb hissəsi.....	17
3.2 Çaylarda suyun hərəkət mexanizmi.....	18
3.2.1 Suyun hərəkətinin iki rejimi.....	18
3.2.2 Axımın orta sürəti, Şezi düsturu.....	21
3.2.3 Çaylarda sürətin paylanması, İzotaxlar.....	25
3.2.4 Çay yataqlarında daxili axıntılar.....	28
3.3 Su rejiminin üsurləri və onlar üzərində müşahidə üsulları.....	31
3.3.1 Çayların səviyyə rejimi.....	31
3.3.2 Sərf modeli. Sərf ayrılırları.....	32
3.4 Çayların qidalanma və su rejimi.....	34
3.4.1 Çayların qida mənbələri.....	34
3.4.2 Çayların qidalanma mənbələrinə görə təsnifatı.....	35
3.5 Çay axımı, Axım norması və axım xəritələri.....	36
3.6 Çay gətirmələri.....	39
3.6.1 Çayların enerjisi və işi.....	39
3.6.2 Asılı gətirmələr.....	42
3.6.3 Dib gətirmələri.....	44
3.6.4 Sel daşqınları.....	46
4. Göllər	48
4.1 Göllərin təsnifatı.....	48
4.2 Gölün su balansı və səviyyə rejimi.....	50
4.3 Göllərin termik və buz rejimi.....	51
5. BATAQLIQLARIN ƏMƏLƏ GƏLMƏSİ VƏ TƏSNİFATI	53
6. BUZLAQLAR VƏ ONLARIN HİDROLOJİ ROLU	55
7. OKEANOLOGİYA	58
7.1 Dünya okeanı və onun hissələri.....	58
7.2 Okean və dənizlərdə dalğalar.....	58
8. SU OBYEKTlərİNİN ÇİRKƏLƏNMƏSİ VƏ ONLARDAN İSTİFADƏ ... ƏDƏBİYYAT	60 62

1. ÜMUMİ MƏLUMAT

1.1 Hidrologiya elminin məqsəd və vəzifələri

Təbiət sularının hərəkət və paylanma qanunlarını, əhatə olunduğu mühitlə qarşılıqlı əlaqəsini, onun keyfiyyət və kəmiyyət dəyişməsini *hidrologiya* elmi öyrənir.

Hidrologiya sözünün mənası *su haqqında* elm deməkdir.

Hidrologiya su obyektlərini-okeanları, dənizləri, çayları, gölləri, buzlaqları, bataqlıqları və yeraltı suları öyrənir.

Hidrosferdəki sular iki qrupa bölünür: *okean(dəniz) suları və quru suları*. Quru sularına çay, göl, bataqlıq və buzlaqların suları aiddir. Okean və dənizlərdə mövcud olan proseslər çay, göl, buzlaq və bataqlıqlardakından çox fərqləndiyindən ümumi hidrologiya iki hissəyə bölünür: ***okeanologiya və qurunun hidrologiyası***.

Quru sularının hidrologiyası isə öz növbəsində:

- çay hidrologiyasına (patomologiya);
- gölşünaslıq və ya göllərin hidrologiyasına (limnologiya);
- bataqlıqşünaslıq və ya bataqlıqların hidrologiyasına (telmatologiya);
- buzlaqların hidrologiyasına (qlyatsiologiya);
- yeraltı suların hidrologiyasına (hidrogeologiya) bölünür.

Quru sularının öyrənilməsində tətbiq olunan metodlara görə hidrologiya bir neçə hissəyə bölünür:

- ümumi hidrologiya;
- hidrometriya;
- hidroqrafiya;
- mühəndis hidrologiyası;

Ümumi hidrologiya-hidroloji hadisələrin əsas qanunlarını və fiziki mahiyyətini öyrənir.

Hidrometriya-su obyektlərində, suyun hərəkət və vəziyyətini səciyyələndirən kəmiyyətləri təyin edən üsul və vasitələri öyrənən elmdir. Beləliklə, hidrometriya suyun sürətini, səviyyəsini, dərinliyini və s. ölçmə üsullarından bəhs edir.

Hidroqrafiya-müəyyən ərazilərdəki su obyektlərinin təsvirini verir və onların həmin ərazinin fiziki-coğrafi şəraiti ilə qarşılıqlı əlaqəsini və yayılması qanunauyğunluqlarını öyrənir.

Mühəndis hidrologiyası-çayların hidravliki rejimini, su balansını, çay axımının təyini üsullarını, yatağın formalaşma prosesini və s. yəni su təsərrüfatı məsələləri üçün lazım olan hidroloji hesablamalar və proqnoz üsullarını öyrənir.

1.2 Suyun Yer kürəsində paylanması

Su, yerin coğrafi təbəqəsindəki canlıların həyatında böyük əhəmiyyətə malikdir. O təbiətdə baş verən fiziki, kimyəvi və bioloji proseslərin demək olar ki, hamısında iştirak edir.

Yerin inkişafının ilk dövründə, yəni onun səthində temperatur bir neçə min dərəcə azaldığı dövrdə oksigen və hidrogendən ilkin su buxarları əmələ gəlmişdir. Yer qabığının sonrakı inkişaf tarixi bilavasitə su ilə əlaqədar olmuşdur. Ərimiş halda olan minerallar kütləsi tədricən soyuduqda suyun bir hissəsi yüksək təzyiq altında bərkilərək su buxarlarını digər qazlarla birlikdə məhlul şəklində özündə saxlayır.

Yer qabığının sonralar daha da soyuması nəticəsində su buxar halından maye halına keçərək planetin səthində əmələ gəlmiş ilkin çökək sahələrə yığılmışdır. Təqribən 2.5 milyard davam edən dövr ərzində sərbəst halda olan suyun miqdarı sabit qalmışdır. Hal-hazırda baş verən bəzi proseslər nəticəsində su möhkəm birləşmələrə daxil olur və beləliklə bilavasitə su halında ola bilmir. Lakin yer qabığının dərin qatlarında əks prosesə rast gəlinir. Belə ki, yüksək təzyiq və temperatur şəraitində yenidən müəyyən miqdarda su əmələ gəlir.

Yer kürəsində suyun ümumi miqdarı $1.386 \cdot 10^9 \text{ km}^3$ -dir və bu bizim planetin kütləsinin 0.03% -ni təşkil edir. Bunun təqribən 94% -i dünya okeanı, qalan hissəsini isə yeraltı suları təşkil edir.

Yer kürəsindəki okean və dənizlər vahid dünya okeanını əmələ gətirir.

Ümumi sahəsi 510 mln. km^2 olan yer kürəsinin 361 mln. km^2 sahəsini dünya okeanı və 149 mln. km^2 quru təşkil edir. Belə ki, okean və dəniz sularının qurunun sahəsindən 2.4 dəfə çoxdur (cədvəl 1).

Cədvəl 1.

Okeanın və qurunun Yer kürəsində paylanması.

Okeanlar	Sahə, mln.km ²	Materiklər	Sahə, mln.km ²
Sakit	178.7	Avrasiya	54.0
Atlantik	91.7	Afrika	30.1
Hind	76.2	Şimali Amerika	24.2
Şimal Buzlu	14.8	Cənubi Amerika	17.8
		Avstraliya və Okeaniya	8.9
		Antarktida	14.0

Quru və su sahələri Yer kürəsində qeyri-bərabər paylanmışdır. Qurunun çox hissəsi şimal yarımkürəsində, yalnız 19.1% -i isə cənub yarımkürəsindədir.

Yer kürəsinin quru hissəsi axarlı və axarsız sahələrə bölünür: 117 mln. km^2 axarlı, qalan 32 mln. km^2 isə axarsız sahələrdir. Çayların axımı bilavasitə okean və

dənizlərə tökülən quru hissəsinə *axalı sahə* deyilir, okeana axımı olmayan quru hissəsinə isə *axarsız sahə* deyilir.

Yer kürəsinin su ehtiyatı çox böyükdür. Okean və dənizlərdə olan suyun ümumi həcmi dəniz səviyyəsindən hündürdə olan qurunun həcmindən 13 dəfə artıqdır. Əgər bu su bərabər şəkildə yer kürəsinə yayılırsa, onda 2.5 km qalınlığında su layı əmələ gətirər.

Son hesablamalara görə Yer kürəsində mövcud olan buzlaqların həcmi 25-26 mln. km^3 -ə bərabərdir. Bu böyük buz və qar kütləsi əriyərsə, onda okean və dənizlərin səviyyəsi 80 m-dən artıq qalxa bilər. Quru sularının 230 min km^3 –I göllərdə, 1.2 min km^3 isə çaylardadır.

Axım yer səthində qeyri-bərabər paylanmışdır. Belə ki, çayların ümumi axım həcmi 98%-i bilavasitə okean və dənizlərə tökülür, qalan 2% -i axarsız sahələrdə qalır.

Axarsız sahələrdə əmələ gələn 700 km^3 axımını 426 km^3 –i Xəzər, Aral, Balxəş göllərinin paylarına düşür, digər axarsız sahələrdə olan axımı isə 275 km^3 -dir.

1.3 Suyun əsas fiziki xassələri.

Təbiətdə tam təmiz su yoxdur. Hətta yağış suyunun tərkibində müəyyən qədər qarışıqlar vardır. Təmiz kimyəvi su oksigenlə hidrogenin birləşməsidir. Onun kimyəvi tərkibi H_2O -dur və hidrol adlanır. Məhşur fransız kimyaçısı A.A.Lavuazye (XVIII əsr) ilk dəfə müəyyən etmişdir ki, suyun 85%-ni oksigen, 15%-ni isəhidrogen təşkil edir.

İki su molekulasının birləşməsi $(\text{H}_2\text{O})_2$ - dihidrol, üç molekulanın birləşməsi $(\text{H}_2\text{O})_3$ – trihidrol adlanır. Buzda trihidrol molekulları daha çoxdur. Su təbiətdə üç aqreqat halında ola bilər: *maye, qaz və bərk* halda.

Təbiətdə su maye halında daha çox yayılmaqla əsasən okeanlarda, dənizlərdə, çaylarda, göllərdə, bataqlıqlarda və yer altında olur. Su qaz halında atmosferdə, bərk halda isə (buz və qar şəklində) qütb dənizlərinin buzlarında, materik və dağ buzlaqlarında, qar örtüyündə olur.

Su başqa mayelərdən fərqli olaraq, anomal (qeyri-adi) xassələrə malikdir. Bu onun molekullarının quruluş xüsusiyyətlərindən irəli gəlir. XVII əsrdə Q.Qaliley belə bir mülahizə irəli sürmüşdür ki, su donduqda sıxılmaz. Bu mülahizəni R.Boyl təcrübə yolu ilə təsdiq etmişdir. Beləliklə, başqa maddələrdən fərqli olaraq su donduqda sıxılmaz, əksinə genişlənir. Bu zaman onun həcmi 10%-ə qədər artır.

Suyun ikinci anomallığı ondan ibarətdir ki, o, maksimal sıxlığa temperatur 0-4⁰ C dərəcədə malik olur. Suyun sıxlığı temperatur 0⁰ -dən 4⁰ C-yə qalxdıqda

əvvəlcə artır, sonra isə temperatur artdıqca sıxlıq azalmağa başlayır. Bu hadisəni ilk dəfə J.Delyuk XVIII əsrdə müəyyən etmişdir.

Təbiətdə suyun bu anomal xassələrinin böyük əhəmiyyəti vardır. Əgər adi maddələr kimi temperatur azaldıqca suyun sıxlığı artsaydı, onda buz çayın və ya gölün dibinə enər, bu su obyektləri tamamilə donardı. Bu isə çaylarda və sututarlarda olan canlı orqanizmlərin məhv olması ilə nəticələnərdi.

Sıxlıq. Suyun və ya buz kütləsinin (kq) öz həcmələrinə (V) olan nisbətində sıxlıq (ρ) deyilir.

Suyun sıxlığı 4°C –də maksimum olur – 1000kq/m^3 .

Qarın sıxlığı eyni həcmdə götürülmüş qarın çəkisinin suyun çəkisinə olan nisbətində deyilir.

$$\rho = \frac{G}{W}$$

Təzə yağmış qarın sıxlığı 100 kq/m^3 olur. Qar qaldıqca onun sıxlığı artır və $150\text{-}200\text{ kq/m}^3$ –a çatır. Qar əriyərkən sıxlığı $350\text{-}400\text{ kq/m}^3$ -a çatır. Qarda olan su layını təyin etmək üçün onun sıxlığını (ρ_q) qarın qalınlığına (h_q) vurmaq lazımdır.

$$n_s = \rho_q \cdot h_q$$

Qar örtüyünün su saxlamaq qabiliyyəti, məsaməliliyi və istilikkeçirmə qabiliyyəti onun sıxlığı ilə əlaqədardır. Suyun, qarın və buzun fiziki xassələrindən biri də suyun buxarlanmasının, qar və buzun əriməsinin gizli istiliyi.

Suyun buxarlanmasının gizli istiliyi bir qram suyun normal atmosfer təzyiqində temperaturunu dəyişmədən buxar halına keçməsi üçün lazım olan istiliyin miqdarıdır. 0°C -də suyun buxarlanmasının gizli istiliyi 597.2 kal/q , 100°C -də 538.9 kal/q -dır. Buzun və qarın əriməsinin gizli istiliyi, yəni bir qram buz və qarın maye hala keçdikdə udduğu istiliyin miqdarı müxtəlif temperaturalar üçün hesablanmışdır. Məsələn, 0°C -də təmiz buzun əriməsinin gizli istiliyi 79.4 kal/q bərabərdir.

Suyu bir dərəcə qızdırmaq üçün lazım olan istilik miqdarına suyun istilik tutumu və ya xüsusi istilik tutumu deyilir. 00°C -də suyun istilik tutumu 0.487 kal/q dərəcədir. Suyun istilik tutumu temperaturdan asılı olaraq dəyişir. Temperatur 1°C dəyişdikdə bir sm qalınlığında su layının 1 sm^2 sahəsindən 1 saniyədə keçən istilik axınına istilik keçirmə əmsalı deyilir:

$$Q = \lambda \frac{dt}{dy}$$

burada, Q- 1sm^2 sahədən 1saniyədə keçən istilik axını (kal); $\frac{dt}{dy}$ - şaquli temperature qradienti; λ -istilik keçirmə əmsalıdır (0°C -də $\lambda = 0.001358\text{ kal}/(\text{sm}^2 \cdot \text{san} \cdot \text{dərəcə})$).

Qarın istilik keçirmə əmsalı onun sıxlığından asılıdır:

$$\lambda_q = 0.0067 \cdot \rho_q^2$$

Burada, ρ_q - qarın sıxlığıdır.

Ö z l ü l ü k. Suyun hissəciklərinin nisbi hərəkətinə (sürüşməsinə) müqavimət göstərmə xassəsinə suyun özlülüüyü deyilir. Suyun özlülük xassəsi ancaq hərəkət zamanı meydana çıxır.

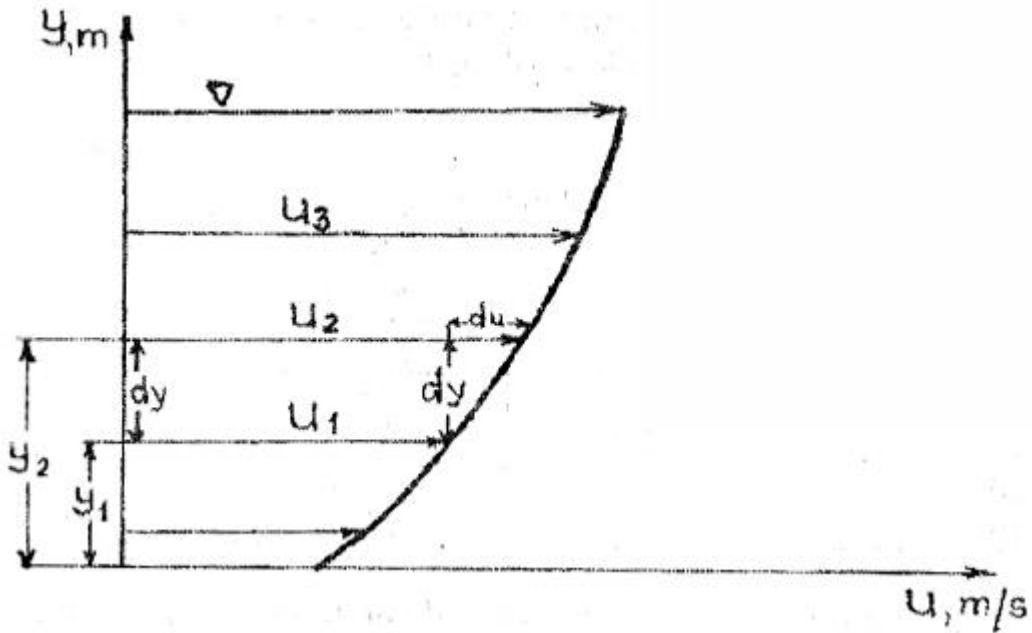
Tutaq ki, çay axınının bir hissəsini ayrı-ayrı qatlara ayırmışıq. İndi ixtiyari qatın nisbi hərəkətinə baxaq. Tutaq ki, birinci qatın sürəti U_1 , ikinci qatın sürəti isə U_2 –dir və qatların çayın dibindən olan məsafəsi Y_1 və Y_2 –dir. Onda iki qatın sürətlər fərqi $dU=U_1-U_2$, aralarındakı məsafə isə $dY=Y_1-Y_2$ olacaqdır və onların nisbəti $\frac{dU}{dY}$ sürət qradiyenti, yəni sürətin Y oxu boyu dəyişməsidir.

İlk dəfə İsaak Nyuton göstərmişdir ki, sürtünmə qüvvəsindən yaranan toxunma gərginliyi sürət qradiyenti ilə düz mütənasibdir:

$$\tau = \pm \mu \frac{dU}{dY}$$

burada, τ - toxunma gərginliyi və ya sürtünmə gərginliyi, kq/m^2 ; μ - mütənasiblik əmsalıdır və onu dinamiki özlülük əmsalı adlandırırlar.

Toxunma gərginliyi τ həmişə müsbət ədəd olmalıdır, mənfi və ya müsbət işarəsi isə $\frac{dU}{dY}$ - dən asılı olaraq götürülməlidir. Dinamiki özlülük əmsalının μ ölçü vahidi $\frac{N \cdot san}{m^2}$ və ya $\frac{kq \cdot san}{m^2}$ – dır. Dinamiki özlülük əmsalı puazla da göstərilir.



Şəkil 1.1 Sürət epyurası

Dinamiki özlülük əmsalı suyun temperaturundan asılıdır və temperature artdıqca azalır. Əksər hallarda aşağıdakı nisbətdən istifadə edilir:

$$\mu = \nu \cdot \rho$$

burada, ρ -suyun sıxlığı, μ -dinamiki özlülük əmsalı, ν -kinematik özlülük əmsalıdır $\frac{sm^2}{san}$. Kinematik özlülük əmsalı həm də stoksla (st) ifadə olunur:

$$1st = 1 \frac{sm^2}{san} = 10^{-4} \frac{m^2}{san}$$

Kinematik özlülük əmsalı da suyun temperaturundan asılı olaraq dəyişir: temperatur azaldıqca kinematik özlülük əmsalı artır. Göstərilən əmsalların müxtəlif temperaturlara uyğun qiymətləri aşağıdakı cədvəldə verilmişdir.

Cədvəl 2.

Suyun sıxlığı və özlülük əmsalları.

$t, ^\circ C$	$\rho, \text{ kq/m}^3$	$\mu, \frac{N \cdot san}{m^2}$	$\nu, \frac{m^2}{san}$
0	999.9	17.92	0.0179
4	1000	15.70	0.0152
20	998	10.04	0.0101
30	995	8.00	0.0080

Kapilyarlıq. Suyun sərbəst səthində, yəni suyun hava ilə sərhəddində molekulaların cazibə qüvvəsi təsirindən səthi gərilmə baş verir. Səthi gərilmə suyun fiziki xassəsi olub, onun temperaturundan asılı olan səthi gərilmə əmsalı σ ilə səciyyələndirilir. Bu əmsal temperatur artdıqca azalır. Suyun səthi gərilməsi çox böyük olur. Məsələn, $20^\circ C$ -də $\sigma=0.0726 \text{ n/m}=0.0074 \text{ kq/m}$

Suyun kiçik diametrli borularda və qruntda səthi gərilmə qüvvəsinin təsiri altında qalxması və enməsi *kapilyarlıq* adlanır. Qruntlarda suyun süzülmə prosesini öyrəndikdə, kapilyar qalxma hündürlüyü müəyyən edilir. Kapilyar qalxmanın hündürlüyü aşağıdakı ifadəyə görə təyin edilir:

$$h = \frac{2\sigma}{r \cdot \gamma}$$

burada, r -kapilyar borunun radiusu; γ -suyun xüsusi çəkisi; k -kapilyarlıq sabitidir.

Suyun qardan torpağa keçmə prosesinə *suvermə* deyilir. Qarın suvermə qabiliyyəti bu prosesin şiddətliyi ilə səciyyələnir. Vahid zamanda qarın verdiyi suyun miqdarına suvermə şiddətliyi deyilir (mm/dəq).

1.4 Axımın ölçü vahidləri

Çay axımının əsas ölçü vahidləri aşağıdakılardır:

1. *Axım həcmi* çayın və ya su axarlarının en kəsiklərindən müəyyən müddət ərzində (saniyədə, saatda, sutkada, bir fəsildə, ildə və ya bir çox illərdə) keçən su və ya gətirmələrin miqdarıdır. Suyun axım miqdarı (W) m^3 və ya km^3 -lə ölçülür. Gətirmələr axımı tonla (t) ifadə olunur. **Saniyəlik axım sərf adlanır.** Deməli,

vahid zamanada çayın canlı en kəsiyindən keçən suyun miqdarına (həcminə) **su sərfi** deyilir və Q ilə işarə olunur. Vahid zamanda çayın canlı en kəsiyindən keçən gətirmələrin miqdarı (çəkisi) gətirmələr sərfi adlanır və R_r ilə işarə olunur.

Su sərfinin ölçü vahidi m^3/s , gətirmələr sərfinin ki, isə kq/s -dir. Gətirmələrin və suda həll olmuş maddələrin birlikdə axım miqdarı sülb axımı, saniyəlik axımı isə sülb sərfi adlanır və kq/s ilə ifadə olunur.

Axımı həcmi (W) təyin etmək üçün su sərfini (Q) zamana (T) vurmaq lazımdır:

$$W = Q \cdot T$$

burada, T - zamandır və $T = k \cdot t$ (k-günlərin sayı, t-bir sutkadakı saniyələrdir-86400san).

Çaylarda və ya su axarlarında su sərfi zamandan asılı olaraq dəyişir. Odur ki, axımı səciyyələndirmək üçün orta sutkalıq, aylıq, illik və çoxillik sərf anlayışlarından istifadə edilir. Orta sutkalıq sərf (Q) sutka ərzində təyin edilmiş sərfərin orta ədədi qiymətidir. Orta aylıq (Q_{ay}) sərfi isə belə hesablamaq olar:

$$\overline{Q_{ay}} = \frac{\sum_{i=1}^m \overline{Q_i}}{m}$$

burada, m-günlərin sayıdır.

Simvollar üzərindəki xətt zamana görə orta qiymətləri göstərir.

Orta illik və çoxillik sərfər müvafiq olaraq aşağıdakı ifadələrlə təyin edilir:

$$\overline{Q_{il}} = \frac{\sum_{i=1}^m \overline{Q_{ay}}}{12} \quad \text{və} \quad \overline{Q} = \frac{\sum_{i=1}^m \overline{Q_{il}}}{n}$$

burada, n-illərin sayıdır.

Axım həcmi hesablanması

Cədvəl 3

Axım həcmi, m^3		
Sutkalıq	Aylıq	İllik
$\overline{Q_{gün}} \cdot 86400$	$\overline{Q_{ay}} \cdot 30 \cdot 86400 = 2592 \cdot 10^3 \cdot \overline{Q_{ay}}$ $\overline{Q_{ay}} \cdot 31 \cdot 86400 = 2678 \cdot 10^3 \cdot \overline{Q_{ay}}$ $\overline{Q_{ay}} \cdot 38 \cdot 86400 = 2419 \cdot 10^3 \cdot \overline{Q_{ay}}$	$\overline{Q_{il}} \cdot 365 \cdot 86400 = 31536 \cdot 10^6 \cdot \overline{Q_{il}}$ $\overline{Q_{il}} \approx 31.5 \cdot 10^6 \cdot \overline{Q_{il}}$

2. *Axım modulu*-vahid zamanda sutoplayıcının (F) vahid sahəsindən axıb gələn suyun miqdarına deyilir. Axım modulunun ölçü vahidi $1/san \cdot km^2$ -dir. Axım modulunun ifadəsi belədir:

$$M = \frac{Q}{F} [m^3/s \cdot km^2] \quad \text{və ya} \quad M = \frac{Q \cdot 10^3}{F} [l/s \cdot km^2]$$

burada, Q-su sərfi, m^3/s ; F-sutoplayıcı sahəsi, km^2 -lə.

3. *Axım layı* müəyyən zaman ərzində sutoplayıcı sahədən toplanıb axan suyun sahədə müntəzəm yayılmasından əmələ gələn su layıdır (mm).

Axım layını tapmaq üçün axım miqdarını sutoplayıcının sahəsinə bölmək lazımdır.

$$Y = \frac{W}{F \cdot 10^3}$$

burada, W-axım həcmi, m³-la, F-sutoplayıcı sahəsi, km²-lə.

İllik axım layı isə belə təyin edilir:

$$Y = \frac{\overline{Q_{il}} \cdot 31.5 \cdot 10^6}{F} = 31.5 M$$

Əgər illik axım layı məlumdursa, onda axım modulunu və illik axım həcmi təyin etmək olar:

$$M = 0.0317 \cdot Y \text{ l/(s} \cdot \text{km}^2) \text{ və } W = Y \cdot F \cdot 10^3 \text{ m}^3$$

4. *Axım norması.* Axımın orta çoxillik qiyməti axım norması adlanır:

$$\overline{W} = \frac{\sum_{i=1}^n \overline{W}_{i,il}}{n}$$

burada, $\overline{W}_{i,il}$ -orta illik axım, n- illərin sayıdır.

Axım normasını müxtəlif kəmiyyətlərlə də (su sərfi, axım modulu, axım layı və s.) ifadə etmək olar:

$$\overline{Q} = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i}{n}; \quad \overline{M} = \frac{\sum_{i=1}^n M_i}{n}; \quad \overline{Y} = \frac{\sum_{i=1}^n Y_i}{n};$$

burada, $\overline{Q}$, $\overline{M}$, $\overline{Y}$ -müvafiq olaraq orta çoxillik sərf, axım modulu, və axım layı axım norması kimi qəbul olunur.

5. *Modul əmsalı.* İllik , fəsilik, sutkalıq və s. axımın onların orta çoxillik qiymətinə olan nisbətinə deyilir:

$$K_W = \frac{W_i}{\overline{W}}; \quad K_Q = \frac{Q_i}{\overline{Q}}; \quad K_Y = \frac{Y_i}{\overline{Y}}$$

6. *Axım əmsalı.* Axım layının (həcmi) sutoplayıcı sahədə düşən və bu axımın əmələ gəlməsinə səbəb olan yağıntı layına (həcmi) olan nisbətinə deyilir.

$$\eta = \frac{Y}{X}; \quad \eta = \frac{W_{ax}}{W_{yağ}}$$

burada, X-yağıntı layı, mm-lə, Y axım layı mm-lə, W_{ax}-axım həcmi, m³-la, W_{yağ}-yağıntıların həcmi, m³-la.

Axım əmsalı su rejiminin öyrənilməsində istifadə olunan kəmiyyətdir və hövzəyə düşən yağıntının hansı hissəsinin çaya axmasını səciyyələndirir. Məlumdur ki, yağıntının bir hissəsi buxarlanmaya, bir hissəsi isə yeraltı suların ehtiyatını artırmağa və s. sərf olunur. Odur ki, axım əmsalı vahiddən kiçik olmalıdır ($\eta < 1$), çünki $Y < X$.

2. YERALTI SULAR

2.1 Yeraltı suların mənşəyi

Yer səthinə düşən yağıntıların torpağa hopan və yerin daha dərin qatlarına süzülən hissələri heç də suyun ümumi dövranından kənarda qalmır. Belə ki, onlar ya buxarlanaraq atmosfərə qaydır, ya bulaqlar şəklində yer səthinə çıxaraq çay, göl, bataqlıq suları ilə qovuşur və ya yeraltı yollarla bilavasitə dənizə tökülür.

Yeraltı sular maye, sülb və buxar halında olur. O, ya sərbəst halda süxurların çatlarında, məsamələrində və torpaqda ağırlıq qüvvəsinin təsiri ilə sirkulyasiya edir və ya molekulyar hərəkət qüvvəsi nəticəsində süxur və torpaq hissəcikləri səthində qalaraq, fiziki cəhətdən onlarla bağlı olur. Su bir sıra mineral birləşmələrin tərkibinə daxil olaraq maddələrin kristallik quruluşunun yaranmasında iştirak edir və beləliklə, onlarla kimyəvi cəhətdən əlaqəli olur. Yerin daxilində olan bütün su növləri bir-birilə sıx əlaqədə olmaqla və müəyyən şəraitdə bir növdən başqasına keçməklə, vahid dinamik müvazinət sistemi saxlayır.

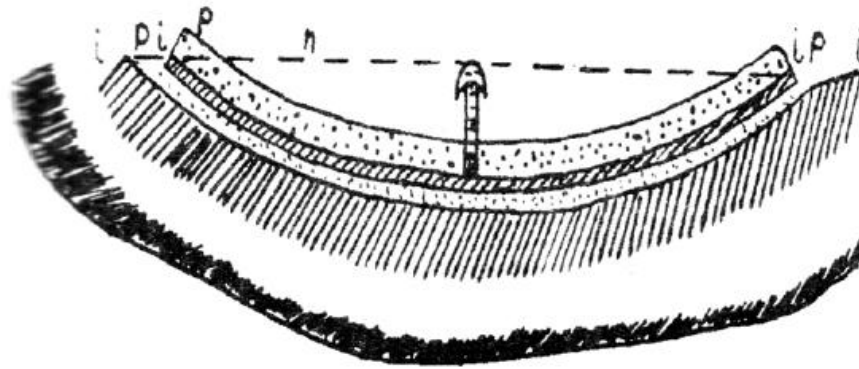
Yer qabığının yuxarı təbəqəsi yeraltı suların yayılma əlamətinə görə iki zonaya ayrılır: *aerasiya zonası* və *su ilə doymuş zona*. Adətən su aerasiya zonasında süxur boşluqlarını və məsamələri bütünlüklə doldurmur, əgər doldursa da bu müvəqqəti xarakter daşımaqla hər yerdə müşahidə edilmir.

Su ilə dolmamış boşluqlar və məsamələrdə su sirkulyasiya edir. Doymuş zonada süxur məsamələri su ilə tamamilə dolur.

Aerasiya zonasında, bilavasitə yerin səth hissəsində torpaq suyu olur. Su torpaq daxilində hər üç halda müşahidə edilməklə bir haldan başqasına keçir. Torpaqda olan suyun çox hissəsi hissəcikləri ilə molekulyar hərəkət qüvvəsilə bağlıdır. Bu heç də suyun hərəkət etməsinə mane olmur. Buna görə də su torpağın dərinliklərinə süzülür, səthinə qalxır və buxarlanaraq atmosfərə daxil olur. Doymuş zonanın müəyyən dərinliyində qrunտ suları yayılmışdır. Qrunт suları süxurların məsamələrini və boşluqlarını doldurur. Yeraltı sulara yer qabığının daha böyük dərinlikdə yerləşən laylarında da rast gəlinir. Bunlar layarası sulardır.

Yeraltı suların əmələ gəlməsi çox mürəkkəb şəraitdə baş verir. Yeraltı suların mənşəyi haqqında bir sıra nəzəriyyələr irəli sürülmüşdür. İki nəzəriyyə daha geniş yayılmışdır.

1. *İnfiltrasiya nəzəriyyəsi* - XIII əsrin əvvəlində fransız fiziki Mariotta irəli sürmüşdür. Bir qədər sonra M.V.Lomonosov infiltrasiya nəzəriyyəsinin geokimyəvi şərhini vermişdir. Belə ki, o, süxurların kimyəvi tərkibi ilə onların daxilində sirkulyasiya edən yeraltı suların arasındakı əlaqəni müəyyən etmişdir.



*Şəkil 2.1. Artezian hövzəsinin sxemi; pp-sulu lay; ii-su keçirməyən lay
(A.F.Lebedevə görə)*

İnfiltrasiya nəzəriyyəsinə görə yeraltı sular yalnız yer səthinə düşən yağıntıların yerə hoparaq su keçirməyən süxur layları üzərində yığılması nəticəsində əmələ gəlir. Bu hopmuş yağıntı suları su keçirən layda hərəkət edərək bulaqlar şəklində yer səthinə çıxıb bilər.

2. *Kondensasiya nəzəriyyəsi* XIX əsrin ikinci yarısında alman alimi Folqar vermişdir. O, infiltrasiya nəzəriyyəsini tamamilə inkar edərək göstərir ki, yeraltı sular yalnız atmosferdə olan su buxarının torpaq səthindən müəyyən dərinlikdə kondensasiyaya uğraması nəticəsində yaranır.

Torpaqda su buxarının kondensasiya prosesinin dərk edilməsində rus alimi A.F.Lebedevin xidməti xüsusilə böyükdür. O, özünün şəxsi müşahidəsi və təcrübəsi əsasında sübut etmişdir ki, yeraltı suların əmələ gəlməsi yağıntı sularının infiltrasiya etməsi, həm də su buxarının torpaq – qrunut daxilində kondensasiyaya uğraması nəticəsində yaranır.

Yeraltı suların hər iki qida mənbəyi eyni vaxtda fəaliyyət göstərir. Onların hər birinin rolu, yeraltı suların formalaşmasında iştirak edən fiziki-coğrafi amillərin xarakterindən asılıdır. Belə amillərə misal olaraq, süxurların su keçirmə qabiliyyətini, relyefi, yağışın yağma intensivliyi və davamiyyəti, qar örtüyünün əmələ gəlmə şəraiti və ərimə intensivliyini, havanın temperaturu və rütubətliyini, bitki örtüyünün növünü və onun suya olan tələbatını göstərmək olar.

A.F.Lebedevə görə su buxarının atmosferdən torpağa daxil olması hava kütləsinin hərəkətindən asılı olmayıb, yalnız su buxarının elastiklik fərqi ilə müəyyən edilir. Onun Odessa yaxınlığında apardığı təcrübələr göstərmişdir ki, çox vaxt gecələr havada olan su buxarının sıxlığı torpaqdakı su buxarının sıxlığından böyük olur və bunun nəticəsində atmosferdəki su buxarının torpağa keçməsi üçün lazımı şərait yaranır. Bu yolla əmələ gələn kondensasiya sularının miqdarı yağıntıların ümumi miqdarının 15-20 % -ni təşkil edir. Lakin bəzi hallarda su buxarının kondensasiyası üstünlük təşkil edir. Məsələn, qumlu səhra və yarımsəhralarda gecə havanın kəskin soyuması nəticəsində kondensasiya prosesi

daha sürətlə gedir. Burada yağıntılar çox az düşür, demək olar ki, bütünlüklə torpaq səthindən buxarlanmaya sərf olunur. Bunun nəticəsində yeraltı suların qidalanmasında yağıntıların rolu cüzi olur.

A.F.Lebedev göstərir ki, yeraltı suların çox az bir hissəsi yerin nüvəsindən (yuvenil sular) su buxarlarının kondensasiyası hesabına əmələ gəlir.

Beləliklə torpaq-qrunnt təbəqəsində su buxarının kondensasiyaya uğraması, yuvenil suların və yağıntı sularının infiltrasiyası hesabına yaranır. Bu proses çox zaman təbiətdə eyni vaxtda baş verir.

2.2 Yeraltı suların fiziki xassələri

Torpağın və süxur təbəqəsinin daxilində su üç aqreqat halda və bir sıra formalarda ola bilər.

Torpaq və süxur məsamələrində olan müxtəlif kateqoriyalı suların öyrənilməsi sahəsində A.F.Lebedevin apardığı tədqiqat işləri xüsusi əhəmiyyət kəsb edir. O, torpaq və süxurların məsamələrində olan suyu aşağıdakı kateqoriyalara ayırır: buxar, hiqroskopik, pərdə, qravitasion, sülb və kristallaşmış halda olan su (şəkil 2.2).

Buxar halında olan su süxurların məsamələrində, boşluqlarında və çatlarında yerləşməklə sərbəst halda hərəkət edir. Onun hərəkəti, bütün qazlarda olduğu kimi, su buxarının elastikliyi çox olan yerdən az olan yer istiqamətində baş verir.

Su buxarının sıxlığını yerin səthində, hər hansı bir dərinlikdə isə ilə işarə etsək, onda buxarın hərəkət istiqaməti ($e_1 - e_2$) fərqiindən asılı olacaqdır. Əgər $e_1 > e_2$ olarsa, buxar yuxarıdan aşağı doğru hərəkət edərək kondensasiyaya uğrayır və torpağı nəmləndirir. Lakin $e_1 < e_2$ şəraitində hərəkət əks istiqamətdə baş verir və bu halda torpağın nəmliyi azalır.

Hiqroskopik su süxur hissəciklərinin səthində ayrı-ayrı molekula şəklində yerləşir və hissəciklərin səthi ilə molekulyar qüvvənin təsiri ilə bağlı olur. Su molekulları süxur hissəcikləri üzərində yığılır və bir-birilə birləşərək bir molekula qalınlığında (10^{-7} sm) nazik pərdə əmələ gətirir. Süxurun belə rütubətlənmə dərəcəsi maksimal hiqroskopiklik adlanır.

Hidroroskopik su molekulyar ilişmə qüvvəsinin təsirinə məruz qaldığından maye kimi hərəkət edə bilməyib, buxar halına keçdikdən sonra bir laydan digərinə hərəkət edir. Süxur qızdırıldıqda və ya qurudulduqda hidroroskopik su ondan ayrılır. Bu əlamət onu süxurlarda olan digər kateqoriyalı sulardan kəskin sürətdə fərqləndirir. Süxurda olan hiqroskopik suyun miqdarı həmin süxurun olduğu mühitin temperaturundan, nəmliyindən və havanın təzyiqindən asılıdır.

Pərdəli su molekulyar ilişmə qüvvəsinin təsiri nəticəsində əmələ gəlir və çox nazik pərdə şəklində süxur hissəciklərini bürüyür. Su pərdəsinin qalınlığı müxtəlif

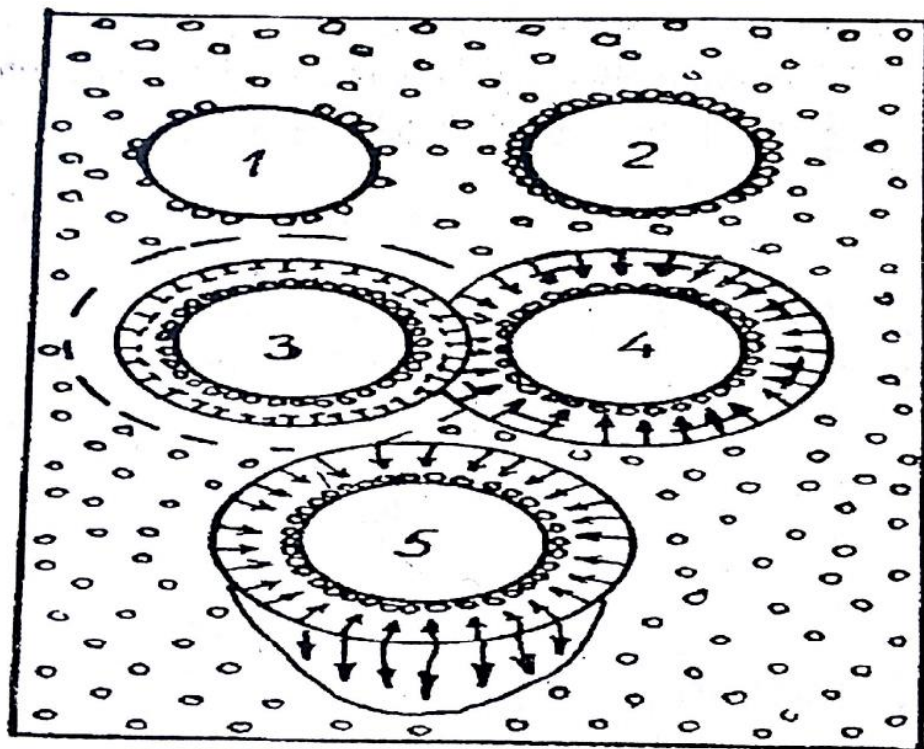
ola bilər, lakin molekulyar hərəkətin radius sferasından (10^{-4} sm) artıq olmur. Pərdəli su maye kimi, qalın pərdəsi olan laydan nazik pərdəyə malik olan laya doğru hərəkət edir. Pərdəli suyun hərəkəti ağırlıq qüvvəsinin təsirindən asılı olmayaraq istənilən istiqamətdə baş verir.

Süxurun nəmliyi, su pərdəsinin maksimal qalınlığına uyğun gəldikdə buna *maksimal molekulyar nəmlik tutumu* deyilir.

Kapilyar su süxur boşluqlarını doldurur və səthi gərilmə qüvvəsinin təsiri ilə müəyyən hündürlüyə qalxır. Belə su yuxarıya, aşağıya və ətraflara doğru meylik istiqamətində hərəkət edir. Kapilyar suların qalxması üçün lazımi şərait kapilyar boru divarlarının yaş olmasıdır. Kapilyar qalxmanın hündürlüyü süxurlardakı kapilyar boruların diametrindən və mayenin özlülüyündən asılıdır. Suyun kapilyar qalxmasının ən böyük hündürlüyü kiçik dənəvər süxurlarda (gil) müşahidə olunur.

Qravitasion su maye halında olub, süxurların böyük boşluqlarını, çatlarını doldurur və ağırlıq qüvvəsinin təsiri ilə hərəkət edir.

Sülb halında su nəm süxurun temperaturu 0°C -dən aşağı olduqda buz kristalları şəklində müşahidə edilir.



Şəkil 2.2 Yeraltı suların formaları: 1. Torpaq hissəciyi natamam hiqroskopikliklə; 2. Torpaq hissəciyi maksimal hiqroskopiklə; 3, 4. Torpaq hissəcikləri pərdəli su ilə; 5. Torpaq hissəciyi qravitasion su ilə

2.3 Yeraltı suların hərəkəti

Təbii şəraitdə yeraltı sular ağırlıq qüvvəsi və ya molekulyar qüvvələrinin təsiri ilə daim hərəkətdə olur. Səth sularının hərəkətinə nisbətən yeraltı suların hərəkəti nisbətən zəifdir.

Yeraltı suların süxurlarda hərəkəti süxur boşluqlarının böyüklüyündən, sulu layın hidravliki meyilliyindən və suyun temperaturundan asılıdır.

Süxurların məsaməliyindən asılı olaraq yeraltı suların iki rejimdə hərəkəti müşahidə edilir: *laminar* və *turbulent*.

Kiçik məsamələrə malik olan süxurlarda suyun hərəkəti laminar, böyük məsaməli və çatlı süxurlarda isə turbulent xarakter daşıyır. Laminar hərəkətli suların axın sürətini müəyyən etmək üçün Darsi düsturundan istifadə edilir:

$$v=K \cdot i$$

burada, K -filtrasiya və ya sukeçirmə əmsalı, sm/san, m/saat və ya m/sutka; i -hidravliki meyillikdir və suyun basqısının h (m) keçdiyi yolun uzunluğuna l (m) olan nisbətində bərabərdir, (h/l) .

Beləliklə, Darsi düsturundan aydın olur ki, yeraltı suların laminar hərəkəti zamanı axının sürəti hidravliki meyilliliklə mütənəsbidir. Əgər $i=1$ olarsa, onda $v=K$, yəni meyillik vahidə bərabər olur.

Yeraltı sular iri dənəvər və çatlı süxurlardan keçdikdə nisbətən ən böyük sürətli və burulqanlı olması ilə səciyyələnir, yəni turbulent xarakter daşıyır. Turbulentli hərəkətli yeraltı və səth sularının axın sürəti Şezi düsturuna görə təyin edilir.

Yeraltı suların axın sürətini bilərək onların sərfini hesablamaq olar. Sulu layın en kəsiyinin sahəsindən vahid zamanda keçən suyun miqdarına **su sərfi** deyilir və o, aşağıdakı düsturla hesablanır:

$$Q = v_{or} \cdot \omega$$

burada, Q -su sərfi, m³/saat və ya m³/sutka; v_{or} -yeraltı suyun orta sürəti, m/sutka; ω -sulu layın en kəsik sahəsi, m².

3. ÇAYLAR

3.1 Əsas anlayışlar

3.1.1 Çay və çay sistemləri

Çay, hövzəsindəki yağıntılardan əmələ gələn səth və yeraltı axımla qidalanan, özü yaratdığı məcrada axan, gözə çarpan ölçülü su axınıdır. Rejimin formalaşma şəraitinə görə onlar **dağ, düzənlik, göl, bataqlıq və karst**; ölçülərinə görə isə **böyük, orta və kiçik** çaylara bölünürlər. Bilavasitə dənizə və gölə tökülən çay **əsas çay** adlanır. Əsas çaya tökülən çay birinci dərəcəli qol, ona tökülən çay ikinci dərəcəli qol, üçüncü dərəcəli qol və s. adlanır. Əsas çay və ona tökülən qollara birlikdə **çay sistemi** deyilir (şəkil 3.1).

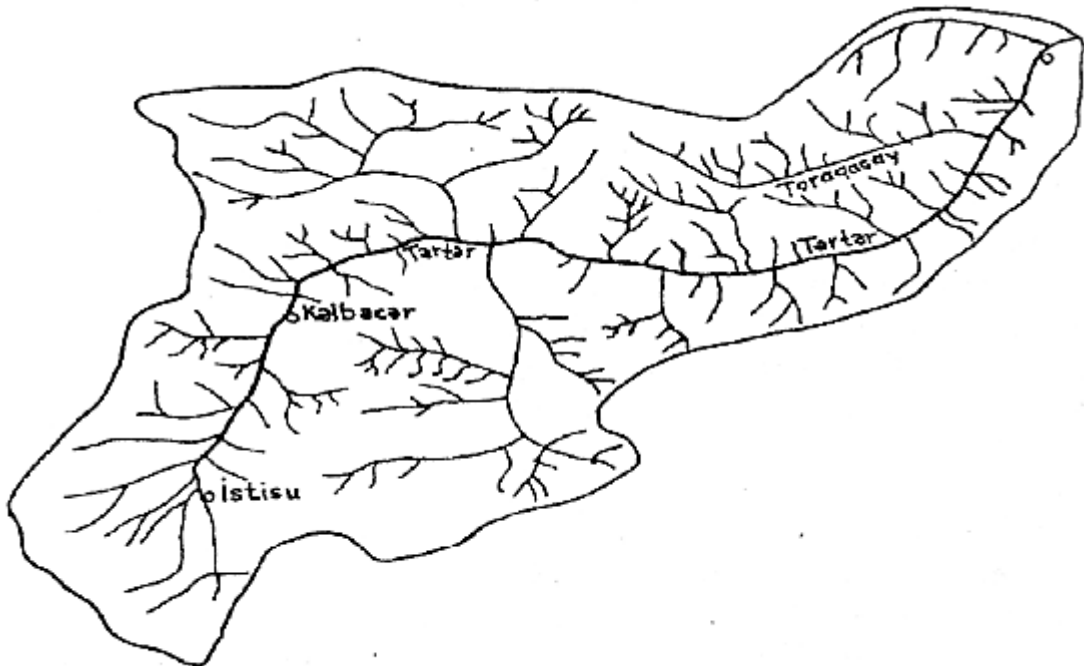
Hortona görə heç bir qolu olmayan çay birinci dərəcəli, onun töküldüyü-ikinci dərəcəli çay və s. adlanır. Həmin təsnifatda əsas çay ən böyük dərəcəyə malik olur. N.A.Rjanitsinin verdiyi təsnifata görə çayın qollarının dərəcəsi ilə sululuğu və morfometrik göstəriciləri arasında əlaqə vardır (şəkil 3.2).

Çay şəbəkəsi onu əmələ gətirən çayların uzunluqları və şaxələnməsi ilə səciyyələnir.

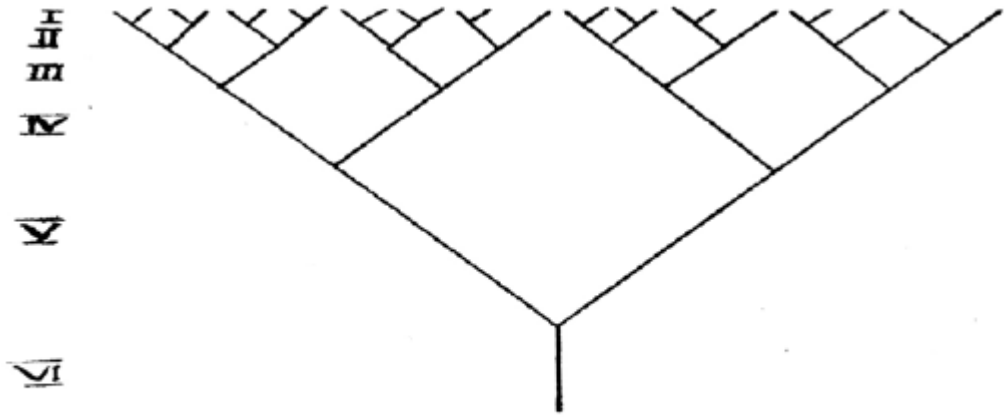
Çayın uzunluğu xəritədə kurvimetr və ya pərgarla ölçülür. Ərazinin vahid sahəsinə düşən çayların ümumi uzunluğuna **çay şəbəkəsinin sıxlığı** deyilir və aşağıdakı düsturla təyin edilir:

$$D = \frac{\sum_{i=1}^n L_i}{F}$$

burada, L_i -əsas çayın və onun qollarının uzunluqları, km; F -sutoplayıcının (ərazinin) sahəsidir, km^2 .



Şək. 3.1. Çay şəbəkəsinin sxemi (Tərterçay)

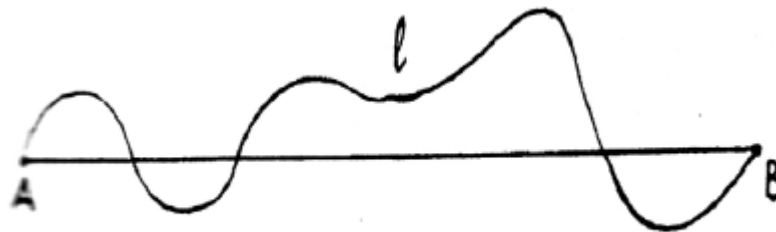


Şək. 3.2. VI-dərəcəli çay şəbəkəsinin sxemi
(N.A.Rjanitsinə görə)

Çay şəbəkəsinin sıxlığı iqlim şəraitindən, relyefdən, geoloji quruluşdan və torpaq örtüyündən asılıdır. Çay şəbəkəsinin sıxlığı Şərqi Avropa düzənliyində şimaldan-cənuba getdikcə azalır. Düzənliklərdən dağlıq hissəyə doğru çay şəbəkəsinin sıxlığı artır. Misal üçün, Ön Qafqaza yaxın çay şəbəkəsinin sıxlığı $D=0.05\text{km/km}^2$, Baş Qafqaz silsiləsinin şimal yamacında isə $D=1.49\text{km/km}^2$ -ə çatır.

Çox vaxt çay şəbəkəsinin sıxlığını təyin etmək üçün ərazi bərabər sahəli kvadratlara bölünür, hər bir kvadrat daxilindəki çayların uzunluğu ölçülür və kvadratin sahəsinə bölünür. Alınmış nəticələrə əsasən bərabər şəbəkə sıxlığı olan nöqtələri birləşdirilərək **izodenslər** qurulur. Tərtib edilmiş izodenslərə görə ərazinin çay şəbəkəsinin sıxlığını daha mükəmməl təhlil etmək olar.

Çayın əyrintilik əmsalı müəyyən hissədə çayın uzunluğunun həmin hissənin başlanğıcı ilə qurtaracağını birləşdirən düz xəttin uzunluğuna olan nisbətində deyilir (şəkil 3.3).



Şək. 3.3. Çay əyrintiliyinin təyini

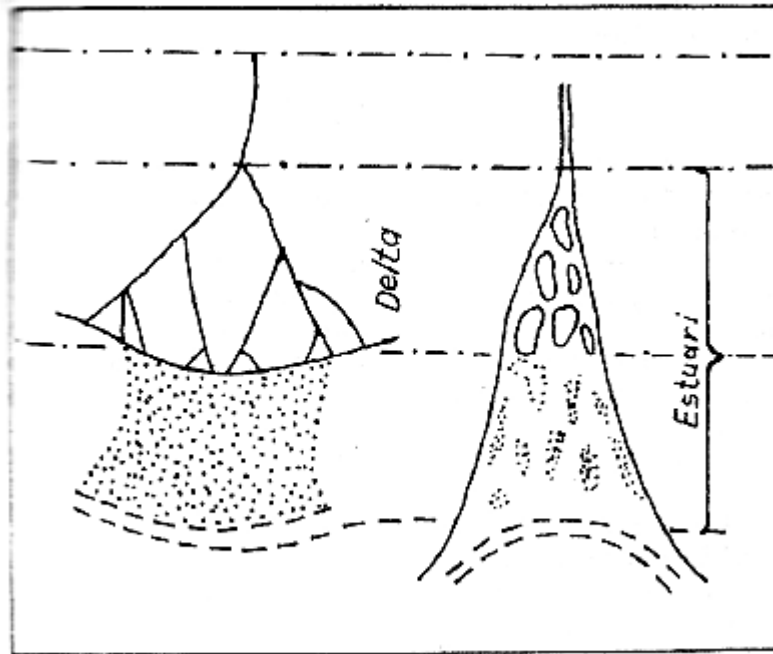
Əgər çay yatağının keçdiyi ərazi yumşaq süxurlardan təşkil olunursa, əyrintilik çox olur. Düzənlik çaylarının əyrintilik əmsalı daha böyükdür. Ümumiyyətlə, əyrintilik əmsalı həmişə vahiddən böyük olur.

3.1.2 Çayların mənbəyi və mənsəb hissəsi

Çayın başlanğıcı onun *mənbəyi* adlanır. Çayların mənbələri müxtəlif olur. Onlar başlanğıcını buzlaqlardan, göllərdən, bataqlıqlardan, bulaqlardan götürürlər. Bəzən böyük çayların başlanğıcı müxtəlif adı olan çayların birləşdiyi yer qəbul edillir. Belə olduqda çayın hidroqrafik uzunluğu anlayışından istifadə edilir. Belə uzunluq ən uzaq mənbədən hesablanır.

Ob çayı Biya və Katun çaylarının birləşməsindən əmələ gəlir. Şimali Dvina çayının başlandığı Vıçeqda ilə Kiçik Şimali Dvina çaylarının birləşdiyi yerdən götürülür. Onlar öz növbəsində Suxona və Yuqa çaylarının birləşməsindən əmələ gəlir. Şimali Dvina çayının uzunluğu 333 km, hidroqrafik uzunluğu isə 1302 km-dir (Suxona çayı ilə birlikdə). Çayların çoxunun başlanğıcını dəqiq müəyyənləşdirmək çətinlik törədir. Volqa çayının mənbəyi Tver vilayətinin Volqino – Verxovye kəndi yanındakı torf bataqlığı içərisindəki quyu qəbul edilir, ancaq daimi axın həmin bataqlıqdan mütəyyən qədər aşağıda başlanır.

Çayın dənizə, gölə, su anbarına və başqa çaya töküldüyü yer onun *mənsəbi* adlanır. Mənsəb mənbəyə görə daha dəqiq və asan təyin edilir. Bəzi hallarda şiddətli buxarlanma və ya suyun torpaq-süxur qatına tam hopması nəticəsində çay dənizə, gölə və başqa çaya çatmır. Belə çayların sonu kor (mənsəb) qurtaracaq adlanır. Əsas mənsəb növləri estuari və deltadır (şəkil 3.4).



Şek. 3.4. Çay mənsəbləri

Əgər çay birbaşa dənizə yox, özünün gətirmələri ilə yaranmış körfəzə tökülürsə, belə mənsəb liman adlanır. Liman estuarinin bir növüdür. Məsələn, Dnepr və Cənubi Buq çayları Qara dənizə yerdə məşhur Dnepr-Buq limanı yaranmışdır. Kuban çayının töküldüyü yer də limandır. Əgər çayların gətirmələri

azdırsa, dənizə tökülən yerdə gətirmələrin çökməsinə şərait yoxdursa, dərinlik və sürət çoxdursa, onda qıfvari genişlənən mənsəb yaranır ki, buna da estuari deyilir. Məsələn, Amazon, Ob, Elba çaylarının mənsəbləri estuari şəklindədir. Limanlar estuarinin bir növüdür. Çaylar dənizə, gölə töküldükdə bir çox qollara ayrılaraq, öz gətirmələrindən adalar yaradır. Belə çay mənsəbinin formaca yunan hərfi deltaya oxşadığı üçün həmin mənsəblərə delta deyilir. Məsələn, Volqa, Qanq, Kür çaylarının mənsəbləri delta şəklindədir.

3.2 Çaylarda suyun hərəkət mexanizmi

3.2.1 Suyun hərəkətinin iki rejimi

Aparılmış tədqiqatlar göstərir ki, suyun hərəkəti zamanı keyfiyyətcə birbirindən çox fərqli iki hərəkət rejimi mövcuddur. Hərəkət rejimlərindən biri laminar, o biri isə turbulent hərəkət rejimi adlanır. Laminar hərəkət rejimində axını bir-birinə paralel hərəkət edən su layları şəklində təsəvvür etmək olar.

Laminar hərəkət rejimində sürtünmə qüvvəsini dəf etmək üçün sərf olunan basqı (basqı itkisi) sürətin birinci dərəcəsi ilə mütənasibdir, yəni:

$$\Delta h = \alpha \cdot v$$

burada, Δh -basqı itkisi, m; v -orta sürət, m/san; α -mütənasiblik əmsalıdır.

Nyutona görə laminar hərəkətdə sürtünmə qanunu belə ifadə olunur:

$$\tau_1 = \pm \mu \frac{dU}{dY}$$

Turbulent hərəkət rejimində isə laylı hərəkət pozulur, şiddətli qarışma prosesi gedir və sürət, təzyiq zamandan asılı olaraq dəyişir. Turbulent hərəkət rejimində basqı itkisi ilə sürət arasındakı əlaqəni belə ifadə etmək olar:

$$\Delta h = k \cdot v^n$$

burada, k -mütənasiblik əmsalıdır, $n=1.75-2.00$.

İlk dəfə 1883-cü ildə ingilis fiziki Osborn Reynolds təcrübə yolu ilə hərəkət rejiminin varlığını müəyyən etmişdir. Reynolds göstərmişdir ki, hərəkət rejimi, axını səciyyələndirən dörd kəmiyyətdən tərtib edilmiş ölçüsüz bir kompleksdən asılıdır. Bu kəmiyyətlər suyun sıxlığı ρ , dinamiki özlülük əmsalı μ , axının xətti ölçüsü l (çaylar üçün dərinlik H) və orta sürətdir v .

Alınmış ölçüsüz kompleks Reynolds ədədi və ya Reynolds meyarı adlanır:

$$Re = \frac{vH\rho}{\mu}$$

$v = \frac{\mu}{\rho}$ -kinematik özlülük əmsalı adlanır (ölçü vahidi, $\frac{m^2}{san}$)

Bu əmsalı nəzərə almaqla, Reynolds ədədinin düsturu aşağıdakı kimi yazıla bilər.

$$Re = \frac{vH}{\nu}$$

burada, v -su axınının orta sürəti, H -axının orta dərinliyi.

Reynolds ədədi artdıqca turbulenliyin də şiddətliyi artır. Reynolds ədədinin iki böhran qiyməti vardır: aşağı və yuxarı böhran Reynolds ədədi.

Açıq su axarları üçün (çaylar, kanallar) aşağı böhran Reynolds ədədi 580-ə bərabərdir. Yuxarı böhran ədədi 12000-dən çox da ola bilər.

Əgər Reynolds ədədi aşağı böhran ədədindən kiçikdirsə ($Re < Re_{eb}$) hərəkət laminardır.

Reynolds ədədi yuxarı böhran ədədindən böyükdürsə, hərəkət turbulentdir. Əgər $Re_{ab} < Re < Re_{yb}$ -sə hərəkət dayanıqlı olmayıb həm laminar, həm də turbulent ola bilər. böhran Reynolds ədədinə müvafiq sürət böhran sürəti adlanır və aşağıdakı kimi ifadə edilir:

$$v_b = \frac{Re_b v}{H}$$

Laminar hərəkətdə ancaq aşağıdakı hallarda təsadüf olunur:

1. Yüksək özlülüklü mayelərin hərəkəti zamanı;
2. Yeraltı suların hərəkəti zamanı;
3. Kapilyar borucuqlarda mayenin hərəkəti zamanı;
4. Buzlaqların hərəkəti zamanı;

Çaylarda, kanallarda və ümumiyyətlə təbii süxurlarda hərəkət əsasən turbulent xarakterlidir. Turbulent hərəkət rejimində sürətin zamandan asılı olaraq qiymət və istiqamətinin dəyişməsinə sürət pulsasiyası deyilir. Axının hər bir nöqtəsindəki ani sürət vektorunun (U) koordinat oxlarına proyeksiyası U_x , U_y və U_z olarsa, onda sürət vektorunun proyeksiyalarını belə yazmaq olar:

$$U_x = \overline{U_x} + U_x^1$$

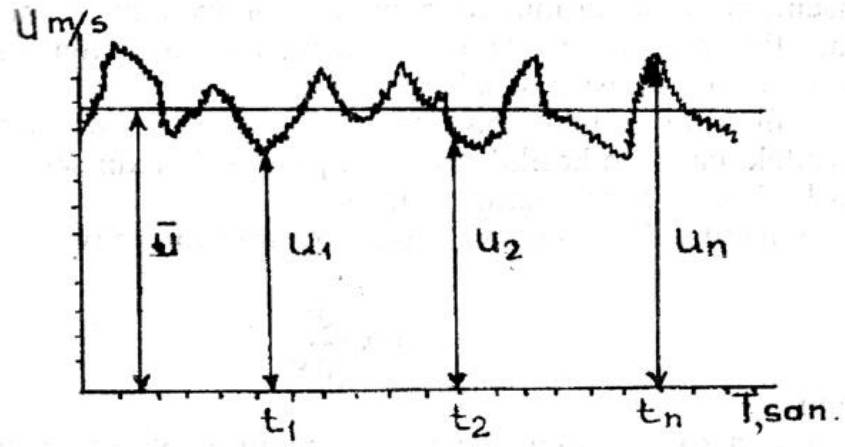
$$U_y = \overline{U_y} + U_y^1$$

$$U_z = \overline{U_z} + U_z^1$$

burada, U_x , U_y , U_z - zamana görə ortalasdırılmış sürətdir və yerli sürətlər adlanır. U_x^1 , U_y^1 , U_z^1 - müvafiq oxlar boyu sürət pulsasiyalarıdır. $U U U$

Əgər bir nöqtədə cihazla ani sürət ölçülsə, onda şəkil 3.7-də göstərilən qrafik alınar.

Laminar hərəkətdə pulsasiya olmur və suyun hissəcikləri qarışmadan hərəkət edir. Çaylarda suyun hərəkətinin turbulent olması nəticəsində gətirmələr bir yerdən başqa yerə nəql edilir və ümumiyyətlə, çaylarda gedən bütün fiziki proseslər üçün turbulentliyin böyük əhəmiyyəti vardır.



Şək. 3.5. Turbulent axında sürətin zamana görə dəyişmə qrafiki

Çayların termik (istilik rejimində) turbulentlik əsas rol oynayır. Hava soyuduqda, turbulent qarışma nəticəsində çayın suyu dərinlik boyu tez soyuyur. Əgər havanın temperaturu 00-yə yaxın olarsa, o zaman buz zərrəcikləri əmələ gəlməyə başlayır. Turbulent axında buz zərrəcikləri su səthi ilə bərabər dibdə də əmələ gəlir və belə hallarda daxili buz yaranır.

Böyük çaylarda səthdə buz örtüyü əmələ gəldikdən sonra su daha soyumur. Dib buzu və xəşəm buzu suyun sürəti böyük olduqca daha tez əmələ gəlir, çünki turbulent qarışma prosesi gedir. Açıq səthdə buz örtüyü əmələ gəldikdən sonra o, soyuq havanın təsirinin qarşısını alır.

Turbulent qarışma nəticəsində bir-birinə yaxın olan su həcmələri arasında mübadilə gedir və əlavə müqavimət yaranır. Bu müqaviməti qiymətləndirmək üçün virtual özlülük məfhumundan istifadə edilir.

Dinamiki özlülükdən fərqli olaraq, virtual turbulent özlülük canlı en kəsikdə eyni temperaturda axın şəraitindən asılı olaraq daimi qalmır və dəyişir.

Turbulentlikdən əmələ gələn toxunma gərginliyi:

$$\tau = A \cdot \frac{dU}{dY}$$

olur.

Onda çayda suyun hərəkəti zamanı əmələ gələn ümumi toxunma gərginliyi belə hesablanır:

$$\tau = \tau_1 + \tau_2 = \mu \frac{dU}{dY} + A \frac{dU}{dY} = (\mu + A) \frac{dU}{dY}$$

burada, τ_1 -laminar hərəkətdə əmələ gələn toxunma gərginliyi; τ_2 - turbulentlikdən əmələ gələn toxunma gərginliyi; μ -dinamiki özlülük; A-virtual turbulent özlülük; $\frac{dU}{dY}$ -sürət qradienti.

Çox vaxt çaylarda suyun hərəkəti zamanı özlülükdən əmələ gələn toxunma gərginliyi nəzərə alınmır. Toxunma gərginliyi belə ifadə olunur:

$$\tau = \pm A \cdot \frac{dU}{dY}$$

Suyun turbulent hərəkəti zamanı istiliyin yayılmasını belə ifadə etmək olar:

$$Q^0 = -\rho C_p K \frac{dT}{dY} = -\gamma \frac{dT}{dY}$$

burada, $\rho C_p K = \gamma$ -istilikkeçirmə əmsalı; $\frac{dT}{dY}$ -temperatur qradienti,

$$K = \frac{\gamma}{\rho C_p} = \alpha$$

α -istilikkeçirmədir, m^2/san .

Onda $Q^0 = -\alpha C_p K \frac{dT}{dY}$ yazmaq olar.

Deməli, α -kinematik özlülük əmsalına bənzər bir əmsaldır. Turbulent axında hər hansı bir maddənin nəql olunan miqdarı belə ifadə olunur:

$$M = -\varepsilon \frac{\partial \bar{S}}{\partial Y}$$

burada, ε -kütlənin turbulent mübadilə əmsalıdır.

3.2.2 Axının orta sürəti, Şezi düsturu

Çaylarda və kanallarda suyun hərəkəti ağırlıq qüvvəsinin təsiri nəticəsində baş verir. Uzununa profil istiqamətində təsir göstərən ağırlıq qüvvəsinin toplananı su kütləsinin sürətini artırmalıdır, çünki qüvvə təcil yaradır. Beləliklə, çayın axını boyu suyun sürəti artmalı və mənsəb hissədə daha böyük olmalıdır. Ancaq təbiətdə bunun əksi müşahidə edilir, yəni dağlıq hissələrdə suyun sürəti böyük, mənsəbə yaxın hissələrdə kiçik olur.

Sürətin azalması onu göstərir ki, su kütləsinə ağırlıq qüvvəsilə yanaşı, başqa qüvvələr də təsir göstərir. Bir tərəfdən, çayın axını boyu mənsəbə doğru getdikcə onun dibinin meyilliyi azalır, buna müvafiq ağırlıq qüvvəsinin toplananı da azalır. Digər tərəfdən, hərəkət zamanı suyun hissəcikləri arasında daxili sürtünmə qüvvəsi yaranır və eyni zamanda əməkət edən su kütləsi ilə çayın dibi və sahilləri arasında da sürtünmə qüvvəsi əmələ gəlir.

Ümumiyyətlə, çaylarda və digər su axarlarında hərəkət edən su kütləsi həcm və səthi qüvvələr təsir göstərir. Bu qüvvələrdən ən əsasları hərəkəti yaradan ağırlıq qüvvəsi və hərəkətə mane olan sürtünmə qüvvəsidir.

Ağırlıq qüvvəsinin təsiri altında hərəkət edən su kütləsi sürtünmə qüvvəsinin təsiri nəticəsində öz sürətini itirir və buna görə də mənbədən mənsəbə doğru sürətin qiyməti bu iki qüvvənin nisbətindən asılı olaraq dəyişir. Ağırlıq qüvvəsinin kəmiyyəti su axarın dibinin meyilliyindən, yəni onun kələ-kötürlüyündən, həndəsi ölçülərindən və axın rejimindən asılıdır.

Su axınlarında ağırlıq qüvvəsini təyin etdikdə çox zaman yatağın dibinin meyliyindən deyil, sərbəst su səthinin meyliyindən istifadə edilir və müntəzəm hərəkətdə bu iki meylik bir-birinə bərabər götürülür.

Su kütləsinin hərəkəti zamanı əmələ gələn sürtünmə qüvvəsi hərəkət sürətindən asılıdır və sürət artdıqca bu qüvvə artır. Sürtünmə qüvvəsi kələ-kötürlüklü yataqlarda daha böyükdür.

Suyun çay yataqlarında hərəkətinin ən vacib xarakteristikalarından biri onun sürətidir. Suyun sürəti çay axınının ayrı-ayrı nöqtələrində müxtəlif qiymətlərə malikdir. Belə ki, çayın dibində sürət kiçik olur, səthə doğru isə artır.

Suyun hərəkəti müxtəlif nöqtələrdəki yerli sürətlərdən başqa, axının orta sürəti ilə səciyyələnir. Orta sürət, ümumiyyətlə şərti sürətdir və axının sərfini çayın canlı en kəsik sahəsinə bölməklə tapılır.

$$v = \frac{Q}{\omega}$$

burada v – axının orta sürətidir, m/san; Q – su sərfi m^3 /san; ω – canlı en kəsik sahəsi, m^2 .

Əgər, çayda axın boyu orta sürət, dərinlik, en kəsik sahəsi və dibin meyliyi dəyişmirsə, onda belə axına müntəzəm hərəkət deyilir. Müntəzəm hərəkətdə çayın yatağının dibinin meyliyi suyun sərbəst səthinin meyliyinə bərabər olur, yəni $i_s = i_d$ və çayın dibi su səthinə paralel olur.

Beləliklə, müntəzəm hərəkətdə ağırlıq qüvvəsi ilə sürtünmə qüvvəsi tarazlaşmış olur.

Çaylarda müntəzəm hərəkət ancaq düz xətti axın hissələrində və özündə qırtıslu dövrlərdə mümkündür. Gursuluq və daşqın zamanı axının hərəkəti qeyri-müntəzəm və sabitləşməmiş olur.

Müntəzəm hərəkət sabitləşmiş hərəkətdir, yəni sürət, dərinlik, en kəsik sahəsi zamandan asılı deyildir. Çaylarda daşqın vaxtı və gursulu dövrdə sürət, dərinlik, canlı kəsik sahəsi zamandan asılı olaraq dəyişir. Odur ki, suyun belə hərəkəti sabitləşməmiş, qeyri-müntəzəm hərəkət adlanır.

İlk dəfə müntəzəm hərəkətin tənliyini 1769-cu ildə fransız mühəndisi Antuan de Şezi vermişdir. A.Şezi aşağıdakıları fərz etmişdir:

1. Yatağın sabit sahəsinə düşən sürtünmə qüvvəsi sürətin kvadratı ilə düz mütənasibdir: $\tau \sim K v^2$. Deməli, tam sürtünmə qüvvəsi $K v^2 \chi l$ olacaqdır.

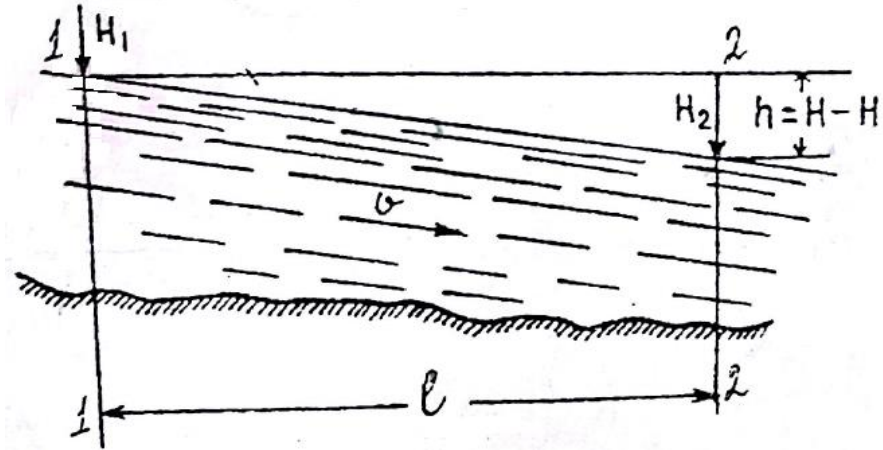
2. Müntəzəm hərəkətdə axın istiqamətində təsir göstərən ağırlıq qüvvəsinin toplananı tam sürtünmə qüvvəsinə bərabərdir.

1-1 və 2-2 kəsikləri (şəkil 3.6) arasında təsir göstərən ağırlıq və sürtünmə qüvvələrinin ifadələri müvafiq olaraq aşağıdakı kimi olacaqdır:

$$G \sin \varphi = \gamma \omega \sin \varphi$$

$$S = K v^2 \chi l$$

Burada γ - suyun xüsusi çəkisi, ω - en kəsik sahəsi, l - kəsiklər arası məsafə, v - orta sürət, χ - ıslanmış perimetr, K - mütləq əmsaldır.



Şəkil 3.6 Müntəzəm hərəkətin sxemi

A.Şezinin ikinci fərziyyəsinə görə:

$$\gamma \omega l \sin \varphi = K v^2 \chi l$$

Burada müntəzəm hərəkətin orta sürətini təyin etmək olar:

$$v^2 = \frac{\gamma \omega l \sin \varphi}{K \chi l}$$

Az meyilli yataqlar üçün $\sin \varphi$ dibin meyilliyinə bərabərdir: $\sin \varphi = i$. Onda:

$$v^2 = \frac{\gamma \omega l i}{K \chi l}$$

Məlumdur ki, $\frac{\omega}{\chi}$ hidravlik radiusa bərabərdir. Onda:

$$v = \sqrt{\frac{\gamma}{k} R i}$$

Əgər, $\sqrt{\frac{\gamma}{k}} = C$ ilə işarə edilərsə, onda Şezi düsturu aşağıdakı kimi yazıla bilər:

$$v = \sqrt{C R i}$$

Burada C - sürət əmsalı və ya Şezi əmsalıdır (onun ölçü vahidi $\frac{m^{1/2}}{s}$ - dır).

Şezi əmsalı (C) hesablamaq üçün bir çox düsturlar vardır.

Ümumiyyətlə, axının orta sürəti, yatağın həndəsi ölçüləri ilə funksional asılıdır.

$$v = C_0 R^\alpha i^\beta$$

Bu düsturu Şezi düsturu ilə müqayisə etdikdə aşağıdakı bərabərlik alınır:

$$C_0 R^\alpha i^\beta = C \sqrt{R i} \quad \text{və ya} \quad C_0 R^\alpha i^\beta = C R^{0.5} i^{0.5}$$

Axırını bərabərlikdən Şezi əmsalını tapmaq olar:

$$C = \frac{C_0 R^\alpha i^\beta}{R^{0.5} i^{0.5}} = C_0 R^{\alpha-0.5} \cdot i^{\beta-0.5}$$

Tədqiqatlar göstərmişdir ki, meyilliyn üstünün göstəricisi $\alpha = 0.5$ -dir. Belə olduqda:

$$C = C_0 R^{\beta-0.5}$$

Əgər $\beta - 0.5 = y$ ilə işarə etsək, onda Şezi əmsalı üçün aşağıdakı düstur alınar:

$$C = C_0 R^y$$

N.N.Pavlovski $C_0 = \frac{1}{n}$ qəbul edir. Bu ifadədə n - kələ-kötürlük əmsalıdır və onun qiyməti cədvəl 3.1-də verilmişdir.

Cədvəl 3.1

Kələ - kötürlük əmsalının (n) N.N.Pavlovskiyə görə qiymətləri

Səthin süsusiyyəti	n
Təmiz, yaxşı qoyulmuş və birləşmiş çuqun, polad, keramik borular	0.11
Çox yaxşı betonlanmış borular	0.012
Orta şəraitdə betonlanmış kanal	0.014
Qalın dayanıqlı lil qatı ilə örtülmüş kanal, sıx lyos qruntda və kiçik sıx çinqılda bütöv lil pərdəsi ilə örtülmüş kanal	0.018
Qayalıqda nisbətən işlənilmiş səthi olan kanal, sıx gildə kanal	0.0225
Lyosda, çinqılda, torpaqda tam lil pərdəsi olmayan kanal	0.0225
Böyük torpaq kanallarda (nisbətən yaxşı saxlanılmış və təmir edilmiş)	0.0225
Orta səviyyə şəraitində saxlanılmış və təmir edilmiş böyük torpaq kanallar və yaxşı saxlanılmış kiçik kanallar	0.025
Kanal və çaylar nisbətən pis şəraitdə (bəzi yerlərdə kəsəklər olan və gözə çarpan dərəcədə ot basmış, yamacları bəzi yerlərdə uçmuş)	0.030
Çox lil şəraitdə olan kanal və çaylar (profile düzgün olmayan, daşlı və bitki basmış)	0.035
Həddindən çox pis şəraitdə kanal və çay (qaya parçaları və məcrasında iri daşlar olan, uçqun olan hissələri qamış basmış)	0.040

Kələ-kötürlük əmsalına nəzərə almaqla Şezi düsturu aşağıdakı kimi yazıla bilər:

$$C = \frac{1}{n} R^y$$

N.N.Pavlovski təcrübələrə əsasən Y -in kələ-kötürlük əmsalından və hidravliki radiusdan asılı olduğunu $Y=f(n,R)$ müəyyən etmiş və onun üçün empiric düstur təklif etmişdir.

$$Y=25\sqrt{n} - 0.13 - 0.75\sqrt{R}(\sqrt{n} - 0.10)$$

N.N.Pavlovskinin düsturundan başqa Şezi əmsalını təyin etmək üçün Bazen və Manning düsturlarından istifadə edilir.

Bazen düsturu:

$$C = \frac{87}{1 + \frac{n}{\sqrt{R}}}$$

Manning düsturu:

$$C = \frac{1}{n} R^{1/6}$$

Burada n - kələ-kötürlük əmsalı, R - hidravliki radiusdur.

3.2.3 Çaylarda sürətin paylanması, İzotaxlar

Turbulent rejimli axının en kəsiyinin hər bir şaqulinin ayrı-ayrı nöqtələrindəki ani sürət belə ifadə olunur:

$$U = \bar{U} + U^1$$

Burada $\bar{U}$ - zamana görə ortalasdırılmış yerli sürət; U^1 - sürət pulsasiyası.

Hidrologiyada zamana görə ortalasdırılmış sürətlərin şaqul boyu paylanması böyük əhəmiyyət kəsb edir. Sürətin şaqul boyu paylanması axının kinematik quruluşunu öyrənməyə kömək edir və onun paylanma qanunauyğunluğuna görə məcrada gedən prosesləri izah etmək mümkün olur.

Çay axınının sərbəst səthinin olması, onun dib və yanlarının suyun hərəkətinə göstərdiyi müqavimət, sürətin dibdən səthə (yəni şaqul boyu) qeyri-müntəzəm paylanmasının əsas səbəbləridir.

Turbulent axında sürətin paylanması təxminən laqorifmik qanuna uyğundur. Turbulent axında vahid sahəyə düşən sürünmə qüvvəsi, yəni toxunma gərginliyi belə ifadə olunur:

$$\tau = \tau_1 + \tau_t$$

Burada τ_1 –suyun özlülük xassəsindən yaranan toxunma gərginliyi; τ_t –turbulent hərəkətdə suyun hissəciklərinin nizamsız hərəkətindən yaranan toxunma gərginliyi; τ –turbulent axındakı tam toxunma gərginliyi.

Çaylarda (ümumiyyətlə təbii su axarlarında) suyun özlülük xassəsindən yaranan toxunma gərginliyi olduqca kiçikdir:

$$\tau_1 = \pm \mu \frac{dU}{dY}$$

Odur ki, τ_1 nəzərə alınmır.

Lyüdvik Prandtlə görə turbulent axında yaranan əlavə toxunma gərginliyi belə ifadə etmək olar:

$$\tau_t = \rho l^2 \left(\frac{dU}{dY} \right)^2$$

Burada ρ –suyun sıxlığı; l – qarışma yolunun uzunluğu; $\frac{dU}{dY}$ – sürətin dərinlik boyu dəyişməsi və ya qradienti.

L.Prandtl iki fərziyyə irəli sürmüşdür:

1. Qarışma yolunun uzunluğu axının bərk sərhəddindən olan məsafə ilə (y) mütənasibdir:

$$l=ky$$

burada k- Karman sabitidir.

2. Toxunma gərginliyi şaqul boyu sabitdir və tam toxunma gərginliyi dibdəki toxunma gərginliyinə bərabərdir.

$$\tau = \tau_1 = \tau_t$$

Onda:

$$\tau_0 = \rho k^2 Y^2 \left(\frac{d\bar{U}}{dY} \right)^2$$

Bu tənliyi dəyişənlərə ayıraq və integrallayaq:

$$\frac{(dY^2)\tau_0}{\rho k^2 Y^2} = (d\bar{U})^2 \text{ və ya } d\bar{U} = \frac{1}{k} \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} \frac{dY^2}{Y^2}$$

$$\int \bar{U} = \int \frac{1}{k} \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} \frac{dY^2}{Y^2}$$

$$U = \frac{1}{k} \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} \ln y + C$$

Burada C- integral sabitidir və onu $C = Y_0$ qəbul edək.

$\sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}}$ – ifadəsinin ölçü vahidi $\frac{[l]}{[T]}$ olduğundan, onu sürtünmə sürəti və ya dinamik sürət adlandırırlar və çaylar üçün belə ifadə olunur.

$$U = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} = \sqrt{gRi}$$

Burada R- hidravliki radius, i- meylik, g- sərbəstdüşmə təcildir.

Göstərilənləri nəzərə alaraq ortalaşmış yerli sürətin paylanması tənliyini belə yazmaq olar:

$$\bar{U} = \frac{1}{k} U \ln \frac{Y}{Y_0}$$

Sərbəst səthi olan axınlarda sürətin paylanma qanunauyğunluğu belə ifadə edilə bilər:

$$\bar{U} = U_{dib} \left(\frac{h}{\Delta} \right)^{1/2}$$

Burada U_{dib} – dibdə olan sürət, h – dərinlik, Δ - mütləq kələ-kötürlük.

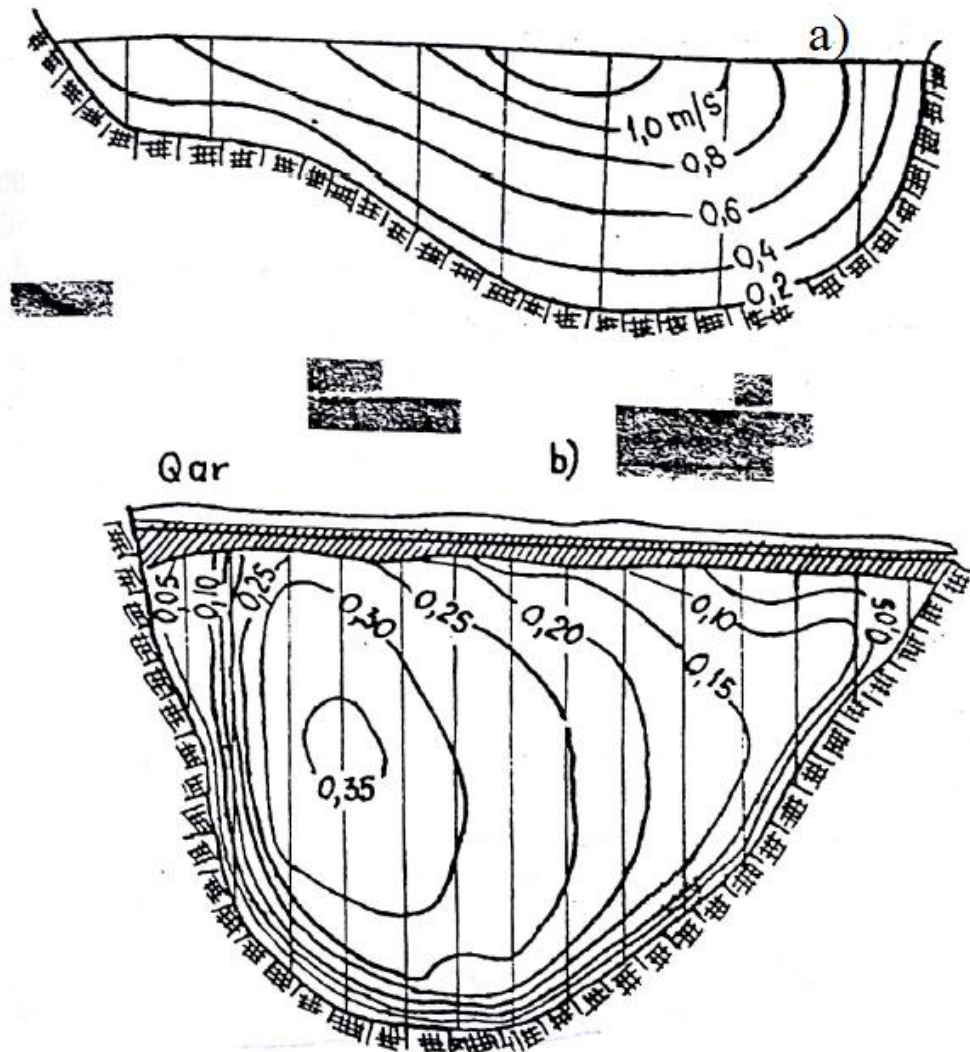
Suyun çayda axın sürəti həm dərinlik boyu, həm də çayın eni boyu dəyişir. Belə ki, yerli sürət dibdən səthə doğru və sahillərdən çayın ortasına doğru artır.

Axının ayrı-ayrı yerli xüsusiyyətləri, o cümlədən yatağın dibinin girintili-çuxıntılı olması, səthində buz örtüyünün əmələ gəlməsi və s. sürətin dərinlik boyu paylanmasına çox böyük təsir edir. Əgər, külək axının əks istiqamətində əsirsə, onda maksimal yerli sürət səthdə deyil, ondan aşağı qatlarda olacaqdır. Əgər, axın qurğu vasitəsilə, məsələn, körpünün dayaqları ilə sıxılırsa, onda dib sürəti çox artır və bu yuyulma prosesi yaradır.

Sürət epyurasını qurmaq üçün axının müxtəlif nöqtələrində sürət fırlanğıcla ölçülür. Sürəti dərinlik boyu 5, 3, 2 və ya 1 nöqtədə ölçürlər. Beş nöqtəli ölçü zamanı yerli sürətləri səthdə (0.1h, 0.2h, 0.6h, 0.8h və dibdə) ölçürlər. Üç nöqtəli ölçüdə sürəti 0.2h, 0.6h, 0.8h dərinliklərində, bir nöqtəlidə isə 0.6h dərinliyində ölçürlər.

Səthi sürəti üzgəc vasitəsilə də ölçmək olar.

Çayın eni boyu sürət epyurasını qurmaq üçün absis oxunda çayın eni (B) göstərilir. Ordinat oxu üzrə dərinlik şaqullarındakı orta sürət (su kəsirlərində sürət sıfıra bərabər götürülür) qeyd edilir. Alınan nöqtələri səlis əyri ilə birləşdirirlər (şəkil 3.7).



Şəkil 3.7 İzotaxlar: a) açıq səth; b) buz örtüyü olduqda

Axının canlı en kəsiyində sürətin paylanması xüsusiyyətlərini öyrənmək üçün, en kəsiyin profilində bərabər sürətli nöqtələri səlis əyri xətlə birləşdirirlər. Belə xətlərə izotaxlar deyilir. İzotaxlara görə axının hansı hissəsində sürətin böyük olmasını müəyyən etmək olar. Buzla örtülmüş çayda izotaxlar qapalı xətlər şəklində olur.

Şaqullardakı orta sürətləri aşağıdakı ifadələrdən tapmaq olar:

beş nöqtə üsulunda:

$$\overline{U_{saq}} = 0.1(\overline{U_{seth}} + 3\overline{U_{0.2}} + 3\overline{U_{0.6}} + 2\overline{U_{0.8}} + \overline{U_{dib}});$$

İki nöqtə üsulunda:

$$\overline{U_{saq}} = \frac{\overline{U_{0.2}} + \overline{U_{0.8}}}{2}$$

Çay axınlarında orta sürət təxminən 0.6h dərinlikdəki nöqtənin sürətinə bərabərdir.

3.2.4 Çay yataqlarında daxili axıntılar

Çay yataqlarının mürəkkəb formalara malik olması, döngələrin, əyri hissələrin mövcudluğu ilə əlaqədar olaraq çaylarda əsas irəliləmə hərəkətilə yanaşı, daxili axıntılar da vardır. Daxili axıntıların olması, məcranın döngəli hissəsinin qabarıq sahilində dayazlığın, batıq sahilində isə dərinliyin əmələ gəlməsi üçün əsas səbəbdir. İlk dəfə daxili axıntıların quruluşunu mühəndis N.S.Lelyavski (1894) izah etmişdir. O, ayrı-ayrı dərinlikdəki su lülələrinin istiqamətini və qiymətini müəyyən etmək üçün xüsusi hidroflüger adlanan cihaz hazırlamışdır. Lelyavski Dnepr çayında hidroflügerlə hərəkətin sürəti və istiqamətini ölçmüş və daxili axıntıların məcrə proseslərinə olan təsirini qiymətləndirmişdir.

Üç növ daxili axıntılar mövcuddur:

1. Yerin öz oxu ətrafında fırlanması nəticəsində əmələ gələn axıntılar;
2. Məcranın ayrılıyından əmələ gələn axıntılar;
3. Məcranın en kəsik formasının təsiri ilə yaranan axıntılar.

Yerin fırlanması nəticəsində yaranan axıntıları ilk dəfə akademik K.M.Ber (1853 – 1856 illərdə) izah etmişdir. O, Volqa çayında apardığı müşahidələr zamanı Ber bir hala təsadüf etmişdir ki, çayın sağ sahili adətən dik və sıldırım, sol sahil isə az meyillidir. O, bunu Yerin fırlanması ilə əlaqədar olduğunu söyləmişdir. Məşhur “Ber qanunu” ilk dəfə belə ifadə olunmuşdur. Şimal yarımkürəsində axan çayların sağ sahili yüksək və dik, sol sahili isə alçaq və az meyillidir. Xüsusi yerli şəraitin təsirindən bəzən çayların müəyyən hissələrində Ber qanunu pozula da bilər.

Yerin fırlanmasının onun üzərində olan cismlərə təsirini müəyyən etmək üçün iki hərəkəti bir-birindən ayırmaq lazımdır.

1. Cismin Yerə nisbətən hərəkəti;
2. Cismin Yerlə birlikdə (köçmə) hərəkəti.

Başqa hərəkətlərdə mövcuddur. Məsələn, yerlə birlikdə cismin Günəş ətrafında hərəkəti, cismin Günəş sistemi ilə birlikdə hərəkəti və s. Bu hərəkətlərin Yer üzərindəki çaylarda baş verən proseslərə təsiri az olduğu üçün onlar nəzərə alınmır.

Cismin Yer səthinə nisbətən hərəkət sürəti nisbi sürət adlanır. Cisimlə Yerlə birlikdə hərəkəti Yerdən çox uzaq olan və həmin hərəkətdə iştirak etməyən müşahidəçiyə görə bilər. Yer üzərində ekvatora yaxın olan cismlər daha böyük sürətlə hərəkət edirlər. Onların sürəti qütblərə getdikcə azalır və qütblərdə sürətləri sifirə bərabər götürülür.

Ekvator üzərindəki cismin köçmə sürəti belə təyin edilir:

$$v_e = \frac{L_e \cdot 1000}{T} = \frac{40000 \cdot 1000}{86400} = 467 \frac{m}{san}$$

Burada L_e - ekvatorun uzunluğu, km-lə; T – bir gündəki saniyələrin sayı.

Köçmə sürəti ekvatorun qütbə doğru azaldığı üçün ətalət qüvvəsi yaranır. Bu qüvvə təcil istiqamətinin əksinə yönəlmiş olur.

Çay axınındakı su hissəciklərinin cənubdan şimala getdikcə köçmə sürətləri azaldığı üçün mənfi təcil, şimaldan cənuba hərəkətində isə köçmə sürətləri çoxaldığından müsbət təcil yaranır. İkinci halda təcil qərbdən şərqə yönəlmiş olur və ətalət qüvvəsi şərqdən qərbə, yəni təcilin əksinə yönəlir. Birinci halda isə ətalət qüvvəsinin istiqaməti yerin fırlanma istiqaməti ilə eyni olur. Beləliklə, hər iki halda çay axınına təsir göstərən ətalət qüvvəsi çayın sağ sahilinə yönəlmiş olacaqdır. Şərqdən qərbə və əksinə axan çaylarda da ətalət qüvvəsi sağ tərəfə yönəlir.

Cənub yarımkürəsində axan çaylarda isə ətalət qüvvəsi bütün hallarda sol sahilə tərəf yönəlmiş olur. Ətalət qüvvəsinin mütləq qiyməti nisbi sürətdən, yəni çaydakı suyun hərəkət sürətindən asılıdır və onunla düz mütənasibdir.

Çay axınındakı su hissəciklərinə ətalət qüvvəsindən başqa ağırlıq qüvvəsi də təsir göstərir. Deməli, yalnız ağırlıq qüvvəsinin təsiri altında olan mayenin səthi üfüqi, yəni həmin qüvvəyə perpendikulyar vəziyyətdə olardı, ancaq ətalət qüvvəsi də təsir göstərdiyindən suyun sərbəst səthi qüvvələrin əvəzedicisinə perpendikulyar vəziyyət alır və beləliklə, eninə meylik əmələ gəlir və belə ifadə olunur:

$$J = \frac{2\omega v \sin\varphi}{g}$$

Burada $2\omega v \sin\varphi$ – Koriolis təcili, ω – yerin fırlanmasının bucaq sürəti, v – suyun hərəkətinin orta sürəti, φ – nöqtənin en kəsiyi, g – sərbəstdüşmə təcili.

Suyun sürəti artdıqca eninə meylik artmalıdır. Sürət çayın en kəsiyində qeyri – müntəzəm paylandığı üçün eninə meylik də çayın eni boyu dəyişəcəkdir və sürət böyük olan yerdə, yəni çayın ortalarında meylik çox olacaqdır. Eninə meylik

sahillərə tərəf azalır və bu meyilliyn təsirindən suyun səthindəki hissəciklər sağ sahilə doğru hərəkət edirlər. Dibdəki hissəciklər isə sol sahilə doğru hərəkət edir və nəticədə eninə sirkulyasiya yaranır.

Səth şırnaqlarının sağ sahilə və oradan da enərək.Ş dib şırnqları kimi sol sahilə axması çayın məcrasında gedən deformasiyalara səbəb olur. Eninə sirkulyasiya edən suyun hərəkəti, onun irəliləmə hərəkəti ilə toplanaraq mənbədən mənsəbə doğru çay axınında vintvarı hərəkət şəklini alır.

Yerin fırlanmasından əmələ gələn eninə sirkulyasiyanın çay məcrasının formalaşmasına təsiri azdır. Bu prosesdə əsas təsiri məcranın ayrılıyından yaranan eninə sirkulyasiya göstərir.

Daxili axıntılar çay axınının əyri hissələrində, o cümlədən döngələrdə əmələ gəlir. Döngəli yataqlarda su hissəciklərinin istiqaməti dəyişir və hissəciklərin öz istiqamətlərinin dəyişməsinə göstərdikləri müqavimətdən mərkəzdənqaçma ətalət qüvvəsi əmələ gəlir. Mexanikadan məlumdur ki, mərkəzdənqaçma ətalət qüvvəsi hissəciklərinin hərəkət etdiyi yolun ayrılığı ilə düz, ayrılık radius ilə tərs mütənasibdir. Mərkəzdənqaçma qüvvəsinin təsirindən suyun hissəcikləri batıq sahilə sıxışdırılır. Bu zaman həmin sahildə səviyyə qalxır, qabarıq sahildə isə enir, beləliklə də eninə meylik yaranır.

Su hissəciklərinə mərkəzdənqaçma qüvvəsindən başqa ağırlıq qüvvəsi də təsir göstərir. Sərbəst səth bu iki qüvvənin əvəzedicisinə perpendikulyar olur. Bu zaman səthi axıntı yaranır və qabarıq sahilə istiqamət alır. Qabarıq sahildən isə dib axıntısı batıq sahilə doğru hərəkət edir. Beləliklə, döngələrdə eninə sirkulyasiya əmələ gəlir. Vahid kütləyə düşən mərkəzdənqaçma qüvvəsi aşağıdakı düsturla hesablanır:

$$P_{m.q} = \frac{\bar{U}^2}{r}$$

Burada r - ayrılık radius, $\bar{U}$ - su hissəciklərinin ortalaşmış sürəti.

Vahid kütləyə düşən ağırlıq qüvvəsi g , eninə meylik isə:

$$J = \frac{P_{m.q}}{g} = \frac{\bar{U}^2}{rg}$$

olacaqdır.

Əgər zamana görə ortalaşdırılmış sürət ($\bar{U}$) axının orta sürəti ilə əvəz etsək, onda sürətin qeyri-müntəzəmliyini nəzərə alaraq eninə meylik üçün ifadə belə yazmaq olar:

$$J_e = \frac{\alpha v_{or}^2}{gr}$$

Döngələrdə yaranan eninə meylik həmişə uzununa meylikdən kiçik olur.

Beləliklə, məcrada əmələ gələn eninə sirkulyasiya orada gedən deformasiyaların əsas səbəbidir və bununla da sahillərdən biri boyu dərinləşmiş hissəsinin olmasını təmin edir.

Daşqın zamanı da xüsusi eninə sirkulyasiya yaranır. Səviyyə daşqın zamanı qalxır, axının ortalarında sürət artır və sahillərə yaxın hissələrdəki sürətlərdən böyük olur. Odur ki, sürət artdıqca axının ortasında təzyiq azalır, orada su səthi qabarıq şəkil alır və beləliklə də eninə meylik əmələ gəlir. Eninə meylik, külək və bir sahildən o biri sahilə tərəf əsdikdə də yarana bilər.

Daxili axıntıların bir növü də suyun fırlanma (burulğan) hərəkətidir. Belə hərəkət çay məcrası tam axarlı olmadıqda yaranır. Əgər çayın bir sahili çox çıxıntılı olursa, onda həmin çıxıntının arxasında su fırlanmağa başlayır. Bu fırlanan su axınla həmişə əlaqədar olur. Burulğanın aşağısında əsas axından su çəkilir, üst hissədən isə, əksinə, axına su gedir. Belə burulğanlar məcrada yerli deformasiyaların əmələ gəlməsinə səbəb olur və getdikcə sahili yuyulur. Bu sahilin uçmasına gətirib çıxarır. Burulğanda mərkəzdənqaçma qüvvəsi yaranır. Həmin qüvvə aşağıdan səthə doğru axıntı əmələ gətirir. Yaranmış axıntı asılı gətirmələri və dib çöküntülərini yuxarı qaldıraraq çayın dibində qıf şəkilli çökək yaradır. Düzənlik çaylarının dibində qum hissəcikləri yığılır və bu zaman həmin yığıntıların arxasında fırlanan su valı əmələ gəlir. Belə çayların dibində dərinləşmiş hissələr, yəni quytul və dayaz hissələr – aşırımlar və ya çay tirəsi olur. Çayın meandrlarında quytul və aşırımlar axın boyu bir-birini əvəz edir.

Daşqın zamanı aşırım üzərində su səthinin meyliyi və axının sürəti az, quytul üzərində isə əksinə, böyük olur. Beləliklə, axın quytulları daha da dərinləşdirir və əmələ gəlmiş material aşırım olan hissədə toplanır. Quytullar və aşırımlar axın boyu hərəkətdə olurlar.

3.3 Su rejiminin ünsürləri və onlar üzərində müşahidə üsulları

3.3.1 Çayların səviyyə rejimi

Səviyyə müəyyən üfüqi müstəviyə görə su səthinin hündürlüyüdür. Çaylarda suyun səviyyəsi dəyişkən olur. Onun dəyişməsi qidalanma dəyişməsi qidalanma şəraitindən və çayın rejimindən asılıdır. Su səviyyəsi həm il ərzində (sutkalıq, aylıq, fəsillik), həm də çoxillik dövrdə tərəddüd edir.

Səviyyə qar əriməyə başladıqda və leysan yağdıqdan sonra qalxır. Yaz gursululuğu zamanı qarın əriməsilə yanaşı yağış yağdıqda səviyyə daha çox dəyişir. Qısa müddətli daşqın dövründə səviyyə artıb maksimuma çatır və getdikcə aşağı düşür.

Çay yalnız yeraltı sularla qidalandıqda səviyyə aşağı olur. Belə ki, qış və yay dövründə səviyyə ən alçaq olur və ancaq güclü yağışlar zamanı qalxır. Aran rayonlarda yay vaxtı bəziçaylar tamamilə quruyur, yəni səviyyə çay dibinin yüksəkliyinə bərabər olur.

Çayın sululuğunun çoxillik dövrdə dəyişməsi ilə əlaqədar su səviyyəsi də tərəddüd edir.

Çayın qidalanma xüsusiyyətlərindən asılı olaraq suyun səviyyəsinin dəyişməsi süni yolla tənzimləyə bilər. Əgər çay üzərində su anbarı və başqa hidrotexniki qurğular tikilərsə, onda su səviyyəsinin təbii rejimi pozulur. Bundan başqa çay yatağında yuyulma gedərsə, səviyyə enir, gətirmələr çökdükdə isə qalxır. Su səviyyəsinin rejimi su ölçən məntəqələrdə aparılan müşahidələrə görə müəyyən edilir. Onun dəyişmə xüsusiyyətlərini əyani şəkildə göstərmək üçün gündəlik orta su səviyyələrinə görə səviyyənin tərəddüd qrafiki tərtib edilir.

Hidroloji təhlil zamanı aşağıdakı səciyyəvi səviyyələr və onların əmələgəlmə tarixi müəyyən edilir:

- il ərzində ən yüksək su səviyyəsi;
- yay və payız daşqınlarının ən yüksək səviyyəsi, yaz buz axımının ən yüksək səviyyəsi;
- ən alçaq yay səviyyəsi;
- ən alçaq qış səviyyəsi;

Ən yüksək və alçaq səviyyələrin fərqi səviyyənin tərəddüd amplitudası adlanır. Su səviyyəsinin rejimini öyrənməkdə məqsəd hidrotexniki qurğuları düzgün layihələndirmək və istismar etmək, çayətrafı sahənin su altında qalma müddətini təyin etmək və gəmiçilik üçün istifadə olunan çayların yararlılığını müəyyən etməkdir.

3.3.2 Sərf modeli. Sərf ayrılıqları

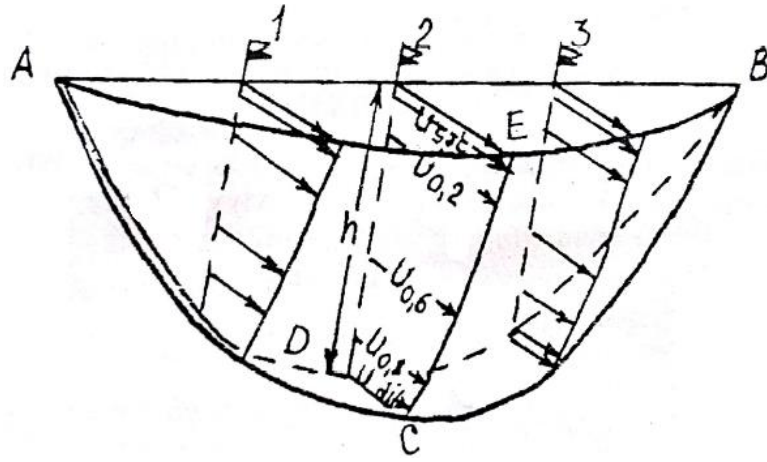
İzotaxlar tərtib edildikdən sonra su sərfini hesablamaq olar. En kəskin profilində maksimal sürətdən asılı olaraq 0.05: 0.10: 0.20 m/san-dən bir izotaxlar çəkilir. Canlı en kəskinin hər nöqtəsində sürətin qiymətini, həmin kəskinə perpendicular olan xətt üzrə müəyyən bir miqyasda qeyd edib onları birləşdirdikdə AEBCA səthi alınır. Bu səth, sərbəst səth (AEBA), en kəskin səthi (ADB) və islanmış səth (ADBCA) ilə əhatə olunmuş su həcmi qiymətcə axının su sərfinə bərabər olur. Alınmış su həcmi sərf modeli adlanır (şəkil 3.8).

Sərf modelini çayın eni boyunca sərbəst səthə (axına) paralel müstəvilərlə kəsdikdə, götürülmüş dərinliklər üçün sürət epyurları alınır.

Sərf modelini sərbəst səthə perpendikulyar müstəvilərlə kəsdikdə, kəskin xətləri izoxatları verir. Sərf modeli, sahəsi en kəskin sahəsinə bərabər, şaquli müstəvilərlə məhdudlaşan həcmi isə sərf modelinin həcminə bərabər olan sadə cisim kimi qəbul edilərsə, onda su sərfi belə təyin oluna bilər:

$$Q = \omega \cdot \text{vor},$$

burada, ω -canlı en kəskin sahəsi; vor- orta sürət.



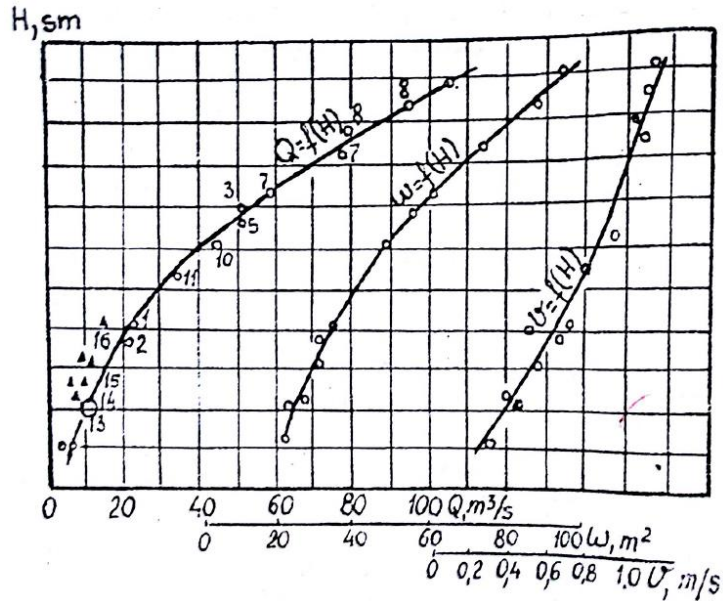
Şəkil 3.8 Sərf modeli

Orta sürət, yatağın həndəsi və hidravlik xüsusiyyətlərindən asılıdır:

$$v_{or} = \frac{Q}{\omega}$$

Suyun səviyyəsi (H) artıb-azaldıqca ω dəyişir və beləliklə, v_{or} də dəyişir.

Su sərfləri ilə səviyyələr arasındakı əlaqələr sərf əyriləri adlanır. Bu əyridən istifadə etdikdə sərfi tez-tez ölçmək lazım gəlmir. Məlumdur ki, sərfi ölçmək çətindir və həm də çox vaxt tələb edir. Ona görə də müxtəlif səviyyələrdə sərf ölçülür və sonra isə $Q=f(H)$ qrafiki tərtib edilir. Sərf əyrisindən (Şəkil 3.9) istifadə edərək istənilən səviyyə üçün sərfin qiymətini müəyyən etmək mümkündür. Sərf əyriləri vasitəsilə gündəlik ölçülən səviyyələrə görə orta gündəlik sərflər təyin edilir və axım həcmi hesablanır. En kəsik sahəsi və orta sürət səviyyədən asılı olaraq dəyişiklikləri üçün $\omega=f(H)$ və $v=f(H)$ əyriləri qurulur.



Şəkil 3.9 Sərf əyriləri

3.4 Çayların qidalanma və su rejimi

3.4.1 Çayların qida mənbələri

Çaylar səth və yeraltı sularla qidalanırlar. Ümumiyyətlə qida mənbələri dörd növdür: yağış, qar, buzlaq və yeraltı sular. Bunlardan ilk üçü səth sularına aiddir.

Çayların qidalanmasının əsas amillərindən biri iqlim şəraitidir və məşhur meteoroloq A.İ.Voeykov dediyi kimi-çaylar iqlimin məhsuludur.

Müxtəlif çay hövzələrində bu və başqa qida mənbəyinin üstün olması yerli şəraitdən asılıdır. Bəzən hövzələr üçün hansı növ qidanın üstün olduğunu müəyyənləşdirmək mümkün olmur. Bu halda qarışıq qidalanma məfhumundan istifadə edilir.

Çaylarda axımın yaranmasına iqlimdən başqa bitki örtüyü, torpaq, relyef və antropogen amillər də böyük təsir göstərir. Çay hövzələrinin geoloji quruluşundan asılı olaraq yeraltı suların qidalanmada rolu müəyyən edilə bilər. Yağışla qidalanma əsasən leysan və uzun müddət davam edən yağışlar hesabına olur. Leysan yağışlar qısa müddət davam edir, bu vaxt çayların sululuğu kəskin artır və yağışdan sonra isə tədricən azalır. Uzun müddət davam edən yağış, əsasən böyük ərazini əhatə edir və çayı uzun müddət qidalandırır. Ekvatorial və iqlim qurşağının, Lənkəran təbii vilayətinin çayları əsasən yağış suları ilə qidalanır.

Qış zamanı yığılmış qar yazda əriməyə başlayır və ərinti suları çayları qidalandırır. Qar sularından qidalanma qarda olan su ehtiyatlarından və ərimə dövründəki hava şəraitindən asılıdır. Şərqi Avropanın düzənlik çaylarının axımının 50%-dən çoxunu qar suları təşkil edir. Buzlaq suyu ilə qidalanma yüksək dağlıq rayonların çayları üçün səciyyəvidir. Buzlaq suyu ilə qidalanan çaylarda sululuq yay dövründə artır (Amudərya, Sırdərya). Qar əriddə və yağışdan sonra suyun bir hissəsi torpaq-süxur təbəqəsinə hopur və yeraltı suların ehtiyatını artırır. Sonra isə il ərzində müntəzəm olaraq çayı qidalandırır. Cənubdan şimala doğru çayların qidalanmasında yeraltı suların rolu artır. Daimi donuşluq yayılmış ərazilərdə yeraltı sularla qidalanma çox cüzdür. Volqa çayının illik axımının 30%-ni yeraltı sular təşkil edir. Ümumiyyətlə, çayların su ilə qidalanmasında 2-3 qida mənbəyi iştirak edir. Belə qarışıq qidalanma çayların əksəriyyəti üçün xarakterikdir.

Çayların axım həcmi hesabladığımızda və axımın il ərzində paylanmasını müəyyənləşdirdikdə onların qida mənbələrini öyrənmək vacibdir.

Mülayim qurşaqlarda çayların çoxu qar suları ilə qidalanır. Qar suları ilə yanaşı, şimala getdikcə yeraltı və yağış sularının da payı artır. Dneprin aşağı axımından Azov dənizinə kimi olan ərazidə, Aşağı Volqaboyunda və Şimali Qazaxıstanda çaylar demək olar ki, ancaq yazda qnarın əriməsindən əmələ gələn sularla qidalanır. Bu rayonlarda yeraltı sular çox dərinə yerləşir, yağış suları isə əsasən buxarlanmaya sərf olunur. Kiçik hövzəyə malik olan çayların çoxu yay aylarında tamamilə quruyur. Çöl və meşə-çöl zonalarında yeraltı sular çox dərinə

olmadığı üçün çayların qidalanmasında iştirak edir. Ancaq yenə də həmin zonalarda çayların əsas qida mənbəyini qar suları təşkil edir və onların axımının əsas hissəsi yaz gursululuğu dövrünə təsadüf edir.

Dağ çaylarında qidalanma çox zaman qar və buzlaq suyunun hesabına olur. Buzlaq çayları qış aylarında ancaq yeraltı sularla qidalanır. Qeyd edək ki, dağ çaylarının qidalanma xüsusiyyətləri yüksəklikdən asılı olaraq dəyişir.

Böyük çayların qidalanması, onların axıb keçdiyi ərazilərin müxtəlif fiziki-coğrafi şəraitə malik olması ilə əlaqədar mürəkkəb xarakter daşıyır. Belə çaylarda qidalanma çox zaman qarışıq olur. Şərqi Asiya çaylarının qidasının əsasını musson yağışları təşkil edir. Musson yağışları ilin isti dövründə yağır.

Qeyd etmək lazımdır ki, daimi donuşluq yayılmış ərazilərdən keçən çayların yeraltı sularla qidalanması çox cüzi olur və həmin ərazidəki çayların qida mənbələri qar və yağış sularıdır.

3.4.2 Çayların qidalanma mənbələrinə görə təsnifatı

M.İ.Lvoviç Yer kürəsi çaylarının qida mənbələrinə görə təsnifatını vermiş və çayları 40 tipə bölmüşdür. Dörd əsas qida mənbəyinin hər birini kəmiyyətə qiymətləndirmək üçün o, aşağıdakı qradasiyaları qəbul etmişdir: 80%-dən çox, 50-80% və 50%-dən az. Əgər çay axımının 80%-dən çox hissəsi yalnız bir qida mənbəyinin payına düşürsə, müəllif belə çayı təmiz yağış, qar və ya yeraltı qidalı çay tipinə aid edir. Konkret bir qida mənbəyi, məsələn yağış suları ümumi axımın 50-80%-ni təşkil edərsə, belə çay əsasən yağış suları ilə qidalanan çay tipinə aid olunur. Əgər hər bir qida mənbəyinin payı 50%-dən az olarsa, belə çay əsasən qarışıq qidalı çay tipinə aid edilir. Buzlaq suyu ilə qidalanan çaylar üçün qradasiyalar 50%-dən çox, 25-50% və 25%-dən az qəbul edilir.

Kanadada, Alyaskada, Skandinaviya yarımadasında və Rusiyanın şimalında çayların qidalanmasında qar suları təşkil edir. Mülayim qurşaqlarda qar əsasən yazda, subartik qurşaqlarda isə (Yukon, Makkenzi çaylarının hövzələri) yayda əriyir. Cənub yarımkürəsində qar suları ilə qidalanan çaylar azdır. Bunlara misal olaraq Pataqoniya yastanından və Avstraliyada Qarlı dağlardan axan çayları göstərmək olar. Ümumiyyətlə, cəmi 9 çay tipi üçün qar suları ilə qidalanma üstünlük təşkil edir və bu çayların hövzəsi bütün qurunun 25-30%-ni tutur.

Əsas qida mənbəyi yağış suları olan çaylar Yer kürəsində daha geniş yayılmışdır (21 tip və qurunun 60%-i). Cənub yarımkürəsində Andın yüksək dağlıq zonası və Pataqoniya yastanı istisna olmaqla qalan ərazidə şimal yarımkürəsinin isə 50%-də çay axımının əsas hissəsini yağış suları təşkil edir.

Örtük buzlaqların yayılmış ərazilərdə: Antartidada, Qrenlandiyada, Kanada Arktik arxipelaqında və s. çayların qidasının 80%-dən çoxu buzlaq sularının payına

düşür. Burada axım prosesi iki aya yaxın bir müddətdə müşahidə olunur və bütün illik axım yay dövründə formalaşır.

Dağ buzlaqlarının yayıldığı ərazilərdə: Alp, Skandinaviya, Qafqaz, Tyan-Şan, Pamir, Altay, Himalay dağlarında çayların qidalanmasında buzlaqlar mühüm rol oynayır. Belə çaylar 7 tipdə birləşdirilir.

Əsasən yeraltı sularla qidalanan çaylar cəmi 3 tip əmələ gətirir. belə çaylara çatlı vulkanik süxurların geniş yayıldığı Kiçik Qafqazda, Mərkəzi Asiyanın qalın denudasiya materialları ilə örtülmüş dağlıq massivlərində rast gəlinir.

3.5 Çay axımı, Axım norması və axım xəritələri

Uzun müddət müşahidələr aparıldıqda, axım norması, hər hansı bir hidroloji sıranan orta hesabı qiyməti kimi təyin edilir.

Əgər axım norması su sərfi ilə ifadə olunarsa, o aşağıdakı düstur ilə hesablanır:

$$\bar{Q} = \frac{Q_1 + Q_2 + \dots + Q_n}{n} = \frac{\sum_1^n Q_i}{n}$$

Burada $\bar{Q}$ - axım norması (orta çoxillik su sərfi); Q_1, Q_2, Q_n - konkret illərin orta su sərfi; n -müşahidə illərinin sayı.

Axım norması, axım həcmi və ya axım layına görə hesablandıqda, müvafiq olaraq aşağıdakı düsturlardan istifadə olunur:

$$\bar{W} = \frac{\sum_1^n W_i}{n}; \quad \bar{h} = \frac{\sum_1^n h_i}{n}$$

Burada W_i - illik axım həcmi, $\bar{W}$ - axım norması, orta çoxillik axım həcmi, h_i - illik axım layı, $\bar{h}$ - axım norması (orta çoxillik axım layı).

Müşahidə illərinin sayı sonsuzluğa yaxınlaşarsa ($n \Rightarrow \infty$), axım norması da həqiqi qiymətinə yaxınlaşar. Hidrologiyada müşahidə müddəti bəzən 50-60 il, çox çaylar üçün isə 20-40 il təşkil edir. Odur ki, həqiqi axım norması orta qiymətdən σ_{Q_n} qədər fərqlənir. Sıranın uzunluğu artdıqca, bu fərq azalır və n illik sıranın orta kəmiyyətinin orta kvadratik xətası belə təyin edilir:

$$\sigma_n = \pm \frac{\sigma_Q}{\sqrt{n}}$$

Burada σ_Q - illik orta sərfinin (Q_i) n il üçün orta qiymətinin orta kvadratik xətasıdır.

$$\sigma_Q = \pm \sqrt{\frac{\sum_1^n (Q_i - Q_{or})^2}{n - 1}}$$

Burada Q_{or} - su sərfinin il üçün ədədi orta qiymətidir.

Axımın çoxillik dövr ərzindəki tərəddüdündə azsulu və çoxsulu illər (fazalar) növbələndiyi üçün, hesabat dövrünü düzgün seçmək çox vacib məsələlərdən biridir. Hesabat dövrünü seçdikdə azsulu və çoxsulu fazaların ancaq biri götürülə bilməz. Odur ki, hesabat dövrü həm çoxsulu, həm də azsulu fazaları, yəni tam bir dövrü əhatə etməlidir.

Qısa müddətdə aparılan müşahidə nəticələrinə görə axım normasını ($n \ll N$) axımın həqiqi qiymətindən çox fərqli bir qiymət alırıq. Bu hal üçün axım norması müşahidə sırasını uzatmaqla təyin olunmasıdır. Qısa müşahidə sırasını uzun bir sıraya gətirmək üçün oxşar çay seçmək lazımdır. Qısa müşahidə sırasını uzun bir sıraya gətirmək üçün oxşar çay seçmək lazımdır. Hesablama aparılan çay üçün seçilmiş oxşar çayın hövzəsi onunla eyni fiziki-coğrafi şəraitə malik olmalıdır. Oxşar çayın seçilməsində ən əsas və obyektiv meyar, onların illik axım tərəddüdlərinin sinxronluğudur.

Axım tərəddüdlərinin sinxronluğunu müəyyən etmək üçün hər iki çayın illik axım məlumatlarına görə fərq integral ayrıləri qurulur. Hesabat aparılan çayın və oxşar çayın orta illik su sərfələri arasında korrelyasiya əmsalı hesablanır. Hər iki çayda parallel müşahidə 10-15 il ərzində aparıldıqda və korrelyasiya əmsalı $r \geq 0.70$ olduqda, hesabat aparılan çayın hidroloji sırası uzadılır və ona əsasən axım norması hesablanır.

Korrelyasiya əmsalı belə hesablanır:

$$r_{1,2} = \frac{\sum_1^m (Q_{1i} - \overline{Q_1})(Q_{2i} - \overline{Q_2})}{\sqrt{\sum_1^m (Q_{1i} - \overline{Q_1})^2 \sum_1^n (Q_{2i} - \overline{Q_2})^2}}$$

Burada Q_{1i} , Q_{2i} – müvafiq olaraq, hesabat aparılan və oxşar çayın parallel müşahidə aparılan n ildəki orta illik su sərfələri; $\overline{Q_1}$, $\overline{Q_2}$ – n il müddətində müvafiq orta illik sərfələrin orta ədədi qiymətləri.

Qısa müşahidə sırasını çoxillik sıraya gətirmək üçün əlaqə qrafikindən də istifadə edilə bilər. Belə əlaqə qrafiki öyrənilən çayda və oxşar çayda eyni illərdə aparılan müşahidələrin nəticələrinə əsasən orta illik sərfələr arasında tərtib edilir.

Eyni illərdə aparılan müşahidələr kifayət qədər olmadıqda, fəsillik və orta aylıq sərfələrdən də istifadə edilə bilər. Təyin olunacaq axım norması, oxşar hövzənin axım normasına müvafiq olaraq əlaqə qrafikindən götürülür.

Bəzi hallarda eyni illərdə aparılan müşahidələr 5 ilədək olur. Belə olduqda axım analitik üsulla çoxillik sıraya gətirilir və axım norması hesablanır. Müşahidələr 5 illik bir dövrü əhatə edərsə, əlaqə qrafiki tərtib edilmir. Onda belə hesab edilir ki, əlaqə əyrisi koordinat başlanğıcından keçir və hər bir ildə hər iki çay üçün orta illik su sərfələrinin nisbəti sabit qalır.

$$\frac{Q_{1or}}{Q_{2or}} = \frac{\overline{Q_{01}}}{\overline{Q_{02}}}$$

Burada Q_{1or} , Q_{2or} – müvafiq olaraq, hesabat aparılan çayın və oxşar çayın orta illik su sərfələrinin parallel müşahidələr dövrü üçün orta hesabi qiymətləri; $\overline{Q_{02}}$, $\overline{Q_{01}}$ – həmin çayların axım normaları.

Beləliklə, çayın axım normasını hesablamaq üçün aşağıdakı ifadə alınır:

$$\overline{Q_{01}} = \overline{Q_{02}} \cdot \frac{Q_{1or}}{Q_{2or}}$$

Hidroloji cəhətdən zəif öyrənilmiş ərazilərdə müşahidə sırasını, çay hövzəsində meteoroloji ünsürlər üzərində uzun müddət ərzində aparılan müşahidələrə görə də uzatmaq olar.

Öyrənilməmiş çayların axım norması müxtəlif üsullarla təyin edilir. Bunlardan ən geniş istifadə olunanı izoxət üsuludur. Axım modulunun izoxət xəritəsini tərtib etdikcə belə hesab edilir ki, iqlim və başqa fiziki-coğrafi amillərə müvafiq olaraq ərazi üzrə axımın dəyişməsi səlis olur. İzoxət xəritəsində axım modulus su sərfi ölçülən nöqtəyə deyil, hövzənin ağırlıq mərkəzinə aid edilir və belə hesab olunur ki, axım hövzədə müntəzəm paylanır.

Axım norması müəyyən ediləcək çay hövzəsinin həndəsi mərkəzi gözəyari götürülür. Sonra yaxın izoxətləri interpolasiya etməklə həmin üçün axım norması hesablanır.

Dağlıq rayonlarda interpolasiya aparıldıqda relief nəzərə alınmalıdır. Axım izoxətləri ərazi üzrə qeyri-müntəzəm yerləşərsə, onda xətti interpolasiya tətbiq olunmur və axım norması aşağıdakı ifadəyə görə hesablanır:

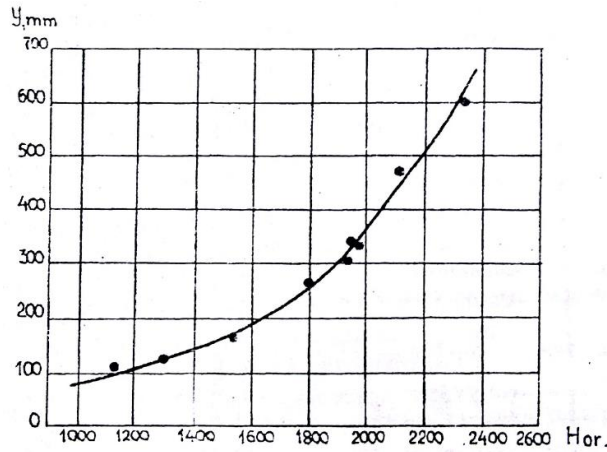
$$\bar{M} = \frac{M_1 f_1 + M_2 f_2 + \dots + M_n f_n}{f_1 + f_2 + \dots + f_n}$$

Burada M_1, M_2, M_n – hövzə daxilində qonşu izoxətlərə uyğun axım modulunun qiyməti; f_1, f_2, f_n – müvafiq izoxətlər arasındakı sahələrdir.

Beləliklə, axım modulunu izoxətlər xəritəsindən tapdıqdan sonar su sərfi ilə ifadə edilən axım norması aşağıdakı düsturla hesablanır:

$$\bar{Q} = \frac{\bar{M} F}{1000}$$

Burada F - hövzənin sahəsi, $\bar{M}$ - axım modulu.



Şəkil 3.10 Hövzənin orta yüksəkliyi ilə axım layı arasındakı əlaqə
(K.Qafqazın c.ş. yamacı)

Axım normasını izoxət xəritələri ilə hövzəsinin sahəsi 50000 km²-ə qədər olan çaylar üçün hesablayırlar. Öyrənilməmiş çayların axım normasını xəritədən müəyyən etdikdə, yerlatı suları məcrasına tam toplaya bilməyən və arid zonada yerləşən kiçik çayların axım normasına düzəlişlər verilir. Düzəlişlərin qiyməti hövzənin sahəsində və yerləşdiyi coğrafi zonadan asılı olaraq müəyyən edilir.

Dayaq məntəqələri arasında interpolasiya aparmaqla axım normasını təyin etmək üçün bir neçə dayaq məntəqəsində axım norması hesablanır. Topoqrafik xəritədə hövzələrin ağırlıq mərkəzində axım norması qeyd edilir. Düzənlik və nisbi hündürlüklər az dəyişən rayonlarda axım norması xətti interpolasiya üsulu ilə təyin edilir. Dayaq məntəqələri arasında relyefin xəritəsi kəskin dəyişirsə, onda axımın il ərzində paylanması onun yüksəkliyinə mütənasib olaraq götürülür. Interpolasiya üsulu ilə təyin edilmiş axım normasının dəqiqliyi dayaq məntəqlərinin axım normasının hesablama dəqiqliyindən asılıdır.

Dağ çaylarının axım normasına relyef təsir göstərdiyindən, axımın izoxət xəritəsinin dəqiqliyi aşağı olur. Dağ rayonlarında şaquli zonallığı və yamacların səmtini nəzərə almaq məqsədi ilə ayrı-ayrı hidroloji rayonlar üçün axım norması ilə hövzənin orta yüksəkliyi arasında əlaqə qrafik tərtib edili.

3.6 Çay gətirmələri

3.6.1 Çayların enerjisi və işi

Cismin iş görmə qabiliyyəti enerji adlanır. Vahid zamanda görülmə işə güc deyilir. Çayların enerjisi iki növ olur: onlardan birincisi hərəkət edən suyun zərbəsinin enerjisi, ikincisi isə düşən suyun enerjisidir. Su axımının istiqamətinə perpendikulyar bərkidilmiş divara suyun hidravlik zərbə qüvvəsi aşağıdakı kimi hesablanır:

$$P = \frac{1000 f v^2}{g}$$

Burada f - divarın sahəsi, v - orta sürət, g - sərbəstdüşmə təcili.

Suyun içərisində olan və hərəkət edən cismə təsir göstərən hidravlik zərbə qüvvəsi isə

$$P_n = \frac{1000 f (v - v_1)^2}{g}$$

Düsturu ilə hesablanır. Burada v_1 - cismin hərəkət sürətidir və $v_1 < v$.

Suyun axınına əks istiqamətində hərəkət edən cismə təsir edən zərbə qüvvəsi isə aşağıdakı düsturla hesablanır.

$$P_s = \frac{1000 f (v - v_s)^2}{g}$$

Burada v_2 - cismin hərəkət sürətidir.

Düşən suyun enerjisi su sərfi (Q) və çayın düşməsindən ($H_1 - H_2$) asılıdır. Götürülmüş hər hansı iki kəsikdə çayın enerjisi aşağıdakı riyazi ifadəyə görə hesablanır.

$$E = \rho \cdot g \cdot Q \cdot (H_1 - H_2)$$

Burada Q - su sərfi, ρ - suyun sıxlığı, ($H_1 - H_2$)- çayın düşməsi və ya basqı.

Çayın düşməsinə meylliklə ifadə etsək, onda:

$$E = \rho \cdot g \cdot l \cdot v \cdot i \cdot \omega$$

Burada i - meyllik, l - çay hissəsinin uzunluğu.

Çay axınının gücünü kilovatla da ifadə etmək olar. 100 l (100 kq) suyun 1 m hündürlükdən düşməsi 1 kVt, bir saatdakı gücü isə 1 kVt-saatdır.

$$N_{kvt} = \frac{1000 Q \cdot H}{75 \cdot 1.36} = 9.8Q(H_1 - H_2) = 9.8QH_{kvt}$$

Gücü at qüvvəsi ilə ifadə etsək:

$$N_{at} = \frac{1000 Q \cdot (H_1 - H_2)}{75} = 13.3Q(H_1 - H_2)$$

Çayın enerjisinin həm su sərfindən, həm də basqıdan asılı olduğunu nəzərə alaraq, onun gücünü artırmaq məqsədi ilə qarşısını bəndlə kəsirlər.

Axan suyun kinetik enerjisi

$$E_k = \frac{1000 \cdot Q}{2g} \cdot v^2$$

və düşən suyun enerjisi

$$E_g = 1000QH$$

Olarsa, onda bənd tikdikdə çayın enerjisinin artmasını belə ifadə etmək olar:

$$\frac{E_g}{E_k} = \frac{1000 \cdot Q \cdot H \cdot 2g}{1000 \cdot Q \cdot v^2} = \frac{19.62H}{v^2}$$

Əgər suyun basqısını bənd vasitəsilə 5 m artırısaq və suyun çayda axın sürəti bənd tikilənə kimi $v=1$ m/san olarsa, onda çayın gücü $19.62 \cdot 5/1^2=98$ dəfə artmış olar.

Hidroenerji ehtiyatlarından texniki istifadə əmsalı böyük çaylarda daha yüksəkdir.

Qafqaz çayları-Kuban, Terek, Kür, Samur və başqaları ildə 294 mlrd. kVt-saat enerji istehsal edə bilər.

Azərbaycan çaylarının hidroenerji ehtiyatı 3.8 mln. kVt və ya ildə 33.5 mlrd. kVt-saat-dır. Kür çayının potensial hidroenerji ehtiyatı 2.0 mln kVt-ə bərabərdir.

Hər bir cisim hərəkət etdikdə iş gördüyü kimi, su da çaylarda hərəkət etdikdə iş görmə qabiliyyətinə malik olur. Çayların işi axan suyun sürəti ilə əlaqədardır. 1 l (1 kq) suyun 1 m yüksəklikdən düşməsi, həmin suyun düşmə zamanı gördüyü işdir. Çayların işi daxili sürtünməyə, sahillərə və yatağın dibinə sürtünməyə, yatağın deformasiyasına və yuyulub çaya gətirilən bərk hissəcikləri nəql etməyə sərf olunur.

Çay yatağının deformasiyasında və gətirmələrin nəql edilməsində çayın işinin əsas toplananları aşağıdakılardır:

- bərk hissəciklərin yuyulması;
- hövzədən yuyulub çaya gətirilmiş hissəciklərin nəql edilməsi;
- hissəciklərin çökdürülməsi.

Çayların dibinin yuyulması ilə yanaşı, yan eroziya da müşahidə olunur. Belə ki, çayın eni getdikcə artır, çay axını düz xətti deyil, əyri xətti olur. Düzənlik çaylarının planda döngələrə malik olmasına əsas səbəb, məcranın asan yuyulan süxurlardan təşkil olunmasıdır. Döngələrə bütün çaylarda rast olunur, ancaq olar düzənlik çayları üçün daha səciyyəvidir.

Kiçik Asiyada olan Meandr çayının (indi o, Böyük Mendere adlanır) döngəliyi daha aydın göründüyü üçün, döngəli çayları meandrlı çaylar adlandırırlar. Cənubi Qafqazın ən böyük çayı olan Küründə aşağı axının da əyrintilik böyükdür.

Çayların meandrlı olmasına səbəb odur ki, yan eroziya baş verdikdə axın öz düzxətli istiqamətini dəyişir və su axınının lülələri bir sahilə yönələrək oranı yumağa başlayır. Bu zaman qarşıdakı sahilə yaxın hissədə axının sürəti azaldığı üçün orada gətirmələr çökür. Sahilə dəyib oranı yuyan su axını lülələri istiqamətlərini dəyişərək əks sahilə doğru hərəkət edir və oranı da yumağa başlayır. Çay axını boyu davam edən bu proses nəticəsində meandrlar getdikcə böyüyür və inkişaf edir.

Meandr ilgək formasını aldıqdan sonra, onun boğaz hissəsini axın yararaq məranı düzləndirir və kənarda qalan köhnə məcrada axmaz əmələ gəlir.

Çayların ayrıntılıyını (döngəliyini) kəmiyyətcə ayrıntılı əmsalı xarakterizə edir.

3.6.2 Asılı gətirmələr

Axın vasitəsilə asılı halda nəql edilən gətirmələrin hərəkət qanunauyğunluğunu ilk dəfə 1848-ci ildə Dyupyu əsaslandırmışdır. Onun müşahidələrinə əsasən sürət qradiyenti böyük olduqda çayın dibində yerləşən bərk cisimlərə qaldırma qüvvəsi təsir göstərir. Axının dibində olan bərk hissəciyin üst səthində suyun sürəti böyük, aşağıda isə kiçik, bəzən hətta sıfıra bərabər olur. Dibdə isə əksinə, təzyiq çox olduğundan sükunətdəki gətirmələrə qaldırma qüvvəsi təsir göstərərək, onları yerlərindən tərpədir. Yerindən oynamış bərk hissəciklər axınla birlikdə hərəkət edir. Bundan sonra gətirmələrin uzun müddət asılı halda qalması turbulentliyindən, o cümlədən şaquli sürət pulsasiyasından asılıdır. Hal-hazırda asılı gətirmələrin hərəkətinin iki nəzəriyyəsi mövcuddur. Nəzəriyyələrdən biri diffuziya nəzəriyyəsidir. Onu 1913-1923-cü illərdə atmosfer üçün V.Şmit və Ç.Teylor vermişlər. V.M.Makkaveyev isə 1931-ci ildə diffuziya nəzəriyyəsini məcrə axınları üçün işləmişdir. Diffuziya nəzəriyyəsinə görə gətirmələrin hərəkəti turbulent axında mübadilənin mövcud olması ilə əlaqədardır. Həmin nəzəriyyəyə əsasən axında turbulent qarışma zamanı mövcud substansiyalar da (məhlul, istilik, bərk hissəciklər və s.) aparılır.

Diffuziya nəzəriyyəsinin əsas tənliyi belə yazılır:

$$\rho\omega = -\varepsilon \frac{d\rho}{dy}$$

burada, ρ -axının baxılan dərinliyindəki bulanıqlıq dərəcəsi; ω -hidravliki irilik; ε - turbulent qarışma əmsalıdır.

Dərinlik boyu turbulent qarışma əmsalını sabit götürsək, diffuziya nəzəriyyəsinin əsas tənliyini inteqrallamaqla aşağıdakı ifadəni alarıq:

$$\frac{\rho}{\rho_\alpha} = e^{\frac{\omega(y-\alpha)}{\varepsilon}}$$

burada, ρ_α -dibdən α məsafədə olan dərinlikdə bulanıqlıq dərəcəsi; e -natural loqarifmanın əsasıdır.

Hidravliki irilik Stoks qanununa müvafiq olduqda, turbulent qarışma əmsalı su və bərk cisimlər üçün eyni götürülə bilər.

M.A.Velikov isə diffuziya nəzəriyyəsinin müəlliflərindən olaraq, turbulent qarışma əmsalının axında dərinlik boyu dəyişdiyini göstərir və müxtəlif dərinliklərdə asılı gətirmələrin bulanıqlıq dərəcəsini təyin etmək üçün belə bir ifadə təklif edir:

$$\frac{\rho_g}{\rho_\alpha} = \left(\frac{1-h}{1+\frac{r}{\alpha}} \right)^{\frac{\omega}{k\sqrt{ghi}}}$$

burada, r -nisbi dərinlik; ρ_α -dibdən müəyyən məsafədə axının bulanıqlıq dərəcəsi; α -nisbi kələ-kötürlükdür ($\alpha = \frac{\Delta}{n}$ kimi ifadə olunur. və çaylar üçün təqribən $-\frac{1}{1500}$ -ə bərabərdir); Δ -mütləq kələ-kötürlük; ω -hidravliki irilik; k -Karman sabitidir (çaylar üçün onun qiyməti 0.54 qəbul edilə bilər); h -dərinlik; i -meyllilik; g -sərbəstdüşmə təcildir.

Beləliklə, diffuziya nəzəriyyəsinə görə axının müxtəlif dərinliklərində asılı gətirmələrin vahid həcmdəki çəkisini (konsentrasiyasını) yuxarıda göstərilmiş tənliliklərdən tapmaq olar.

Bu nəzəriyyənin çatışmayan cəhətlərindən biri odur ki, bərk hissəciklərin axının turbulentliyinə təsiri və gətirmələrin qarşılıqlı təsiri nəzərə alınmır.

Diffuziya nəzəriyyəsindən fərqli olaraq, 1944-cü ildə M.A.Velikanov tərəfindən irəli sürülən turbulent axında asılı gətirmələrin nəql edilməsi nəzəriyyəsində bərk hissəciklərin axının kinematik quruluşuna (sürətin, təzyiqin paylanmasına və s.) təsiri nəzərə alınır. Bu nəzəriyyəyə qravitasiya nəzəriyyəsi adlanır.

Qravitasiya nəzəriyyəsində gətirmələrin asılı halda nəql edilməsinə axının müəyyən iş sərf etdiyi göstərilir və bu iş qaldırma işi adlandırılır. Asılı gətirmələrin dərinlik boyu qaldırma işi adlandırılır. Asılı gətirmələrin dərinlik boyu paylanması bu nəzəriyyəyə görə aşağıdakı kimi ifadə edilir:

$$\frac{\rho}{\rho_\alpha} = (1 - \eta)^{m\beta}$$

burada,

$$\beta = \frac{k\alpha\omega}{(1+\alpha)i\sqrt{ghi}}, \quad \alpha = \frac{\rho_g}{\rho} - 1$$

ρ_g -gətirmələrin sıxlığı; ρ -suyun sıxlığı; k -Karman sabiti; ω -hidravlik irilik; imeyllilik; h -dərinlik; r -nisbi dərinlik; m -ədədi kəmiyyətdir və kələ-kötürlükdən asılıdır; ρ_α -dibdəki bulanıqlıq dərəcəsidir.

Çayların orta bulanıqlıq dərəcəsini təyin etmək üçün bu düsturun sadələşdirilmiş şəkildən istifadə etmək olar:

$$\rho_{or} = \frac{0.8}{\beta^2}$$

Hər iki nəzəriyyəyə görə bulanıqlıq dərəcəsi üçün alınmış düsturlar çaylarda gətirmələrin miqdarı az olduqda, ümumiyyətlə isə düzənlik çaylarının bulanıqlıq dərəcəsini təyin etdikdə istifadə oluna bilər. Dağ çayları üçün bu düsturların

xətalı çox böyükdür. Asılı gətirmələrin miqdarı çayın axını boyu dəyişir. Bu isə axın boyu sürətin və meyilliyin azalması ilə əlaqədardır.

Ümumiyyətlə, çayın bulanıqlıq dərəcəsi mənbədən mənsəbə doğru həm azala, həm də arta da bilər.

Az meyillilik çayların nəql etdiyi gətirmələrin miqdarı az olur. Çaylar gətirmələri ən çox yaz gursululuğu və daşqın dövründə nəql edirlər.

Çayın canlı en kəsiyində gətirmələr qeyri-müntəzəm paylanır. Səthdə gətirmələrin miqdarı az, dibdə isə çox olur. Çayın eni boyu da gətirmələrin miqdarı eyni olmur və axının istiqamətindən və yerli yuyulmalardan asılıdır.

Çayın eni və axın boyu da gətirmələrin paylanmasına onun qollarının gətirmələr rejiminin də böyük təsiri vardır. Suyun bulanıqlıq dərəcəsini Y.A.Zamarinin təklif etdiyi düsturla da hesablamaq olar:

$$\rho = 0.22 \frac{v}{\omega_0} \sqrt{\frac{Ri v}{\omega}}$$

burada, ρ -bulanıqlıq dərəcəsi; v -axının orta sürəti; R -hidravliki radius; i -meyllilik; ω -gətirmələrin hidravliki iriliyi; ω_0 -gətirmələrin hidravliki iriliyinə görə belə təyin edilir: $\omega \geq 0.002 \text{ m/san}$ olduqda $\omega = \omega_0$, $\omega < 0.002$ olduqda isə $\omega_0 = 0.002 \text{ m/san}$ -dir.

3.6.3 Dib gətirmələri

Gətirmələrin bir hissəsi axının ancaq dibi ilə hərəkət edir və belə gətirmələr dib gətirmələri adlanır. Onların hərəkəti gətirmələrin iriliyindən, axının hidravliki göstəricilərindən və yatağın dibində yerləşməsindən asılıdır.

Əvvəlcə axının təsirinə daha çox məruz qalan dibdəki kiçik hissəciklər hərəkətə gəlir. Sonra axının təsiri nəticəsində iri gətirmələr də hərəkətə gəlir.

Dib gətirmələri yaz gursululuğu və daşqın vaxtı demək olar ki, olmur. Çay yatağının dibində yerləşən hissəciklərə hidrodinamiki qüvvə ilə yanaşı, qaldırma və sürtünmə qüvvələri də təsir göstərir.

Ön və qaldırma qüvvələrinin təsiri nəticəsində dibdə yerləşmiş gətirmələr öz dayanıqlığını itirir və diblə yuvarlanmağa başlayırlar. Axında sürət pulsasiyasının olması ilə əlaqədar olaraq gətirmələr müəyyən dərinliyə qədər qalxırlar.

Gətirmələrin hərəkətə gəlməsi axının sürəti ilə sıx əlaqədardır. Fransalı alim Eri bu əlaqənin analitik ifadəsini vermişdir:

$$\gamma d^3 = AV^6$$

burada, γ -gətirmələrin xüsusi çəkisi; d -gətirmələrin diametri; A -mütənasiblik əmsalı; V -axının orta sürətidir.

Bu ifadə Eri qanunu adlanır və dib gətirmələrinin çəkisinin axının orta sürətinin altıncı dərəcəsinə mütənasibliyini göstərir.

Eyni mineral tərkibli iki gətirmə ($\gamma_1=\gamma_2$) üçün aşağıdakı bərabərliyi yazmaq olar:

$$\frac{d_1^3}{d_2^3} = \frac{V_1^6}{V_2^6}$$

Eri qanunu gətirmələrin hərəkət xüsusiyyətlərini aydınlaşdırır. Dağ çaylarının daha iri gətirmələri nəql edə bilməsi bu qanundan aydın olur.

Tutaq ki, dağ çayında sürət 2 m/san, düzənlik çayında isə 0.5 m/san-dir. Onda $\frac{V_1^6}{V_2^6} = \frac{2^6}{0.5^6} \approx 204.2$. Deməli, düzənlik çayları ilə müqayisədə dağ çayları diametri 12 dəfə böyük olan hissəcikləri hərəkətə gətirə bilər.

Eri qanunundan göründüyü kimi gətirmələrin hərəkətə başlaması üçün tələb olunan orta sürət aşağıdakı kimi hesablanı bilər:

$$V = K \cdot \sqrt{d}$$

Burada, V-axının orta sürəti ; K-mütənasiblik əmsalıdır və $K \approx 50$; d-gətirmələrin diametri, mm-lə.

Eri qanunu gətirmələrin diametri 5 mm-dən kiçik olduqda özünü doğrultmur. Odur ki, yuyulma sürətini hesablamaq üçün bir çox düsturlar təklif edilmişdir. M.A.Velikanov gətirmələrin ilik hərəkətə gəlməsi üçün lazım olan sürəti aşağıdakı düsturla hesablamağı təklif edir:

$$V = 3.14 \sqrt{15d + 0.006}, \text{ m/san}$$

Q.İ.Şamov yuxarıdakı düsturda K əmsalını sabit ($K=6$) qəbul edir və sürət üçün düsturu belə ifadə edir:

$$V_{or} = 6d^{1/3} \cdot h^{1/3}$$

Qumdan ibarət olan dib gətirmələri qırçın şəklində hərəkət edir. Məlumdur ki, müxtəlif sıxlıqlı mühitlərin sərhədlərində dalğavari səthlər əmələ gəlir. Məsələn, səhralarda qum barxanları, çaylarda isə su ilə dibdəki bərk hissəciklərin sərhəddində qırçın səth yaranır. Qum qırçınlının uzununa profilində bir neçə səciyyəvi hissə ayırmaq olar:-qırçının arxa yamacı, ön yamacı zirvəsi və dibi. Qırçının təşkil olunduğu gətirmələr belə hərəkət edirlər: ayrı-ayrı qum hissəcikləri ön yamacla zirvəyə qalxaraq sonra aşağı düşür və arxa yamacda çökür. Beləliklə, ancaq qırçının səthində olan qum hissəcikləri hərəkətdə olur. Qırçınlı hərəkət etdikcə, onlar bir neçə xırda qırçınlar da bölünə bilərlər.

Qırçınlıların hündürlüyü dərinlikdən asılıdır. Dərinlik artdıqca onların hündürlüyü də artır.

Qırçınlıların sürəti kiçik olur. Məsələn, Volqa çayının orta axında 8-20 m uzunluğunda olan qum qırçınlı bir gündə 0.3-1.3 m məsafəyə hərəkət edir. Dib

gətirmələrinin sərfini hesablamaq üçün bir sıra düsturlardan istifadə edilir. Dib gətirmələrinin həndəsi ölçüləri axın boyu dəyişir. Dağlıq hissədə çayların nəql etdiyi gətirmələrin diametri böyük, düzənlik hissədə isə kiçik olur.

3.6.4 Sel daşqınları

Dağ çaylarının gətirmələr rejiminin özünəməxsus cəhətləri vardır. Bunun əsas səbəbi çay hövzəsinin relyefi və geoloji quruluşudur. Denudasiya prosesinin, o cümlədən aşınmanın şiddətli getməsi ilə əlaqədar olaraq çayların hövzəsində çoxlu miqdarda qırıntı materialları toplanır. Leysan yağışları nəticəsində həmin materiallar axını zənginləşdirərək daşqın əmələ gətirir. Dağ çaylarında gətirmələrlə zəngin olan daşqınlar sel daşqınları adlanır. Sel axınları adi daşqınlardan gətirmələrin miqdarı ilə fərqlənilir. Sel daşqınları zamanı xırda gətirmələrlə yanaşı, iri daşlarda axın vasitəsilə nəql edilir. Buna görə də çay böyük dağıdıcı qüvvəyə malik olur.

Sel hadisənin baş verməsi üçün hövzədə külli miqdarda xırdalanmış süxur parçaları yığılmalı, yağışların şiddətliyi və meylliklər böyük olmalıdır. Bundan başqa, bəzi hallarda selin əmələ gəlməsində bəzi hallarda çayın yuxarı axınında denudasiya materiallarının sürüşərək çayın qarşısını kəsməsi və xırda dəhnələr yaratması mühüm rol oynayır. Güclü yağışlardan sonra dəhnələri yaradan xırda təbii bəndlər dağılmağa başlayır və orada olan su, gətirmə materiallarını böyük sürətlə çayın aşağı hissələrinə gətirir və beləliklə, gətirmələrlə zənginləşən axın, yəni sel yaranır.

Sel daşqınları rejimlərinə görə iki cür olur: strukturlu və struktursuz sellər.

Strukturlu sellərdə turbulent (struktursuz) sellərdən fərqli olaraq, axında xırda gətirmələrin, o cümlədən gil, gillicə, toz-şəkilli maddələrin miqdarı daha çox olur.

Sellər tərkibinə görə üç cür olur:

1. palçıqlı;
2. palçıqlı – daşlı;
3. sulu – daşlı.

Sel daşqınlarının əksəriyyətinin davamiyyəti bir neçə saat olur. 1921-ci və 1973-cü illərdə Kiçik Almatinka çayında (Qazağıstan) güclü sellər baş vermişdir. 1921-ci ildə (iyulun 8-dən 9-na keçən gecə) sel zamanı axımın maksimal sərfi $900 \text{ m}^3/\text{san}$ olmuşdur. 1846-cı ildə Kiş çayından keçən sel axını Şəki şəhərini dağıtmışdır.

Sel hadisələri müşahidə olunan dağ çayları hövzələrinin sahəsi $100 - 300 \text{ km}^2$, orta illik sərfələri $3 - 15 \text{ m}^3/\text{san}$, meyllikləri $0.01 - 0.1$ və az sulu dövrdə orta sürəti $1 - 2.5 \text{ m/san}$, dərinliyi isə $0.3 - 1.0 \text{ m}$ olur.

Sel daşqınları keçdikcə sürət 3 – 5 m/san, dərinlik isə 3-4 m-ə çatır. Bu zaman sel kütləsinin xüsusi çəkisi 1.8 t/m^3 , bəzi hallarda isə $1.9\text{-}2.3 \text{ t/m}^3$ olur. Sel kütləsinin xüsusi çəkisi belə hesablanır:

$$\gamma_s = \frac{1.0 + \gamma_g \beta}{1.0 + \beta}$$

Burada γ_s - sel kütləsinin xüsusi çəkisi, γ_g - gətirmələrin xüsusi çəkisi, β - 1 m^3 suda olan gətirmələrin həcmi.

Sel materiallarının həcmi isə aşağıdakı düsturla hesablamaq olar:

$$W_s = 1000H\alpha F\beta$$

Burada H- yağış layı, α - axım əmsalı, F- hövzənin sahəsi, β - vahid su həcmindəki gətirmələrin həcmi.

Axım əmsalı hövzənin orta yüksəkliyindən asılıdır. Hövzənin orta hündürlüyü 2500-3000 m olduqda, $\alpha = 0.5\text{--}0.7$, orta hündürlüklü hövzələr üçün $\alpha = 0.3\text{--}0.5$, alçaq hündürlüklü hövzələr üçün isə $\alpha = 0.1\text{--}0.3$.

İ.İ.Xerxeulidzenin tədqiqatına görə sel daşqınları üçün $\beta = 1.0\text{--}1.5$.

Bəzi çaylarda baş vermiş sellərin gətirmələr həcmi cədvəl 3.2-də verilmişdir.

Cədvəl 3.2

Sel daşqınlarında gətirmələrin həcmi

Çay	Hövzənin sahəsi, km^2	Selin keçmə tarixi	Gətirmələrin həcmi, m^3
Balakənçay	120	1.10.1932	372000
Kışçay	100	26.07.1936	2175000
Şinçay	223	14.08.1955	3000000
Ordubadçay	42	20.08.1931	1000000
Kiçik Almatinka	119	08.07.1921	3250000

Sel daşqınları ilə mübarizə vasitələrindən biri hövzədə kompleks hidrotexniki və fitomeliorativ tədbirlərin görülməsidir. Kiçik Almatinka çayında yaranan sel axınlarından Alma-Ata şəhərini qorumaq üçün Medeo yaxınlığında 1966-cı ildə hündürlüyü 100 m-ə qədər olan süni bənd yaradılmışdır. 1973-cü ildə həmin çayda 1921 və 1961-ci illərdəkindən də güclü sel axınlarının keçməsinə baxmayaraq, bənd sellərin qarşısını tam ala bilmişdir.

4. Göllər

4.1 Göllərin təsnifatı

Qurunun səthində qapalı çökək forması çala adlanır. Əgər belə çalalar çox sukeçirməyən süxurlardan ibarətdirsə, onda atmosfer yağıntıları onlarda yığılaraq bilavasitə dənizlərlə əlaqəsi olmayan, zəif su mübadiləsi gedən, zəif axımı olan və ya axımı olmayan sututarlar yaradır və onlar göl adlanır.

Göllərin təsnifatı müxtəlif əlamətlərə görə aparılır. Təsnifatlardan biri göl çalasının əmələgəlmə genezisinə görədir. Bu təsnifata görə göllər aşağıdakı tiplərə bölünürlər:

1. Tektonik göllər-yer səthində sınımlar və çökmələr nəticəsində yaranır;
2. Vulkanik göllər-vulkanların kraterində və ya vulkan fəaliyyəti nəticəsində əmələ gəlmiş çökəklərdə yaranır;
3. Buzlaq gölləri-qədim və müasir buzlaqların fəaliyyəti nəticəsində yaranır. Belə göllərin əksəriyyəti buzlağın hərəkəti istiqamətində uzanır.
4. Su-erozion və su-akumlyativ göllər-çay dərələrində, deltalarda və dəniz sahillərində yaranırlar. Bulara subarasındakı axmazlar da aiddir. Azərbaycanədim dayaz körfəzlərdə və su basmış çay mənşəblərində yaranan göllər laqun və liman göllər adlanır. Dənizlərdən ayrılmış fiord göllər də mövcuddur;
5. Meteorit mənşəli göllər-meteoritlər düşdükdə yaratdıqları çalalarda əmələ gəlir;
6. Eol (külək) göllər-küləyin fəaliyyəti nəticəsində barxan və dyunların arasında əmələ gəlir, kiçik və dayaz olur;
7. Karst (termokarst, suffozion) göllər-əsasən yeraltı və bəzən səth suları ilə asan həll olunan dağ süxurlarının yayıldığı ərazilərdə və ya daimi donuşluq zonasında ərimə getdikdə səth qatın çökməsindən yaranır;
8. Uçqun (bənd) göllər-çay dərələri dağ uçqunları, sürüşmələr, lava axını, buzlaq morenləri ilə tutulduqda əmələ gəlir;
9. Orqanogen göllər-bataqlıq massivləri arasında yaranır;
10. Antropogen göllər-insanın təsərrüfat fəaliyyəti ilə bağlı daş karxanalarının yerində və s. əmələ gəlir.

Cədvəl 4.1-də Yer kürəsinin ən böyük gölləri haqqında məlumat verilmişdir.

Hidroloji baxımdan göllər axarlı, axarsız və axınlı olurlar. Axınlı göllər kiçik göllərdir və onlara tökülən çayın axım həcmi ondan çıxan çayın həcminə yaxın olur.

Göl çalasının su səviyyəsinin ən yüksək qiymətindən aşağı hissəsi gölün yatağı adlanır. Göl yatağına sahil və dərin zonalar daxildir. Sahil zona bilavasitəgölün sahilindən başlayır və onun yamacının ətəyində qurtarır. Bu zona litoral zona da adlanır. Göl yatağının ən dərin hissəsinə profundal və litorala keçid hissəyə isə sublittoral deyilir.

Yer kürəsinin ən böyük gölləri

Gölün adı	Sahəsi, min km ²	Ən böyük dərinlik, m
Avropa		
Xəzər	371.0	1025
Ladoqa	18.4	225
Oneqa	9.6	110
Venern	5.6	100
Asiya		
Aral	66.5	68
Baykal	31.5	1620
Balxaş	18.2	26
İssikkul	6.3	702
Şimali Amerika		
Yuxarı (Superior)	82.4	393
Huron	59.6	228
Miçiqa	58.0	281
Böyük Ayı gölü	31.1	157
Böyük Kölə gölü	28.6	102
Eri	25.7	64
Vinniped	24.3	28
Ontario	19.5	237
Cənubi Amerika		
Marakaybo	16.3	250
Titikaka	8.3	304
Afrika		
Viktoriya	68.8	80
Tanqanika	32.9	1435
Nyasa	30.8	706
Çad	11-22	4-11
Rudolf	8.6	73
Avstraliya		
Eyr	8.2	20

4.2 Gölün su balansı və səviyyə rejimi

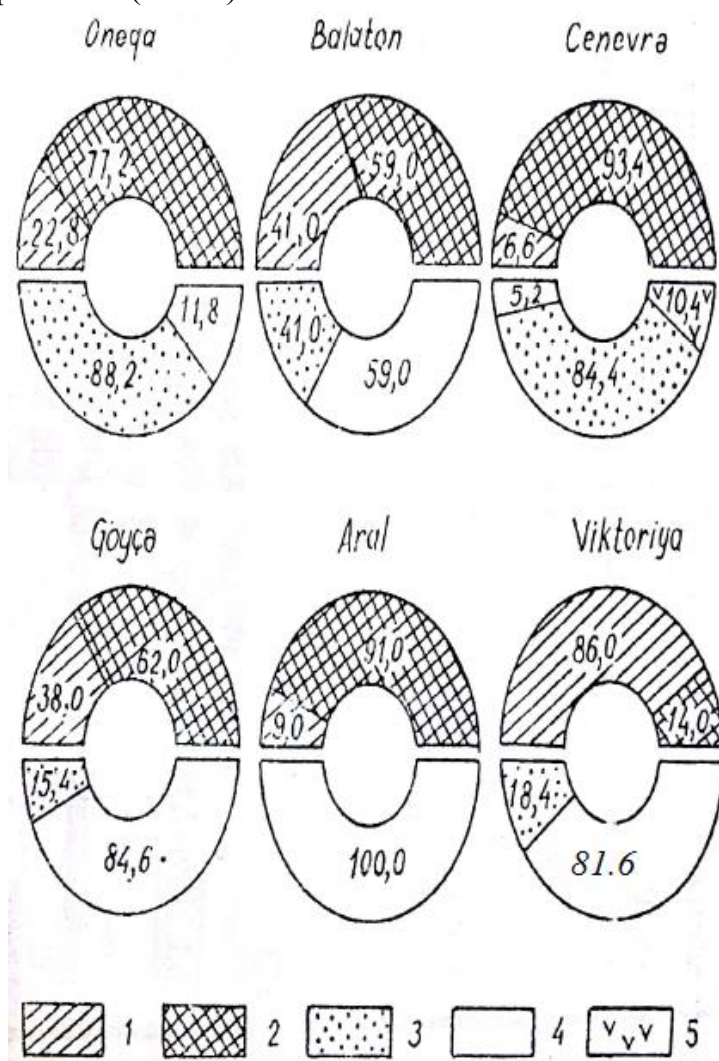
Axarsız gölün tənliyi aşağıdakı kimidir:

$$X + Y_s = Z \pm \Delta W$$

Bu tənlikdən göründüyü kimi, axarsız göllərin su balansının çıxar hissəsini buxarlanma təşkil edir.

Şəkil 4.1-də bəzi göllərin su balansının diaqramları verilmişdir.

Göllərin səviyyə rejimi su balansı elementlərinin nisbətindən asılıdır. Səviyyə rejiminə küləyin fəaliyyəti nəticəsində müşahidə olunan qovulmagətirmə prosesi də təsir göstərir. Səviyyənin sutkalıq, fəslə, illik, çoxillik və əsri tərddüdləri mövcuddur. Xəzər gölünün çoxillik səviyyə tərddüdləri aşağıdakı kimidir: 1930-1940-cı illərdə səviyyənin kəskin düşməsi (2.5 m), 1977-1995-ci illərdə səviyyənin qalxması (2.5 m) və 1996-cı ildən enməsi.

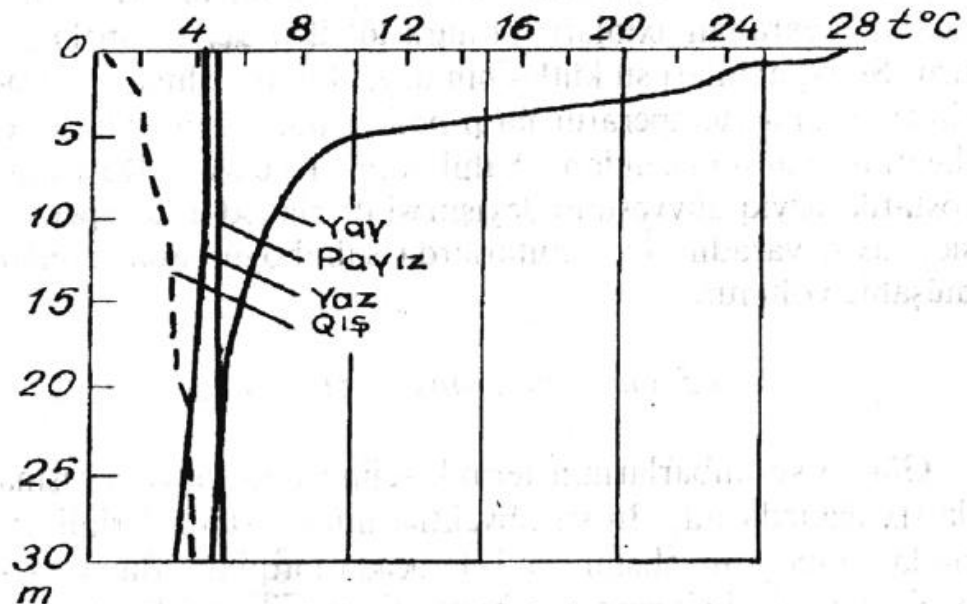


Şəkil 4.1 Göllərin su balansı (%-lə)

- 1- yağıntılar; 2- gölə çay axımı; 3- göldən çay axımı; 4- buxarlanma; 5- məcraltı axım.

4.3 Göllərin termik və buz rejimi

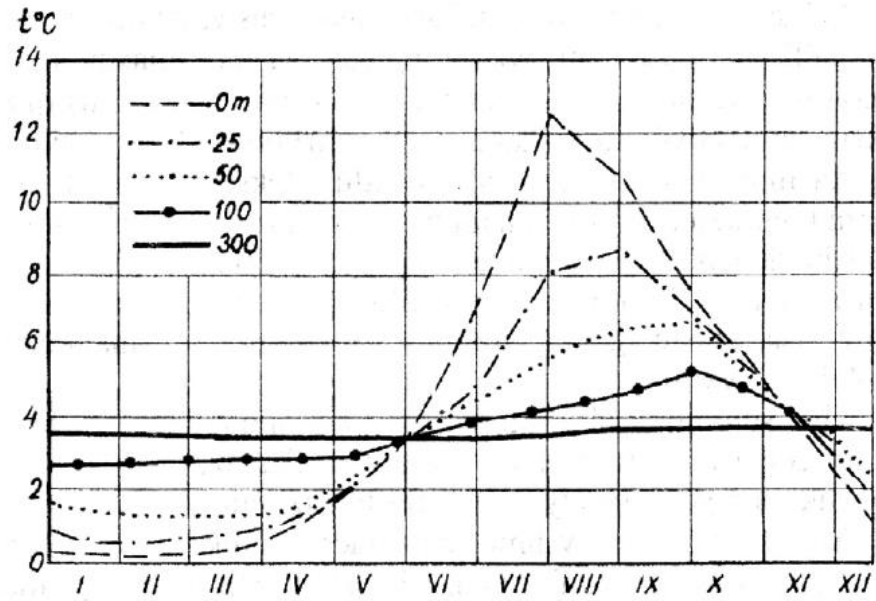
Göl və su anbarlarının termik rejimi konvektiv qarışma ilə sıx əlaqədardır. Bu su obyektlərinin müxtəlif dərinliklərində temperatur əhəmiyyətli dərəcədə fərqlidir. Bunun səbəbi suyun istilikkeçirmə qabiliyyətinin zəif, istilik tutumunun isə böyük olmasıdır. Mülayim qurşaqlarda payız fəslində konveksiya nəticəsində suyun temperaturu dərinlik boyu bərabərləşərək 4°C -yə çatır. Beləliklə, *payız homotermiyası* yaranır (şəkil 4.2).



4.2 Müxtəlif mövsümlərdə göldə temperaturun dərinliyə görə dəyişməsi

Su soyuduqca konveksiya kəsilir, nazik səth qatı donur və qışda temperatur dərinlik boyu artır (0°C -dən 4°C -yə qədər). Su layında temperaturun belə paylanması *əks termik stratifikasiya* adlanır. Yazda sututar buzdan azad olunduqdan sonra yaz konveksiyası başlanır. Temperatur dərinlik boyu təqribən bərabər olmaqla (4°) *yaz homotermiyası* yaranır.

Yay dövrü səthin temperaturu artır. Konvektiv qarışma kəsilir, temperature dərinlik artdıqca azalır və bu *düz termik stratifikasiya* adlanır. Gecə vaxtı su soyuduqdan və küləyin fəaliyyəti nəticəsində qarışma baş vermədiyindən yuxarı su qatında temperatur nisbətən bərabərləşir və bundan aşağı qatda temperatur azalır. Bu prosesin nəticəsində sıçrayış qatı əmələ gəlir.



Şəkil 4.3 Baykal gölünün müxtəlif dərinliklərində temperaturun illik gedişi

Sututarlarda termik (temperatur) zonalar mövcuddur. Sıçrayış qatı su kütləsini bir-birindən fərqli üç laya ayırır: *epilimnion*, *metalimnion*, *hipolimnion*. Epilimnion sıçrayış qatından yuxarı hissədir. Burada suyun xassələri demək olarki, bircinsdir. Metalimnion sıçrayış qatıdır. Bu aralıq zonada dərinlik boyu hidroloji şərait dəyişir və suyun bütün xassələrinin böyük qradientləri müşahidə edilir. Hipolimnion sıçrayış qatından aşağıda yerləşir. Burada suyun xassələri bircins və sabitdir.

Termik rejimə görə göllər üç tipə bölünürlər:

- tropik göllər-il boyu düz termik stratifikasiya müşahidə olunur;
- qütb göllər-il boyu əks termik stratifikasiya mövcuddur;
- mülayim göllər-yaz və payızda homotermiya, yayda düz, qışda isə əks termik stratifikasiya müşahidə edilir.

Gölün müxtəlif dərinliklərində temperaturun aylar üzrə paylanması şəkil 4.3-də göstərilmişdir.

Göllərdə buzun ilkin formaları (sahil, buz, piy, xəşələ buz və s.) əmələ gəlir. Bəzi göllərdə sudaxili buz da yaranır. Küləyin təsiri nəticəsində axınlarla sərbəst buz axını baş verir. Göl səthinin buz bağlaması iki-üç ay çəkir. Buz örtüyü sahil buzunun inkişaf edərək birləşməsi nəticəsində formalaşır. Buzdan azad olma isə sahildən başlayır. Tədricən buz örtüyü parçalanır və buz axını başlayır.

5. BATAQLIQLARIN ƏMƏLƏ GƏLMƏSİ VƏ TƏSNİFATI

Daima ifrat nəmlənmiş, oksigen çatışmamazlığına uyğunlaşmış, nəmliyi sevən bitki ilə örtülmüş, torf əmələgəlmə prosesi ilə səciyyələnən və torf layının qalınlığı 30 sm-dən çox olan quru sahəsi *bataqlıq* adlanır.

Torf layının qalınlığı göstərilən qiymətdən az olarsa, həmin sahə bataqlaşmış mineral torpaq sahəsi adlanır. İfrat nəmlənmiş torpaqlarda məsələlərdən hava tamamilə çıxır və onlar su ilə dolmuş olur. Belə torpaqlar kənd təsərrüfatı üçün yararsız sayılır. Bataqlıqlarda bitkilərin kökləri mineral qrunta çatmır. Sərhəddi torf qatı sıfır olan yerdən keçirilmiş qapalı kontur daxilində yerləşən bataqlıqlara bataqlıq massivi deyilir. Bataqlıqlar suayırıcılarda, dayazlaşan və bitki basmış göl və sututarlarda, meşə yanğınlarından sonra əmələ gəlir.

Quruda bataqlığın əmələ gəlməsi üçün axını zəiflədən müvafiq fiziki-coğrafi şərait olmalıdır. Həmin şəraitdə axın zəif olduğundan, su yer səthində və torpaq qruntda yığılaraq daima və ya uzun müddət dövrü olaraq ifrat nəmlik yaradır. İynəyarpaqlı meşələrdə göstərilən şəraitdə əvvəlcə yaşıl mamır, sonra isə sfaqnum mamırı əmələ Göllər əlir. Bu ağacların köklərinin oksigenlə təchizatını kəskin azaldır. Nəticədə ağaclar məhv olur və meşə bataqlığa çevrilir.

Daimi donuşluq yayılmış rayonlarda bataqlaşmanın əmələ gəlməsinin səbəbi suyun donmuş qrunտ layından süzülə bilməməsidir.

İfrat rütubətli zonada illik yağıntının miqdarı buxarlanmadan artıq olduğu üçün bataqlıq əmələ gəlmə prosesi geniş yayılmışdır. Dəyişən rütubətli zonada bataqlıqlar əsasən çökək yerlərdə və çay dərələrində əmələ gəlir. Rütubət çatışmayan ərazilərdə isə bataqlıqlar subasarlarda və dərin çay dərələrində əmələ gəlir. Buna səbəb daşqınlar və yeraltı suların səthə çıxmasıdır. Sututar dayazlaşdıqda da bataqlıqlar əmələ gəlir. Sututarın çalasında çöküntülərin yığılması ilə əlaqədar olaraq kənarlardan mərkəzə doğru dayazlaşma prosesi gedir. Bu prosesin sürəti sututarın yaşından və su balansı ünsürlərinin nisbətindən asılıdır.

Sututar dayazlaşdıqca su bitkiləri məhv olub dibdə yığılır və dayazlaşma prosesi sürətlənir. Zaman keçdikcə sututurları (gölləri, axmazları və s.) bataqlığa məxsus susevər bitkilər basır və bataqlıq əmələ Göllər əlir. Belə bataqlıqlara torf qatının aşağı hissəsi sopropel çöküntülərdən ibarət olur. Bu cür bataqlıqlar Şərqi Sibirdə, Belarus və Ukraniya Polyesində, Rusiyanın Pskov vilayətində və s. yerlərdə daha çoxdur. Bataqlıqlar qidalanma xüsusiyyətlərinə, inkişaf mərhələsinə, bitki örtüyünə, səthinin vəziyyətinə görə aşağıdakı tiplərə bölünür:

1. *Alt bataqlıqlar* nisbətən mineral maddələrlə zəngin olur və buna görə orada ot bitkilərindən cil, qamış, qatırquyruğu və yaşıl mamır bitir. Bataqlıqlara suayırıcındakı çökək yerlərdə, köhnə göl və ya subasarlarda rast gəlmək olar. Alt

bataqlıqlarda torf bir o qədər də çox olmur (4-8 m). Onları yeftrof və ya ot bataqlıqları da adlandırırlar.

Alt bataqlıqların (yeftrof) səthləri ya batıq, ya da düz olur. Qidalanmasında atmosfer yağıntılarından başqa səth və yeraltı sular da iştirak edir.

2. *Keçid bataqlıqlarda* torf layının qalınlığı artdıqca mineral maddələr azalır və bitki örtüyünün növü də dəyişir. Bu bataqlıq üçün qarışıq qidalanma səciyyəvidir və o, mezotrof bitkilərlə zəngin olur (cil, kol və ağac bitkiləri). Keçid bataqlıqları mezotrof və ya meşə bataqlıqları da adlanırlar.

3. *Üst bataqlıqlarda* mineral maddələrin miqdarı keçid bataqlıqlara nisbətən daha da azalır, üzvi maddələrin miqdarı isə artır. Mineral duzların azalması ilə əlaqədar olaraq sfaqnum mamırı yayılmağa başlayır. Sfaqnum bataqlığının mərkəzində tez artıb inkişaf etdiyi üçün səthi qabarıq şəkildə olur. Bataqlığın mərkəzi kənarlardan 5 m, bəzən 7-8 m hündür olur. Üst bataqlıqlar ancaq atmosfer yağıntıları ilə qidalanır. Orada qidaya tələbatı az olan oliqatrof bitkilərdən sfaqnum mamırı, süpürgə kolu, ladan ağacı, quşüzümü və s. bitir.

Göründüyü kimi müxtəlif inkişaf mərhələlərində bataqlıqların qidalanma xüsusiyyətləri və bitki örtükləri dəyişir. Alt bataqlıqların ilk inkişaf mərhələsində ot bitkiləri əsas yer tutur, qidalanma isə qarışıq olur, yəni atmosfer yağıntılarının səth sularının (daşqın zamanı vəgursulu dövrdə) və yeraltı suların hesabına baş verir.

Bataqlıq səthinin getdikcə qalxması və torfun miqdarının artması ilə əlaqədar olaraq onların qidalanma xüsusiyyətləri dəyişir. Cil və başqa ot bitkilərinə lazım olan mineral duzların da miqdarı azalır, onlar kolluq və ağac bitkiləri ilə əvəz olunur. Bataqlıqların səthinin qalxması davam edərsə, bu zaman onlar ancaq atmosfer yağıntıları ilə qidalanır və bu mineral maddələrin daha da azalmasına. Göllər ətirib çıxarır. Kol və ağac bitkiləri əvəzinə bataqlıq tamamilə sfaqnum mamırı ilə örtülür. Beləliklə, alt bataqlıqlar getdikcə üst bataqlıqlara çevrilir. Əmələ gəldikləri yerdən asılı olaraq bataqlıqlar bir neçə tipə bölünürlər: subasar, dərə, yamac, suayrıcı və terrasyanı bataqlıqlar.

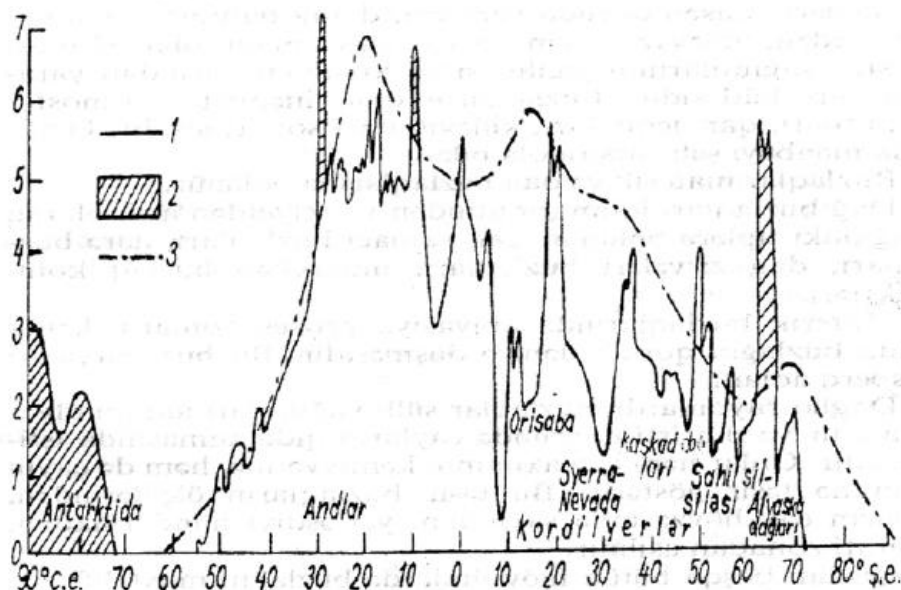
6. BUZLAQLAR VƏ ONLARIN HİDROLOJİ ROLU

İqlim şəraitindən asılı olaraq yer səthinə sülb halında düşən illik yağıntının əriməyə və buxarlanmaya tam sərf olunduğu sıfır balans səviyyəsi iqlim qar xətti adlanır. Qar xəttindən yuxarıda qar ilin isti dövründə tam ərimir. Qar xəttinin yüksəkliyi hava temperaturundan və yağıntıların miqdarından asılı olaraq böyük intervalda dəyişir: qütb şələrində 50-450 m yüksəklikdə, ekvatorada 4400-4900 m-də, Qafqazda 2700-3800 m-də, subtropiklərdə 6400 m-dək (şəkil 6.1). İqlim qar xəttindən başqa fəsli və oroqrafik qar xətləri anlayışları da vardır.

Dağlıq ərazilərdə qar xətti şimal yamacda cənub yamaca nisbətən aşağıdan keçir. Havanın temperaturunun fəsli tərəddüdü nəticəsində qar xəttinin yüksəkliyi qışda aşağıda, yayda isə yuxarıda olur. Qafqazda fəsli qar xətti hətta 550-600 m-dək aşağı düşür.

Qar xəttindən yuxarıda yığılan qarın alt qatı üstdəki qarın təzyiqi nəticəsində tədricən sıxılır və sıxlığı 300-500 kq/m³ olan firn buzu yaranır. Bu isə sonradan sıxlığı 880-910 kq/m³ olan göy buzlaq buzuna (qletçer) çevrilir. Qar xəttindən yuxarı buz materialları yığılan ərazi buzlağın *qida zonası*, buzlaq əriyən ərazi isə *ablyasiya zonası* adlanır. Dağ buzlaqlarında qar xəttindən aşağı enmiş əriyən sahə *buzlaq dili* adlanır.

Buzlağın ölçüləri artdıqca ağırlıq qüvvəsinin təsiri nəticəsində firn örtüyü altından buzlaq dağ yamacı ilə hərəkət edərək qar xəttindən aşağı enir. Buzun hərəkət sürəti orta hesabla 0.5 m/sutkadır. Buzlağın ən böyük hərəkət sürəti Qrenlandiyada müşahidə edilmişdir (10-40 m/sutka). Himalay buzlaqlarının hərəkət sürəti 700-1300 m/ildir.



Şəkil 6.1 Müxtəlif coğrafi enliklərdə qar xəttinin hündürlüyü: 1 – yer səthinin; 2 – müasir buzlaşma sahələri; 3 – qar xətti

Buzlaq hərəkət etdikdə onda eninə və uzununa çatlar əmələ gəlir və hərəkət nəticəsində parçalanmış dağ süxurları dərəyə çıxarılır. Bu dağ süxuru parçaları buzlaqla birlikdə hərəkət edir və moren adlanır. Hərəkət edən morenlər vəziyyətlərinə görə səth, daxili, yan və dib morenlərinə ayrılır.

Buzlaq, əsasən quruda yerləşən, daimi qaninauyğun hərəkət edən, müəyyən formaya və ölçüyə malik olan sülb atmosfer yağıntılarının yığılması və kristallaşmasından yaranan buz kütləsidir. Buzlaqların qida mənbələri atmosfer yağıntıları, qar uçqunları, küləyin qarı sovurmasıdır. Əlavə qida mənbəyi şəh, sırsıra ola bilər.

Buzlaqlar materik və dağ buzlaqlarına bölünür.

Dağ buzlaqları iqlim şəraitindən və relyefdən asılı olaraq aşağıdakı tiplərə bölünür: dağ yamacı buzlaqları, dərə buzlaqları, dağ zirvələri buzlaqları, mürəkkəb buzlaq kompleksləri.

Materik buzlaqlarında ablyasiya prosesi, onların kənarında buzlağın qopub dənizə düşməsidir. Bu buz parçaları *aysberq* adlanır.

Dağlıq rayonlarda buzlaqlar sülb yağıntıları akkumulyasiya edir və ilin isti dövründə çayların qidalanmasında iştirak edir. Onlar həm çay axımının kəmiyyətinə, həm də çayın rejiminə təsir göstərir. Bu təsir buzlaqların ölçülərindən, onların çay hövzəsində sayından, yerləşdiyi hündürlükdən, coğrafi zonadan asılıdır.

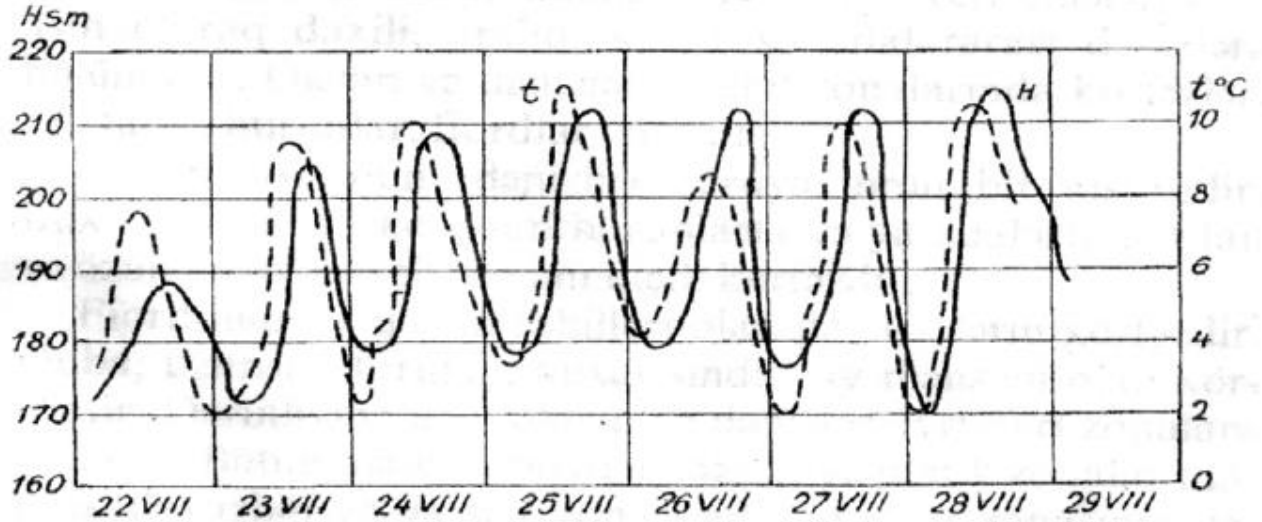
Qışdan başqa bütün mövsümlərdə buzlağın müxtəlif qalarında buzun temperaturu ərimə temperaturuna yaxın olur. Geotermiki istiliyin hesabına buzlağın alt hissəsi əridikdə əmələ gələn axım çox azdır və 0.1-0.2 l/s·km²-ə qədər olur. Hərəkətdə olan buzlağın enerjinin dissipasiyası nəticəsində əmələ gələn axım da təxminən belə qiymətlərlə səciyyələnir. Buna görə də hesab edilir ki, qışda buzlaqlardan axım əmələ gəlmir.

Buzlaqlar enerji balansının dəyişməsinə çox tez təsir göstərir⁶ temperatur və günəş radiasiyasının sutkalıq təbəddüdləri nəticəsində axım da dəyişir. Buna görə də buzlaq çayları ilin ən isti aylarında daha bol sulu olur. Bu mövsümi effek hövzə səthinin buzlaqlarla örtülmə dərəcəsindən asılıdır. Hövzənin səthinin 70- 80%-i buzlaqlarla örtülü olan kiçik dağ çayının illik axımının 60-70%-i buzlaqların ərinti suları təşkil edir. Buna görə də buzlaq çaylarının axımı, hövzəsində buzlaqlar olmayan çayların axımından 50-100%-çox ola bilər. Buzlaqlar çayın su rejiminin təbii tənzimləyiciləridir. Onlar yay mövsümündə axımı artırır və çay sularından müxtəlif təsərrüfat mənbələri üçün istifadə imkanlarını genişləndirir. Buzlaq suları ilə qidalanan çaylarda gursulu dövrdə səviyyə tədricən və uzun müddət ərzində qalxır. Belə çaylarda yay-payız aralığı faza olmur və minimal su səfləri qəş mövsümündə müşahidə edilir. Buzlaqların əriməsi nəticəsində əmələ gələn axımın

xüsusi halı buzlaq daşqınıdır. Belə daşqınlar buzlaq əriyərkən akkumulyasiya olunmuş böyük su həcmnin qəfildən azad olması nəticəsində yaranır.

Yay aylarında buzlaqlardan başlayan çayların su rejində sutkalıq gediş aydın görünür (şəkil 6.2).

Suyun temperaturu gursulu dövrdə 0°C -yə yaxın, gündüz 0.5°C -dən yuxarı olmur. Buzlaqlardan uzaqlaşdıqda çay suyunun temperaturu artır. Buzlaqdan başlayan çayların minerallığı az ($50\text{--}180\text{ mq/l}$), bulanıqlığı isə böyük olur.



Şəkil 6.2 Zərəfşan çayının mənbəyinin yaxınlığında hava temperaturunun (t) və su səviyyəsinin sutkadaxili (H) gedişi

7. OKEANOLOGİYA

7.1 Dünya okeanı və onun hissələri

Okean və dənizlərdə gedən proseslər qurunun su obyektlərində gedən proseslərdən ciddi fərqləndiyindən, ümumi hidrologiya, okeanologiya və qurunun hidrologiyasına bölünür.

Yer kürəsinin bütün materiklərini və adalarını əhatə edən, duz tərkibi ümumi xassəyə malik olan kəsilməz su örtüyü *dünya okeanı*dır. Dünya okeanı, göllər, çaylar, buzlaqlarda, qruntda və yer qabığındakı sular hidrosferi təşkil edir. Hidrosferin ümumi həcmi 1.8 mlrd. Kub km, dünya okeanında isə suyun həcmi 1.338 mlrd. Kub km-dir. Dünya okeanı 4 okeandan ibarətdir: Sakit, Atlantik, Hind və Şimal Buzlu okeanı. Dünya okeanı hissəsi okean adlanır.

Özünə məxsus su sirkulyasiya sisteminə malik, materiklər arasında yerləşmiş, hidroloji rejimi spesifik xüsusiyyətli Dünya okeanı hissəsi *oken adlanır*.

Xüsusi hidroloji rejim xüsusiyyətləri olan, quruya soxulmuş və ya adalarla okeanın başqa hissələrindən ayrılmış okeanın hissəsi *dəniz* adlanır. Dənizlər yerləşməsindən asılı olaraq daxili, aralıq, kənar və adalarası dənizlərə bölünürlər. Okean və dənizlərin sahil zonalarında körfəzlər, buxtalar, burunlar, fiordlar yaranır.

Körfəz okeanın(dənizin) quruya girən bir hissəsidir. Buxta dəniz və okeandan burunlarla və ya adalarla ayrılan və özünəməxsus rejimi olan kiçik körfəzdır.

Fiord hündür qayalı sahilləri olan dar və dərin körfəzdır. *Quba*, uzunsov formalı, yuxarısında çay mənsəbi olan körfəzdır. Dərinliyinə görə okean və dənizlər ayrı-ayrı zonalara bölünür. Bütün materik boyu az dərinliyə malik zonalar materik dayazlığı və ya şelf zonası adlanır. Şelf zonasının dərinliyi 200 m-ə qədər olur. Materiklərdən okean yatağına keçən zona materik yamacıdır və burada dərinliklər 20-2440 m arasında dəyişir. Materik yamacının orta meyilliyi 4-70, bəzi yerlərdə isə 13-14⁰-yə qədərdir. Materik yamacından sonra dibin 78%-ni təşkil edən okean və dənizin yatağı yerləşir. Okeanlarda orta okeanik silsilə vardır və dibdən 2-3 min m yüksəkliyə qalxır. Silsilənin yalı eni 10 km-lərlə olan rift dərələri ilə kəsilmişdir.

7.2 Okean və dənizlərdə dalğalar

Müxtəlif sıxlığa malik iki qatın-hava və suyun sərhəddində təsir göstərən qüvvələr dalğa yaradır. Təsir edən qüvvələrdən asılı olaraq dalğalar fərqlənir:

1) Külək (sürtünmə dalğaları) dalğalar, yəni küləyin yaratdığı və öz təsiri altında saxladığı dalğalar. Küləyin təsirindən yaranıb, külək zəiflədikdən və ya istiqamətini dəyişdikdən sonra dalğalanma zonasında yaranan ağırlıq qüvvəsinin əsas rol oynadığı dalğalar qravitasion külək dalğalarıdır. Yaranmasında ağırlıq

qüvvəsi ilə səthi gərilmə qüvvəsinin əsas rol oynadığı dalğalar kapilyar-qravitasiya külək dalğaları adlanır;

2) Qabarma dalğaları, Ay və Günəşin qabarma əmələgətirən qüvvələri ilə yaranırlar;

3) Anemobarik dalğalar, uzun dalğalar olub barik sistemlərin keçməsi ilə bağlıdır;

4) Seysmik (sunami) dalğalar, yer qabığında gedən dinamiki proseslər (zəlzələ, vulkan) nəticəsində yaranır;

5) Gəmi dalğaları gəminin hərəkətindən yaranır;

6) Sərbəst dalğalar, dalğa yaradan qüvvələrin təsiri kəsildikdən sonra qalan dalğalardır.

Dalğalar əmələ gəlmə yerinə görə səth və daxili dalğalara ayrılır. Formasına görə dalğalar iki ölçülü (düz) və üçölçülü olur. Dalğa ünsürlərinin zamana görə dəyişməsinə nəzərə alaraq v qərarlaşmış və qərarlaşmamış olur. Yayılma xüsusiyyətinə görə onlar irəliləmə və durğun dalğalara ayrılır. Görünən forması fəzada hərəkət edən (yerini dəyişən) dalğa irəliləmə dalğası, görünən forması fəzada yerini dəyişməyən dalğa isə durğun dalğa adlanır.

Dənizin həyəcanlanmış səthinin verilən istiqamətdə şaquli müstəvi ilə kəsişməsindən alınan əyriyə dalğa profili deyilir. Dalğanın aşağıdakı ünsürləri vardır: dalğanın orta səviyyəsindən yuxarıda yerləşən hissəsi dalğanın yalı, dalğa yalının ən yüksək nöqtəsi dalğanın təpəsi (zirvəsi) adlanır. Dalğanın orta dalğa səviyyəsindən aşağıda yerləşən hissəsi dalğanın çökəyi və çökəyinin ən aşağı nöqtəsi isə dalğanın dini (dabanı) adlanır. Dalğanın təpəsinin qonşu dalğa dibindən olan şaquli məsafəsi dalğanın hündürlüyüdür. Dalğanın iki qonşu təpəsi arasındakı məsafə dalğanın uzunluğudur. Qeyd olunmuş şaquli xəttə iki qonşu dalğa zirvəsinin (təpəsinin) keçməsi arasındakı zaman intervalı dalğanın periodudur. Dalğanın yayılma istiqamətində yalın qısa zaman intervalında (dalğanın period müddətində) yerdəyişməsi dalğanın sürətidir. Dalğanın orta hündürlüyünün onun orta uzunluğuna nisbəti dalğanın dikliyidir. Dalğanın dabanından zirvəsinə qədər küləyə yönəlmiş hissə küləkdöyən yamac adlanır. Dalğanın zirvəsindən dabanına kimi külək tutmayan hissəsi kükəltutmayan dalğa yamacı adlanır. Üfüqi düz xətlə verilmiş nöqtədə dalğa profilinə çəkilən toxunan arasındakı bucaq həyəcanlanmış səthin meyyiliyidir.

8. SU OBYEKTŁƏRİNİN ÇİRKŁƏNMƏSİ VƏ ONLARDAN İSTİFADƏ

Əhali tərəfindən istifadə olunan su təmiz, şəffaf olmalı, onun daxilində heç bir zəhərli maddə və təhlükəli mikroorqanizmlər olmamalıdır.

Yer kürəsində su ehtiyatları kifayət qədərdir. Ancaq sənayenin, kənd təsərrüfatının inkişafı və əhalinin artması ildən-ilə su təchizatı məsələlərində bir sıra problemlərin qarşıya çıxmasına səbəb olur. Hal-hazırda bir çox yerlərdə su çatışmamazlığı hiss olunur. Bunlarla yanaşı su obyektlərinin çirklənməsi getdikcə artır və onlardan istifadə çətinləşir. Su obyektləri suyun kənd təsərrüfatında, sənaye müəssisələrində, kommunal təsərrüfatda istifadə olunması nəticəsində çirklənir. Kənd təsərrüfatında ziyanvericilərlə mübarizə üçün müxtəlif kimyəvi maddələrdən istifadə edilir. Bu maddələrin bir hissəsi tarlalardan səth axınları vasitəsilə su obyektlərinə gətirilir və bu, suyun kimyəvi xassələrini dəyişdirir. Gübrələrin tərkibində olan fosfor və azotun da bir hissəsi suvarma suları ilə çaylara gətirilir və həm də yeraltı sulara keçir.

Azotlu gübrələrdəki azot üzvi maddələrlə birləşərək sudakı heyvanat aləminə mənfi təsir göstərir. Sənayenin inkişafı ilə əlaqədar tullantı suların həcmi ildən-ilə artır və onların axıdıldığı su obyektlərində suyun keyfiyyəti pisləşir. Metallurgiya, sellüloz-kağız, kimya, yeyinti və neft emalı müəssisələri səth sularını daha çox çirkləndirir.

Hesablamalar görə 1 mln. əhalisi olan şəhərin kanalizasiya şəbəkəsi ilə axıdılan çirkab sularında 100 m^3 lil toplanır. Şəhər əhalisinin hər bir nəfəri orta hesabla 150 l su işlədir. Ümumiyyətlə, tullantı sularının həcmi şəhərin abadlaşdırılma dərəcəsindən asılıdır. Şəhərlərin kanalizasiya sistemləri ilə axıdılan çirkab sularının həcmi sənayedə işlənən suların həcmindən 10 dəfə azdır. Lakin su obyektlərinin çirklənməsi baxımından bu sular daha təhlükəlidir.

Getdikcə həm sudan istifadə, həm də çirkab sularının həcmi artacaqdır. Bu isə su obyektərinin ekoloji vəziyyətini tamamilə pisləşdirəcəkdir. Kommunalın təsərrüfatının tullantı sularındakı çirkləndiricilər arasında sintetik yuyucu maddələr xüsusi yer tutur. Bəzi yuyucu maddələr suda külli miqdarda köpük əmələ gətirir və bu çayda balıq və başqa su heyvanlarının məhv olmasına səbəb olur. Sintetik yuyucu maddələrlə çirklənmiş suları təmizləmək mümkün olmur.

Su obyektlərini mühafizə etmək üçün ən əvvəl texnoloji proseslər təkmilləşdirilməli, onlara mümkün qədər az miqdarda çirkləndirici maddələr atılmalıdır.

Kanalizasiya sularının təmizlənməsi genişlənməli, hidrotexniki qurğuların tikintisi və istismarı təkmilləşdirilməlidir. Su ehtiyatlarının mühafizəsi və onlardan düzgün istifadə edilməsi səth sularının və onlardan düzgün istifadə edilməsi səth sularının çirklənməsinin qarşısını almağın əsasını təşkil edir. Su itkilərinin qarşısı

alınmalı, meşələr qorunub saxlanmalı, irriqasiya obyektlərinin layihələşdirilməsi və düzgün istismar üçün tədbirləri müəyyən edilməlidir.

Ədəbiyyat

1. Məmmədov Maqbet, İmanov Fərda “Ümumi Hidrologiya” BDU-nun nəşriyyatı 2003, 230 s.
2. Vəliyev N.A., Məmmədov M.Ə. “Qurunun Hidrologiyası” ADU-nun nəşriyyatı 1982, I hissə, 85 s.
3. Vəliyev N.A., Məmmədov M.Ə. “Qurunun Hidrologiyası” ADU-nun nəşriyyatı 1984, II hissə, 130 s.
4. İmanov F.Ə. “Çay axımı” BDU-nun nəşriyyatı 2002, 209 s.