

AZƏRBAYCAN RESPUBLİKASI TƏHSİL NAZİRLİYİ

BAKİ DÖVLƏT UNİVERSİTETİ

F.Ə.İmanov, V.A.Məmmədov, İ.M.Abdullayev

HİDROLOGİYA

*Azərbaycan Respublikası Təhsil
Nazirliyinin 2014-cü il 09 sent-
yabr tarixli 1067 nömrəli əmri
ilə dərslik təsdiq edilmişdir*

BAKİ – 2014

UOT 551.48

Rəyçilər: **R.N.Mahmudov**, coğrafiya elmləri doktoru, professor (Ekologiya və Təbii Sərvətlər Nazirliyi, Hidrometeorologiya Elmi-Tədqiqat İnstitutu)

M.A.Abdüeyev, coğrafiya elmləri doktoru (Azərbaycan Dövlət Pedaqoji Universiteti)

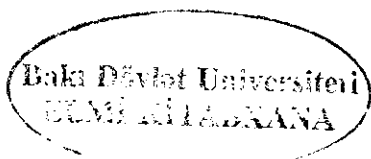
F.Ə.İmanov, V.A.Məmmədov, İ.M.Abdullayev.
Hidrologiya.
Bakı, "MBM", 2014.- 564 s.

ISBN: 978-9952-29-089-6

Dərslidə Yer kürəsinin təbii sularını, onlarda baş verən proseslərin qanunauyğunluqlarını öyrənən hidrologiya elminin əsasları verilmişdir. Təbii suların əsas fiziki və kimyəvi xassələrinə, hidroloji proseslərin fiziki qanunauyğunluqlarına, təbiətdə suyun dövrünə və s. məsələlərə baxılmışdır. Müxtəlif tip su obyektlərində-buzlaqlarda, yeraltı sularda, çaylarda, göllərdə, su anbarlarında, bataqlıqlarda, okean və dənizlərdə baş verən hidroloji proseslərin xüsusiyyətləri izah olunmuşdur. Yer kürəsinin su ehtiyatları haqqında məlumat verilmişdir.

Dərslük universitetlərin coğrafiya fakültələrində "Hidrometeorologiya", "Coğrafiya", "Coğrafiya müəllimliyi" və "Hidrotexnika" ixtisasları üzrə təhsil alan tələbələr üçün nəzərdə tutulsa da, müvafiq ixtisaslı magistrant, doktorant və mühəndislər üçün də faydalı ola bilər.

© F.Ə.İmanov, V.A.Məmmədov, İ.M.Abdullayev
Bakı, "MBM", 2014



MÜNDƏRİCAT

Ön söz	11
Giriş	14
1. Hidrologiya elmi, onun bölmələri və vəzifələri	14
2. Suyun əhəmiyyəti	17
3. Hidrologiyanın tədqiqat metodları	25
4. Hidrologiyanın qısa inkişaf tarixi	27
 FƏSİL 1. Suyun fiziki və kimyəvi xassələri	36
1.1. Suyun quruluşu və fiziki xassələri	36
1.2. Suyun əsas kimyəvi xassələri	40
 FƏSİL 2. Hidroloji proseslərin fiziki əsasları	45
2.1. Fizikanın fundamental qanunları və onların su obyektlərinin tədqiqində tətbiqi	45
2.2. Su balansı	48
2.3. Suda olan maddələrin balansı	49
2.4. İstilik balansı	50
2.5. Su kütlələrinin şaquli dayanıqlığı	52
 FƏSİL 3. Hidroloji dövrən və su ehtiyatları	55
3.1. Hidrosfer	55
3.1.1. Əsas anlayışlar	55
3.1.2. Hidrosferdə su ehtiyatları və onların təzələnmə müddəti ..	57
3.2. Qlobal hidroloji dövrən	63
3.2.1. Ümumi sxem	63
3.2.2. Su mübadiləsi prosesləri	65
3.2.3. Dünyanın su balansı	76
3.2.4. Qlobal hidroloji dövrənin müasir dəyişimləri	84

FƏSİL 4. Yeraltı suların hidrologiyası	86
4.1. Yeraltı suların mənşəyi və yer qabığında yerləşməsi.....	86
4.2. Süxurlarda suyun mövcudluq növləri	89
4.3. Yeraltı suların yatım şəraiti.....	91
4.4. Qrunt suları və təzyiqli sular.....	93
4.5. Yeraltı suların səth suları ilə əlaqəsi	96
4.6. Yeraltı suların materiklər üzrə paylanması	97
4.7. Yeraltı suların fiziki xassələri və kimyəvi tərkibi.....	100
4.8. Yeraltı suların rejimi və dinamikası.....	105
4.9. Mineral və termal sular. Bulaqlar	107
4.10. Yeraltı suların istismar ehtiyatları və mühafizəsi	109
4.11. Fiziki-coğrafi proseslərin inkişafında yeraltı suların rolu.	111
4.12. Çirklənmə prosesi və ekoloji hidrogeologiya	114
4.13. Azərbaycan Respublikasının yeraltı suları.....	117

FƏSİL 5. Çayların hidrologiyası.....	123
5.1. Çaylar və onların tipləri	123
5.2. Çay və onun hövzəsinin morfologiya və morfometriyası ...	124
5.3. Çayların qida mənbələri	133
5.4. Çay hövzələrinin su balansı	136
5.5. Çayların su rejimi və onun əsas fazaları	139
5.6. Çay axımı	141
5.6.1. Çay axımının kəmiyyət xarakteristikaları	141
5.6.2. Çay axımının əsas fiziki-coğrafi amilləri.....	143
5.6.3. Çay axımına antropogen amillərin təsiri.....	160
5.6.4. Müxtəlif təbii zonalarda axımın əmələgəlmə xüsusiyyətləri	163
5.6.5. Dağlıq ərazilərdə axımın əmələgəlmə xüsusiyyətləri	165
5.6.6. Yer kürəsində çay axımı	167

5.7. Çaylarda suyun hərəkəti və su rejimi elementləri üzərində müşahidələr	169
5.7.1. Suyun hərəkət rejimləri və növləri.....	169
5.7.2. Çayın en kəsiyində sürətin paylanması.....	173
5.7.3. Səviyyə üzərində müşahidələr	176
5.7.4. Çaylarda suyun hərəkət sürətini ölçmə üsulları	179
5.7.5. Su sərfinin təyini üsulları	182
5.8. Məcrə prosesləri.....	185
5.8.1. Axın və məcranın qarşılıqlı təsiri.....	185
5.8.2. Çay məcralarının dayanıqlıq dərəcəsinə görə təsnifatı	187
5.8.3. İllik və çoxillik məcrə deformasiyaları	189
5.8.4. Çay məcralarının planda formaları və onların dəyişmələri.....	191
5.8.5. Çay məcraları və subasarlarının morfoloji elementləri....	194
5.8.6. Məcrə proseslərinin tipləri.....	200
5.8.7. Çay mənsəbləri və onların tipləri	203
5.8.8. Hidrotexniki qurğuların məcrə proseslərinə təsiri	204
5.9. Gətirmələr axımı və sellər.....	206
5.9.1. Gətirmələr axımının növləri və il ərzində paylanması.....	209
5.9.2. Kontinental yamaclardan okeanlara asılı gətirmələr axımı	214
5.9.3. Sel daşqınları.....	216
5.9.4. Su ilə əlaqədar təhlükəli və ziyanlı təbii hadisələr.....	221
5.10. Çayların termik və buz rejimi	223
5.10.1. Çayların istilik balansı və temperatur rejiminin xüsusiyyətləri	223
5.10.2. Suyun temperaturunun çayın en kəsiyi və uzunluğu boyu dəyişməsi	224
5.10.3. Çayların buz rejimi	226
5.11. Çayların hidrokimyəvi və hidrobioloji rejim xüsusiyyətləri	228

5.11.1. Çayların hidrokimyəvi rejimi.....	228
5.11.2. Çayların hidrobioloji xüsusiyyətləri	231
FƏSİL 6. Buzlaqların hidrologiyası.....	232
6.1. Qar və buzlaqlar	232
6.2. Qar xətti	234
6.3. Buzlağın əmələgəlmə şəraiti	236
6.4. Örtük və dağ-dərə buzlaqları	238
6.5. Buzlaqların qidalanması və balansı	241
6.6. Buzlaqların hərəkəti	244
6.7. Mənbəyini buzlaqlardan başlayan çayların rejimi	248
6.8. Buzlaqların yer səthində paylanması	249
6.9. Qar örtüyü və qar uçqunları	251
6.10. Çoxillik donuşluq.....	255
6.11. Azərbaycan Respublikasının qar örtüyü və buzlaqları	258
FƏSİL 7. Göl və su anbarlarının hidrologiyası.....	263
7.1. Göl və su anbarlarının hidrosferdə yeri	263
7.1.1. Göllər və su anbarları haqqında ümumi məlumat.....	263
7.1.2. Göllərin öyrənilmə mərhələləri və istiqamətləri	270
7.2. Göl çalalarının morfologiya və morfometriyası	273
7.2.1. Göl çalalarının mənşəyi və quruluşu	273
7.2.2. Göllərin və su anbarlarının əsas morfometrik göstəriciləri	277
7.3. Səviyyə rejimi və su balansı	283
7.3.1. Qidalanma və səviyyə rejimi	284
7.3.2. Su balansı	288
7.3.3. Hövzə-göl su mübadiləsi	292
7.3.4. Göllərin su balansına görə təsnifatı	293
7.4. Temperatur və buz rejimi.....	295
7.4.1. İstilik balansı.....	296

7.4.2. Su səthi və kütləsinin temperatur rejimi	298
7.4.3. Dib çöküntülərinin istilik rejimi	305
7.4.4. Duzlu göllərin termik xüsusiyyəti.....	306
7.4.5. Göllərin temperatur xüsusiyyətlərinə görə təsnifatı.....	307
7.4.6. Buz hadisələri və buz rejimi	311
7.5. Dinamik proseslər.....	314
7.5.1. Dalğalanma	314
7.5.2. Seyş (durgun dalğa)	317
7.5.3. Axınlar	318
7.5.4. Gətirmə-qovulma	320
7.5.5. Su kütləsinin qarışması	320
7.6. Hidrokimyəvi, optik və bioloji xüsusiyyətlər	322
7.6.1. Hidrokimyəvi xüsusiyyətlər.....	322
7.6.2. Optik xüsusiyyətlər	333
7.6.3. Bioloji xüsusiyyətlər və trofik status	335
7.7. Dib çöküntüləri və sahil prosesləri	344
7.7.1. Dib çöküntülərinin formalaşması və çalada paylanması .	344
7.7.2. Dib çöküntülərinin ölçüləri, tərkibi və zonallığı.....	347
7.7.3. Mineral (duzlu) göllərin dib çöküntüləri.....	350
7.7.4. Sedimentasiya balansı.....	351
7.7.5. Su anbarı sahillərinin formalaşması və lillənmə prosesi..	353
7.7.6. Dib çöküntülərinin əhəmiyyəti	357
7.8. Azərbaycan Respublikasının gölləri və su anbarları.....	359
7.8.1. Göllər	359
7.8.2. Su anbarları	374
 FƏSİL 8. Bataqlıqların hidrologiyası	 381
8.1. Bataqlıqlaşma prosesi və bataqlığın əmələ gəlməsi	381
8.2. Bataqlıqların bitki örtüyü və bataqlıq mikrolandşaftı.....	386
8.3. Bataqlıqların təsnifatı.....	389

8.4. Bataqlıqların rejim xüsusiyyətləri.....	390
8.5. Bataqlıqların yer səthində paylanması və əhəmiyyəti	392
8.6. Azərbaycan Respublikasının bataqlıqlaşmış əraziləri	393
 FƏSİL 9. Dünya okeanı haqqında ümumi məlumat	397
9.1. Okeanologiyanın məqsədi, vəzifələri və tədqiqat mərhələləri	397
9.2. Okean hövzələrinin yaranma tarixi	401
9.3. Dünya okeanının morfometrik xarakteristikaları və hissələri	402
9.4. Dünya okeanı dibinin relyefi	405
9.5. Okeanın dib çöküntüləri.....	408
9.6. Dünya okeanının su kütləsinin yaranması və su balansı.....	410
9.7. Dünya okeanının ekoloji vəziyyəti	414
 FƏSİL 10. Okean suyunun xassələri	416
10.1. Dəniz suyunun əsas fiziki xassələri	416
10.2. Okeanın duz tərkibi.....	420
10.3. Dəniz suyunun duzluluğu və onun təyini	422
10.4. Dünya okeanında duzluluğun paylanması	424
10.5. Okeanda təzyiq. Hidrostatika tənliyi.....	427
10.6. Dəniz suyunun hal tənliyi	428
10.7. Dünya okeanında sıxlığın paylanması	429
10.8. Dəniz suyunun sıxılması	430
10.9. Potensial temperatur.....	431
10.10. Ən böyük sıxlıq temperaturu. Donma temperaturu	433
10.11. Okeanda qarışma.....	435
10.12. Dünya okeanının su kütlələri	438
10.13. Dünya okeanının şaquli strukturu	441
10.14. Okeanda su laylarının dayanıqlığı	444
10.15. Suyun fiziki xassələrinin anomaliyası	447

FƏSİL 11. Dünya okeanının optik və akustik xassələri	450
11.1. Okeanda səs sürəti	450
11.2. Səs şüalarının refraksiyası. Səs kanalı.....	451
11.3. Okean səthinin işıqlanması	455
11.4. Okean səthindən işıq şüalarının qayıtması və sınması.....	456
11.5. Okeanda işığın udulması və səpələnməsi	458
 FƏSİL 12. Okeanla atmosfer arasında istilik mübadiləsi	460
12.1. Okean - atmosfer sistemində istilik mübadiləsinin sxemi	460
12.2. Okeanın istilik balans tənliyi	464
12.3. Okeanda temperaturun paylanması.....	466
 FƏSİL 13. Dünya okeanında buzlar	472
13.1. Dəniz buzu, onun yaranması, növləri və xassələri.....	472
13.2. Buzun duzluluğu və deformasiyası	475
13.3. Buzun yaranma (əmələgəlmə) sürəti	479
13.4. Buzun optik, radiasiya və termik xassələri	480
13.5. Buzun hərəkəti (dreyfi). Buzun qatılığı (mütəşəkkilliyi)..	482
 FƏSİL 14. Okeanda dalgalar	485
14.1. Dəniz dalgaları və onların təsnifatı	485
14.2. Troxoidal dalğa nəzəriyyəsi.....	487
14.3. Troxoidal dalğanın enerjisi	491
14.4. Sunami dalgaları	493
14.5. Daxili dalgalar.....	495
14.6. Qabarmalar.....	496
 FƏSİL 15. Dünya okeanının axınları (cərəyanlar) və ümumi sirkulyasiyası.....	501
15.1. Dəniz axınları və axına səbəb olan qüvvələr	501

15.2. Qrادیent, dreyf, külək və qabarma axınları	503
15.3. Axın zamanı izobarik səthlərin meyli	505
15.4. Axın zamanı izosterik səthlərin meyli	506
15.5. Okean axınlarının ekman nəzəriyyəsi	509
15.6. Axınların hesablanması dinamik üsulu. Sandstrem-Helland-Hansen düsturu	515
15.7. Cəm axınlar. Sahil sirkulyasiyası	520
15.8. Okeanın üst layının sirkulyasiyası və axınları. (Dünya okeanının cərəyanları)	524
15.9. Dərinlik sirkulyasiyası	530
 FƏSİL 16. Xəzər dənizi	533
16.1. Xəzər dənizinin fiziki-coğrafi şəraiti	533
16.2. Xəzər dənizinin səviyyə təərəddüdləri	542
16.3. Xəzər dənizinin ekoloji problemləri	544
Ədəbiyyat	548
Terminlər göstəricisi	557

ÖN SÖZ

XXI əsrin başlanğıcı bir sıra qlobal çağırışlarla səciyyələnir. Bunlara misal olaraq ərzaq, enerji və ekoloji təhlükəsizlik problemlərini göstərmək olar. Bu böhran hallarının aradan qaldırılması və ya onların mənfi təsirlərinin minimuma endirilməsi insanların su ehtiyatlarına münasibətinin dəyişməsi nəticəsində mümkündür.

İnkişaf etməkdə olan ölkələrdə ərzaq çatışmazlığını aradan qaldırmaq üçün əkin sahələri genişləndirilməli və su ehtiyatlarından daha səmərəli istifadə olunmalıdır. Bu problemin həlli yollarından biri də Dünya okeanının bioloji ehtiyatlarından daha geniş istifadə edilməsidir.

Enerji istehsalını artırmaq üçün su və qabarma elektrik stansiyalarında hərəkətdə olan suyun enerjisindən daha geniş və səmərəli istifadə olunmalıdır.

Ekoloji problemlərin həllində suyun rolu əvəzsizdir. Şirin su torpaq-bitki örtüyü, heyvanlar aləmi və insanlar üçün əlverişli ekoloji şəraiti təmin edən başlıca amillərdən biridir. Eyni zamanda, su təbiətə və insanlara ziyan vura bilir: katastrofik daşqın, sel və subasmalar, çirkləndirici maddələrin qəzalar nəticəsində çaylar və dəniz cərəyanları ilə yayılması, sürüşmələr və s.

Hazırda dünyanın bir çox regionlarında ekoloji vəziyyətin gərginləşməsi su ehtiyatlarının çatışmazlığı və ya onlardan qeyri-səmərəli istifadə ilə əlaqədardır. Bu səbəbdən ətraf mühitin deqradasiyasının qarşısının alınması su amili nəzərə alınmadan qeyri-mümkündür.

Qlobal iqlim dəyişmələri havanın temperaturu, buxarlanma və atmosfer yağıntılarının, o cümlədən təbii su obyektlərinin rejiminin dəyişmələri ilə müşayiət olunur. Bəzi regionlarda çayların axımı artır, digərlərində isə azalır, buzlaqlar əriyir, Dünya okeanının səviyyəsi qalxır və s. Cəmiyyətin sosial-iqtisadi in-

kişafının planlaşdırılmasında iqlim dəyişmələrinin və antropogen amillərin təbii landşaft komplekslərinə təsiri hökmən nəzərə alınmalıdır.

Beləliklə, insanların həyatında suyun rolu artdıqca, hidroloji biliklərə ehtiyac da artır.

“Hidrologiya” fənninin başlıca məqsədi Coğrafiya fakültəsinin tələbələrini hidrologiya üzrə əsas elmi biliklər və tədqiqat metodları ilə tanış etməkdir.

“Hidrologiya” fənninin əsas vəzifələri aşağıdakılardır:

1. Hidrosferdə baş verən proseslərin ümumi qanunauyğunluqları haqqında təsəvvür yaratmaq, hidrosferin atmosfer, litosfer və biosferlə qarşılıqlı əlaqələrini göstərmək. Tələbələri müxtəlif tip su obyektlərinin: buzlaqlar, yeraltı sular, çaylar, göllər, su anbarları, bataqlıqlar, okeanlar və dənizlərin coğrafi paylanmalarının əsas qanunauyğunluqları ilə tanış etmək;
2. Hidrosferdə baş verən əsas hidroloji proseslərin mahiyyətini fizikanın fundamental qanunlarının köməyi ilə izah etmək;
3. Su obyektlərinin öyrənilməsində istifadə olunan əsas metodlar haqqında təsəvvürlər yaratmaq;
4. Su obyektləri və hidroloji proseslərin coğrafi-hidroloji öyrənilməsinin iqtisadiyyat və təbiəti mühafizə ilə əlaqədar problemlərin həllində praktiki vacibliyini göstərmək.

Son dövrdə “Hidrologiya” fənni üzrə yeganə dərslik “Ümumi hidrologiya” (müəlliflər BDU Coğrafiya fakültəsinin professorları Maqbet Məmmədov və Fərda İmanov, Bakı, 2003) dərsliyi idi. Artıq ətraf mühitin təbii və antropogen dəyişikliklərini və hidrologiya elminin yeni nailiyyətlərini əks etdirən yeni dərsliyə ehtiyac var.

2003-cü ildə işıq üzü görmüş dərslikdən əhəmiyyətli dərəcə-

də fərqlənir. Əvvəla, bu yeni dərslik “Hidrologiya” adlanır. Digər tərəfdən, əvvəlki dərsliyin müəlliflərindən biri, Maqbet Məmmədov 2004-cü ildə dünyasını dəyişmişdir. O, BDU-nun Hidrometeorologiya kafedrasına 15 il (1989-2004-cü illər) rəhbərlik etmişdir. Yeni dərsliyin həmmüəllifləri coğrafiya elmləri doktoru Vaqif Məmmədov və riyaziyyat üzrə fəlsəfə doktoru, dosent İmran Abdullayevdir.

Yeni dərsliyin həcmi iki dəfədən çox artmışdır, mətn yenedən işlənmiş, yeni materiallar və bölmələr əlavə olunmuşdur.

Dərslik 16 fəsildən ibarətdir. Giriş, fəsil 1-3 və 5 F.Ə.İmanov, fəsil 4 və 6-8 V. A.Məmmədov və fəsil 9-16 İ.M. Abdullayev tərəfindən yazılmışdır.

Müəlliflər dərsliyin rəyçilərinə prof. R.N.Mahmudova və coğrafiya elmləri doktoru M.A.Abduevə dərin minnətdarlıqlarını bildirirlər.

GİRİŞ

1. HİDROLOGİYA ELMİ, ONUN BÖLMƏLƏRİ VƏ VƏZİFƏLƏRİ

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

O, Yer elmləri qrupuna aiddir və iki hissədən ibarətdir: fundamental və tətbiqi hidrologiya. “Hidrologiya” elminin çoxsaylı təriflərindən yalnız aşağıdakı üç səciyyəvi tərifini qeyd etmək məqsədə uyğundur.

1. Rus alimi M.A.Velikanov (Великанов, 1948): hidrologiya, Yerin səthində suyun fəaliyyəti haqqında elmdir.
2. Almaniyalı hidroloq R.Keller (Келлер, 1965): hidrologiya Yer səthində və altında təbii halda olan sular haqqında elmdir.
3. Hidrologiya səth sularını, onlar atmosfer yağıntıları şəklində Yerin səthinə düşdüyü andan ta okeanlara axıb çatana kimi öyrənən elmdir (Океан-Атмосфера, Л., 1983).

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

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

Ənənəvi olaraq hidrogeologiya geologiyaya aid edilir.

Torpaq örtüyü və süxur qatının yuxarı hissəsindəki sular həm hidroloqların, həm də hidrogeoloqların tədqiqat obyektidir. Buna baxmayaraq, müəyyən fərqlər də var:

- Hidroloqları yeraltı su horizonları ilk növbədə çay və göllərin qida mənbələri kimi maraqlandırır;
- Hidrogeologiya isə yeraltı suların yayılmasını (paylanması), yatırım formalarını, ehtiyatlarını, rejimini və hərəkətini öyrənir.

Hidrologiya və hidrogeologiyanın daha bir kəsişmə nöqtəsi yeraltı və səth sularının qarşılıqlı əlaqəsidir.

Hidrologiyanın əsas bölmələri konkret su obyektlərini öyrənir :

- Çayların hidrologiyası;
- Göllərin hidrologiyası;
- Yeraltı suların hidrologiyası;
- Buzlaqların hidrologiyası;
- Bataqlıqların hidrologiyası;
- Torpaqların hidrologiyası.

“Hidrologiya” kursunda həmçinin “dənizlərin hidrologiyası” da öyrənilir.

Hidrologiyanın aşağıdakı bölmələri də var:

1. Hidrometriya;
2. Hidroqrafiya;
3. Hidrofizika;
4. Hidrokimya;
5. Tətbiqi hidrologiya.

Hidrologiyaya bu və ya digər səviyyədə təsir göstərən elmlər iki qrupa bölünə bilər:

- Fundamental elmlər: fizika, riyaziyyat, kimya və biologiya;

- Yer elmləri: coğrafiya, geologiya.

Su təsərrüfatı, kommunikasiya, enerji, ətraf mühitin mühafizəsi, çay hövzələrinin idarə olunması ilə bağlı layihələrin elmi əsaslandırılmasında hidrologiyanın rolu əvəzsizdir. Hidrologiyanın digər tətbiq sahələri çay axımı və təhlükəli hidroloji hadisələrin-daşqın və sellərin proqnozu ilə əlaqədardır.

Tətbiqi hidrologiyanın iki əsas vəzifəsi məlumdur:

1. Çay axımının müxtəlif xarakteristikalarının (illik, maksimal, minimal axım və s.) hesablanması;
2. Səviyyə və çay axımı proqnozlarının tərtibi.

Lakin bir çox digər məsələlərin həllində də bilavasitə hidroloqların iştirakı tələb olunur. Bu məsələlər daha çox sudan istifadə ilə əlaqədar müxtəlif tədbirlər planlarının elmi hidroloji əsaslandırılması ilə bağlıdır.

Tətbiqi hidrologiyanın birinci vəzifəsi ilə əlaqədar qeyd etmək lazımdır ki, hazırda çaylar üzərində inşa edilmiş və müvəffəqiyyətlə istismar olunan bütün su anbarları, su elektrik stansiyaları, sugötürmə qurğuları, körpülər, neft və qaz kəmərlərinin körpü keçidləri və s. hidrotexniki qurğular çay axımının müxtəlif xarakteristikalarının hesabi qiymətlərinə görə layihələndirilmişdir. Keçmiş SSRİ-də bu axım xarakteristikaları dövlət səviyyəsində təsdiqlənmiş normativ sənədlərdəki metod və düsturlara görə hesablanırdı. İlk belə sənəd 1966-cı ildə təsdiqlənmiş, 1972 və 1983-cü illərdə isə onun təkmilləşdirilmiş variantları qüvvəyə minmişdir. 2003-cü ildə Rusiya Federasiyası üçün oxşar normativ sənəd hazırlanmışdır. ABŞ və Qərbi Avropa ölkələrində müəyyən standartların olmasına baxmayaraq, hidroloji xarakteristikaların hesabi qiymətləri hər bir layihə üçün fərdi qaydada – çöl tədqiqatları yerinə yetirilməklə, hövzənin yerli xüsusiyyətlərini nəzərə almaqla təyin olunur (İmanov, 2011).

Hidrologiyanın ikinci vacib vəzifəsi çay, göl və su anbarlarının rejim elementlərinin və ya bu su obyektlərində baş verən hadisələrin proqnozu ilə əlaqədardır.

Hazırda su sərfələri və səviyyənin çoxsaylı qısa və uzunmüddətli proqnoz metodları işlənib və onlar operativ hidrologiyada geniş istifadə olunur. Bu metodları iki əsas qrupa bölmək olar:

- fiziki-statistik (və ya su balans) metodlar: çay hövzəsində axımın formalaşma xüsusiyyətlərini nəzərə alır;
- statistik metodlar: su rejiminin tələb olunan elementlərinin ehtimalı proqnozlarını tərtib etməyə imkan verir.

Hidrologiyanın digər vəzifələri öz həllini başlıca olaraq hidroloji hesablama metodlarının, qismən isə hidroloji proqnoz metodlarının tətbiqi ilə tapır. Əlavə olaraq, suyun keyfiyyəti, gətirmələr axımı, məcrə prosesləri, sudan istifadə və s. haqqında məlumatlardan da istifadə olunur.

2. SUYUN ƏHƏMİYYƏTİ

Su təbiətdə ən çox yayılmış maddələrdən biri olmaqla insanların həyatında və ətraf mühitdə əvəzsiz rol oynayır. Şirin suların rolu xüsusilə böyükdür. Su bir tərəfdən, vacib təbii resurs, digər tərəfdən isə ətraf mühitin başlıca komponentidir. Nəhayət, su böyük dağıntılara səbəb olan ən güclü təbii fəlakətlərdən biridir. Sudan istifadə etdikdə o həm də mühafizə olunmalıdır ki, ətraf mühitin tarazlığı pozulmasın. İnsanların su mənbələri ilə qarşılıqlı əlaqələri müxtəlif ölkə və regionlarda özünəməxsus xüsusiyyətlərə malikdir. Cəmiyyət inkişaf etdikcə və iqlim şəraiti dəyişdikcə, bu əlaqələr də dəyişikliyə uğrayır.

XXI əsrin başlanğıcında dünyanın ən aktual elmi-texniki problemlərindən biri su problemidir. Bu problemin həlli ildən-ildə daha çox səy və vəsait tələb edir. Su problemi milli sərhədləri aşaraq global problema çevrilmişdir. Belə ki, o planetimiz-

də yaşayan milyardlarla insanın həyatı ilə bilavasitə bağlıdır.

İnsanlar tarix boyu şirin su ehtiyatlarından və mənbələrin-dən öz məqsədləri üçün istifadə etmişlər, lakin bir çox yüz-illiklər ərzində onların su ehtiyatlarına təsiri çox zəif olmuşdur. Təbii suların unikal xüsusiyyəti onların öz-özünə təmizlənməsi və su dövrəni nəticəsində bərpa olunmasıdır. Buna görə də çox uzun müddət ərzində su ehtiyatlarının miqdarı demək olar ki, dəyişməmiş və onların keyfiyyəti pisləşməmişdir. Bu, məlum illyuziya ilə nəticələnmişdir: su ehtiyatları dəyişməzdir, tükən-mir və təbiətin pulsuz sərvətidir. Bu şəraitdə, tarixən su ehti-yatlarından istifadəyə etinasız münasibət, istifadə olunmuş su-ların təmizlənməsinə və su obyektlərinin mühafizəsinə mini-mal vəsaitin ayrılması konsepsiyası formalaşmışdır.

Təqribən 1950-ci illərə qədər təsərrüfat fəaliyyətinin təbiətə təsiri əhəmiyyətli dərəcədə hiss olunmurdu, çünki təbiət, o cümlədən təbii su obyektləri bu təsirin öhdəsindən gələ bilirdi. Doğrudan da, 1950-55-ci illərə kimi, dünyanın iri çaylarının rejimində, su ehtiyatlarının kəmiyyət və keyfiyyətində antropo-gen təsir nəticəsində əhəmiyyətli dəyişmələr aşkarlanmamışdır (Шикломанов, 1979).

XX əsrin ikinci yarısında vəziyyət kəskin dəyişmişdir: büt-ün dünyada təbii mühitin intensiv degradasiyası başlanmışdır. Elmi-texniki inqilab iqtisadiyyatın bütün sahələrinin intensiv inkişafına təkan verdiyinə görə, istifadə olunan su ehtiyatları-nın və su obyektlərinə atılan təmizlənməmiş çirkab sularının həcmi tədricən artmağa başlamışdır. Bu dövrdə bütün dünyada suvarılan ərazilərin sahəsi daha sürətlə genişləndi və bunun üçün də külli miqdarda su tələb olundu: 1951-1960-cı illəri əhatə edən 10 il ərzində suvarılan torpaqların sahəsi 41 mln. ha artmışdır. Halbuki, əvvəlki 50 il ərzində bu artım cəmi 50 mln. ha təşkil etmişdi. Geri qayıtmayan su ehtiyatlarının miqdarının çoxalmasına çoxsaylı su anbarlarının inşası da səbəb oldu.

Xüsusilə, arid və semi-arid ərazilərdə tikilən su anbarlarının səthindən böyük həcmdə su buxarlanaraq itkiyə çevrilirdi. Həcmi 50 km^3 -dən çox olan bütün su anbarları 1950-ci ildən sonra tikilmişlər və bu da buxarlanmaya sərf olunan itkiləri on dəfələrlə artırmışdır. Məlumdur ki, su anbarları yalnız buxarlanmanı çoxaltmır, onlar həmçinin suyun çirklənməsini artırır, çünki suyun təzələnmə müddəti çoxalır və öz-özünə təmizlənmə prosesi zəifləyir.

Azərbaycanda 1946-1952-ci illərdə *75,3 min ha* yeni suvarılan torpaqlar istifadəyə verilmiş, *41,7 min ha* sahədə mövcud suvarma sistemləri yenidən qurulmuşdur (Əhmədzadə, 2003). 1952-ci ildə Varvara, 1953-cü ildə Mingəçevir, 1956-cı ildə Ceyranbatan və s. su anbarları istifadəyə verilmişdir.

1950-1960-cı illərdə sənayenin su tutumlu sahələri sürətlə inkişaf etdirilməyə başlandı. Bu da həm istifadə olunan suyun, həm də su obyektlərinə atılan təmizlənməmiş suların miqdarının artmasına səbəb oldu.

Sudan istifadənin kəskin artması və çay sutoplayıcılarının səthlərinin dəyişdirilməsi nəticəsində artıq 1970-ci illərdə dünyanın əksər region və ölkələrində insanın təsərrüfat fəaliyyəti hiss olunmayan iri çay sistemləri qalmadı. Əhali sıx olan regionlarda insanın təsərrüfat fəaliyyətinin təsiri nəticəsində çayların rejimi və onların suyunun keyfiyyəti dəyişdi. Hətta bir sıra ölkə və iri çay sistemlərinin ümumi su ehtiyatlarında da antropogen amillərin təsiri özünü aydın büruzə verdi. Bu təsir güclənərək qlobal su dövrəsinə da hiss olunmağa başladı və su ehtiyatları məhdud olan quraq regionlarda və əhəlinin təbii artımı yüksək olan regionlarda ildən-ilə daha da güclənir (Шикломанов, Маркова, 1987). Suyun kəmiyyətinin tükənməsi və keyfiyyətinin pisləşməsi əhali və iqtisadiyyatın suya olan tələbatını tam ödəməyə imkan vermir. Su çatışmazlığı ölkələrin iqtisadiyyatının inkişafını və əhəlinin həyat səviyyə-

sinin yaxşılaşdırılmasını ləngidir. Bütün bu qeyd olunanlar Azərbaycanın əksər regionları üçün də səciyyəvidir.

Belə şəraitdə əhali, sənaye və kənd təsərrüfatının su təchizatının müasir və gələcəkdə gözlənilən problemlərini həll etmək və ətraf mühitin mühafizəsi üzrə tədbirlər kompleksini işləmək üçün su ehtiyatlarının əmələgəlmə prosesinin öyrənilməsi, kəmiyyətinin dəqiq qiymətləndirilməsi, onların zamana görə və ərazi üzrə paylanma qanunauyğunluqlarının aşkar olunması tələb olunur. Təkcə axımın təbii amillərinin deyil, antropogen amillərinin təsiri də nəzərə alınmalıdır.

1980-ci illərdən başlayaraq atmosferdə karbon və digər parnik qazlarının miqdarının artması ilə əlaqədar qlobal və regional iqlim göstəricilərinin antropogen dəyişməsi əhəmiyyətli dərəcədə hiss olunmağa başladı. İqlimin bu dəyişmələri su ehtiyatlarında da əks olunduğundan, bu şəraitdə onların müvafiq dəyişmələrinin qiymətləndirilməsi və proqnozlaşdırılması məsələsinin aktuallığı daha da artdı. Su ehtiyatlarının bu dəyişmələri dünyanın bir çox regionlarında aydın müşahidə olunur. İqlimşünasların proqnozlarına görə XXI əsrin ortalarında iqlim dəyişmələri özünü daha qabarıq büruzə verəcək (IPCC, 2001; 2007) və bu qlobal miqyasda hidroloji dövrəyə, su ehtiyatlarına və onlardan istifadəyə, onların zamana görə və ərazi üzrə paylanmasına, ekstremal axım xarakteristikalarının kəmiyyətinə və təkrarlanmasına təsir göstərəcəkdir. Bütün bu qeyd olunanlar su ehtiyatlarından integrasiyalı istifadə planları hazırlanıqda, su təchizatı və su obyektlərində baş verən təhlükəli hidroloji hadisələrlə bağlı problemlərin həllinə yönəlmiş uzunmüddətli su təsərrüfatı tədbirlərinin layihələndirilməsində nəzərə alınmalıdır.

Göstərilən bu problemlər Azərbaycan ərazisi üçün xüsusilə aktualdır. Belə ki, ölkəmiz fiziki-coğrafi mövqeyinə görə güclü iqlim dəyişmələri proqnozlaşdırılan və son iki onillikdə bu dəyişmələr aydın müşahidə olunan zonada yerləşir. Qeyd etmək

lazımdır ki, bu dəyişikliklər sosial-iqtisadi sahədə baş verən məlum inkişaf dövrünə təsadüf edir. Bu da su ehtiyatlarının formalaşmasına, sudan istifadəyə, su təminatına və su obyektlərinin rejiminə təsir göstərir.

Bu və ya digər region, ölkə və çay hövzəsinin su ehtiyatlarını səciyyələndirmək üçün iki göstəricidən istifadə olunur: statik (və ya əsrlik) və bərpa olunan su ehtiyatları. Təbiətdə su ehtiyatlarının bu iki növünü su dövrünü əlaqələndirir, lakin onlar tam bərpa olunma müddətlərinə görə bir-birindən kəskin fərqlənirlər.

Statik su ehtiyatlarına tam bərpa olunma müddəti onilliklər, yüzilliklər, hətta minilliklər olan şirin sular aiddir (iri göllər, buzlaqlar, böyük dərinliklərdəki yeraltı sular və s.). Onların intensiv istifadəsi hökmən ehtiyatların tükənməsi, ekoloji vəziyyətin gərginləşməsi və təbiətdə əsrlər boyu qərarlaşmış tarazlığın pozulması ilə nəticələnir. Buna görə onlardan yalnız xüsusi hallarda istifadə olunur.

Bərpa olunan su ehtiyatlarına su dövrünü nəticəsində il ərzində dəfələrlə bərpa olunan şirin sular aid edilir. Bərpa olunan su ehtiyatlarının integral göstəricisi yeraltı axım da daxil olmaqla çay axımıdır.

Bütün ölkələrdə bərpa olunan su ehtiyatlarının qiymətləndirilməsi, onların zamana görə dinamikası və ərazi üzrə paylanması illik çay axımının kəmiyyətinə görə yerinə yetirilir. Hazırda dünya üzrə istifadə olunan su ehtiyatlarının əsas hissəsi çay sularının payına düşür.

Çayların qidalanmasında iştirak etməyən və birbaşa iri göllərə və dənizlərə axan və hər il bərpa olunan yeraltı sular da bərpa olunan su ehtiyatlarına aid edilir. Bu ehtiyatlar çayların axımı ilə müqayisədə xeyli az olsa da, onlar bir sıra regionlarda, xüsusilə əhalinin içməli suya olan tələbatının ödənilməsində əvəzsiz rol oynayırlar.

XIX əsrin axırı, XX əsrin əvvəllərində hidroloji müşahidə məntəqələrinin sayı çox az olduğundan, su ehtiyatlarını qiymətləndirmək üçün nisbətən çoxsaylı meteoroloji məntəqələrin məlumatlarından daha geniş istifadə olunurdu. Bərpa olunan su ehtiyatları (çayların orta illik axımı) atmosfer yağıntıları, havanın temperaturundan asılılıq əlaqələrinə və ya yağıntı və buxarlanma normalarından istifadə etməklə çoxillik dövr üçün su balansı tənliyinə görə hesablanırdı. Su balansı metodunu tətbiq etdikdə cəm buxarlanmanı təyin etmək üçün etibarlı metodikanın işlənməsi tələb olunurdu. Bu məsələ öz fundamental həllini XX əsrin əvvəllərində tapdı: ilk dəfə alman alimi R.Şreyber (Schreiber, 1904) və rus alimi E.M.Oldekop (Ольдекоп, 1911) müxtəlif fiziki-coğrafi şəraitlərdə buxarlanma normasını hesablamaq üçün düsturlar tətbiq etdilər.

E.M.Oldekopun tədqiqatları xüsusilə önəmli idi və onlar indiyə kimi əhəmiyyətini itirməmişlər. O, buxarlanmanın normasını hesablamaq üçün əsas parametrləri atmosfer yağıntıları və mümkün buxarlanma olan qeyri-xətti tənliklər tərtib etmişdi. Bu metodika bir çox onilliklər ərzində demək olar ki, dəyişiklik edilmədən müxtəlif ölkələrdə tətbiq edilmişdir. Sonradan M.İ.Budıko (Будыко, 1947) bu metodikanı təkmilləşdirmişdir: o, ilk dəfə olaraq mümkün buxarlanmanı hesablamaq üçün nəm səthin radiasiya balansının xüsusi buxarlanma istiliyinə nisbətindən istifadə etməyi təklif etmiş və beləliklə, su və istilik balansı tənliklərini əlaqələndirmişdir.

Çoxillik təcrübə göstərdi ki, cəm buxarlanmanın hesablanmasında əldə olunan nailiyyətlərə baxmayaraq, bərpa olunan su ehtiyatlarının meteoroloji məlumatlar əsasında hesablanma üsulları etibarlı nəticələr əldə etməyə imkan vermir və su ehtiyatları məhdud olan ölkələrdə praktiki hesablamalar üçün faktiki olaraq yaramır.

Bunun bir neçə səbəbi var. Birinci səbəb odur ki, hesab-

lamaların dəqiqliyi az olduğundan arid və semi-arid ərazilərdə bu üsulları tətbiq etmək mümkün deyil, çünki bu ərazilərdə axım kəmiyyəti çox azdır və yağıntıların təyini xətalıdır. Bu üsullar yağıntılar haqqında etibarlı məlumatlar olmayan regionlarda da istifadə edilə bilməz. İkinci səbəb ondan ibarətdir ki, bu üsullar su ehtiyatlarını konkret illər, həmçinin mövsüm və aylar üzrə qiymətləndirməyə imkan vermir. Belə qiymətləndirmə isə müasir dövrdə su ehtiyatlarından istifadəni planlaşdırmaq üçün çox vacibdir. Bundan başqa, bu üsullar beynəlxalq çay hövzələrində yerləşən region və ölkələrin su ehtiyatlarını hesablamaq üçün də yaramır, çünki çay axımının əhəmiyyətli hissəsi baxılan ərazidə formalaşmır və ona qonşu ərazilərdən axıb gəlir (Водные ресурсы..., 2008).

Su ehtiyatlarının meteoroloji məlumatlara görə qiymətləndirilməsinə əsaslanan üsulların qeyd olunan çatışmazlıqları göstərdi ki, su ehtiyatları bilavasitə hidroloji müşahidə məlumatlarının istifadəsi ilə hesablanmalıdır. Bu, hidroloji müşahidə məntəqələri şəbəkəsinin sürətli inkişafına başlanğıc oldu.

Keçmiş SSRİ-də hidroloji məntəqələrin sayı 1920-ci illərdən başlayaraq sürətlə artmağa başladı. 1937-ci ildə 1280 hidroloji məntəqənin məlumatı əsasında ilk dəfə olaraq keçmiş SSRİ-nin bərpa olunan ümumi su ehtiyatları qiymətləndirildi $3750 \text{ km}^3/\text{il}$ (Зайков, Белинков, 1937).

1946-cı ildə bu hesablamalar 2360 məntəqənin məlumatları və təkmilləşdirilmiş metodika ilə B.D.Zaykov (Зайков, 1946) tərəfindən təkrarlandı ($3940 \text{ km}^3/\text{il}$).

Baxılan ərazinin su ehtiyatları növbəti dəfə 1962-ci ildə 5690 məntəqənin məlumatları əsasında K.P.Voskresenski (Воскресенский, 1962) tərəfindən dəqiqləşdirildi ($4480 \text{ km}^3/\text{il}$).

1967-ci ildə isə ilk dəfə olaraq müttəfiq respublikaların hər birinin ayrılıqda su ehtiyatları hesablandı.

S.H.Rüstəmov və R.M.Qaşqaya görə Azərbaycanın ümumi su ehtiyatları 30.9 km^3 təşkil edir. Bunun 20.6 km^3 -i transsərhəd, 10.3 km^3 -i isə yerli çayların payına düşür (Рустамов, Камкай, 1989). Hazırda hər il ümumi su ehtiyatlarının təqribən 12 km^3 -i istifadə üçün təbii su mənbələrindən götürülür.

Keçmiş SSRİ-də, o cümlədən Azərbaycanda iqtisadiyyatın müxtəlif sahələrində sudan istifadənin nisbətən dəqiq qeydiyyatı 1960-cı illərdən aparılır. Bununla yanaşı, 1970-1980-ci illərdə Dövlət Hidrologiya İnstitutunda (Leninqrad) insanın təsərrüfat fəaliyyətinin müxtəlif sahələrinin iri çay hövzələrinin su ehtiyatlarına təsiri kompleks şəkildə öyrənilməyə başlandı. Bu tədqiqatların əsas nəticələri Kür, Araz və Samur çaylarına aid məlumatlar da daxil olmaqla İ.A.Şiklomanovun monoqrafiyalarında çap olundu (Шикломанов, 1979; 1989).

Qeyd etmək lazımdır ki, indiyə kimi (1967-2003-cü illər) su ehtiyatlarının Azərbaycanda və qlobal miqyasda yerinə yetirilmiş qiymətləndirmələri iqlim şəraitinin stasionarlığını nəzərdə tuturdu.

Məlumdur ki, çayların su sərfələri və beləliklə də bərpa olunan su ehtiyatlarının tərəddüdləri iki əsas amildən-iqlim dəyişmələri və insanın təsərrüfat fəaliyyətindən asılıdır. Son iki-üç onillikdə Yer kürəsində bu amillərin hər ikisi ciddi dəyişikliklərə məruz qalmışdır. Bu ilk növbədə iqlimə aiddir. Son 100 ildə (1906-2005-ci illər) qlobal hava temperaturu təqribən $0,74^{\circ}\text{C}$ artmışdır. 1980-ci illərdən başlayaraq istiləşmə daha güclü olmuş və axır 12 ildən 11-də bütün müşahidə dövrünün ən yüksək temperaturları qeydə alınmışdır (İPCC, 2007).

Azərbaycanda son 100 ildə orta illik temperatur artımı təqribən $0,5^{\circ}\text{C}$ təşkil etmişdir.

Son iki-üç onillikdə Azərbaycanda bazar iqtisadiyyatına keçidlə əlaqədar sənaye və kənd təsərrüfatında baş verən əsaslı dəyişikliklər su təminatı və sudan istifadə problemlərinə, çayların

rejimi və su ehtiyatlarına təsirsiz ötürsə bilməzdi. Buna görə də qeyri-stasionar iqlim şəraiti və çay sutoplayıcılarında təsərrüfat fəaliyyətinin əsaslı şəkildə dəyişdirildiyi son 20-25 ildə ölkəmizin su ehtiyatları və su təminatında baş verən dəyişmələrin araşdırılması çox mühüm məsələlərdən biridir. Həmçinin nəzərə almaq lazımdır ki, su ehtiyatlarının xarakteristikaları hətta zəif iqlim dəyişmələrinə çox həssasdırlar. Buna görə də artıq indi hidroloji müşahidə məlumatlarından istifadə etməklə iqlim dəyişmələrinin hidroloji nəticələrinin qiymətləndirilməsinə real imkan var və bu hidroloji proseslərin yaxın gələcəyə proqnozu üçün yaxşı əsas verir.

Beləliklə, su ehtiyatlarından istifadənin dinamikasını və təsərrüfat fəaliyyəti növlərinin təsirini təhlil etməklə iqtisadiyyatın inkişaf və əhali sayının artım proqnozlarını nəzərə almaqla yaxın gələcəkdə iqlimin və təsərrüfat fəaliyyətinin dəyişməsi şəraitində bütün ölkənin, həmçinin ayrı-ayrı regionların su ehtiyatları və su təminatını kompleks şəkildə təxmini qiymətləndirmək mümkündür.

3. HİDROLOGİYANIN TƏDQIQAT METODLARI

Müasir hidrologiyada hidroloji prosesləri öyrənmək üçün müxtəlif metodlardan istifadə olunur.

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

müddətli (adətən çoxillik) müşahidələrin yerinə yetirilməsinə əsaslanır. Adətən, hidroloji tədqiqatlarda bu iki qrup metodlardan birgə istifadə olunur.

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

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

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

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

“eksperimental sutoplayıcılar”da, “su balansı stansiyalarında” və s. yerinə yetirilir.

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

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

4. HIDROLOGİYANIN QISA İNKİŞAF TARİXİ

Fransalı filosof Oqyust Kont demişdir ki, hər hansı elmin tarixini bilmədən onu mükəmməl öyrənmək mümkün deyildir. Kanadalı alim Azit K.Bisvasın “Hidrologiyanın tarixi” adlı kitabında (Biswas, 1970) eramızdan əvvəl VI əsrdən başlayaraq, XIX əsr də daxil olmaqla hidrologiyanın tarixi xronoloji ardıcılıqla geniş şərh olunur.

Təqribən 4000 il əvvəl üç böyük sivilizasiya formalaşmışdı: Nil çayı vadisində misirlilərin, Mesopotamiyada şumerlərin və Hind çayı vadisində Harappa sivilizasiyası. Belə ehtimal olunur ki, Harappa Hind çayında baş vermiş katastrəfik daşqın nəticəsində məhv olmuşdur. Dördüncü qədim sivilizasiya—çin sivilizasiyası da Xuanxe çayının sahilində yaranmışdı. Beləliklə, bu dörd qədim sivilizasiyanın hər biri oxşar coğrafi şəraitdə—az yağıntılı və yayı çox isti olan ərazilərdə, dəyişkən təbii rejimli

iri çayların sahillərində formalaşmışdı.

İndiki Finlandiya və Koreliyanın ərazisində sonuncu buzlaşma dövrünün buzlaqları əriyən zaman hələ Neva çayı əmələ gəlməmişdi, lakin artıq qədim Misirdə Asuandan 400 km yuxarıda qayalar üzərində Nil çayının daşqın səviyyələri qeyd olunurdu.

Həmin dövrdən hidrologiyanın müstəqil elmi istiqamət kimi formalaşmasına bir neçə min il tələb olundu və bu XX əsrin əvvəllərində baş verdi. Hələ XIX əsrin axırlarında, adətən hidrologiyaya fiziki coğrafiyanın tərkib hissəsi kimi baxılırdı, bəzən isə o hidrotexnika və hidravlikaya aid edilirdi. Yalnız XX əsrin əvvəllərində hidrologiyanın müstəqil bir elm kimi məzmunu müəyyən olundu və Almaniya, Fransa, Rusiya, ABŞ-ın bəzi universitetlərində hidroloji kurslar oxunmağa başlandı və ilk dərs vəsaitləri yazıldı. ABŞ-da hidrologiya üzrə ilk dərs vəsaitini D.U.Mid (D.W.Mead) 1904-cü ildə çap etdirmişdir. Bundan 10 il sonra 1914-cü ildə S.P.Maksimov (С.П.Максимов) Peterburq Politeknik Universitetində (Rusiya) ilk dəfə hidrologiya üzrə mühazirələr kursu oxumuşdur.

Yuxarıda qeyd edilənlər belə bir fikrə gəlməyə əsas verir ki, hidrologiya eyni zamanda həm qədim, həm də yeni elmdir.

Hidrologiyanın inkişaf tarixində ən mühüm dövrlərdən biri XVIII əsrin axırlarına təsadüf edir. Fransalı alimlər Pyer Perro (P.Perrault), Edm Mariott (E.Mariotte) və ingiltərəli Edmund Qalley (E.H.Halley) atmosfer yağıntıları, buxarlanma və çay axımı üzərində eksperimental ölçmələr və hesablamalar yerinə yetirərək ilk dəfə suyun təbiətdə dövrünün əsas kəmiyyət göstəricilərini təyin etdilər. Bununla da, çaylar, buzlaqlar və yeraltı suların mənşəyi haqqında həmin dövrə qədər formalaşmış fantastik təsəvvürlər təkzib olundu. P.Perronun "Qaynaqların mənşəyi haqqında" kitabının 1674-cü ildə Parisdə çap olunduğunu nəzərə alaraq YUNESKO 1974-cü ildə elmi hidrolo-

giyanın 300-illiyini qeyd etmək üçün həmin şəhərdə beynəlxalq hidroloji konfrans keçirdi.

Beləliklə, elmi hidrologiyanın vətəni Fransa sayılır.

Sonrakı dövrlərdə də hidrologiyanın inkişafında fransalı alimlərin rolu böyük olmuşdur. Məsələn, XIX əsrdə F.E.Belqran, A.Şezi, J.Sen-Venan və başqaları müasir hidrologiyanın bir neçə istiqamətinin əsasını formalaşdırmışlar.

XVII əsrdə həm də hidrometriya sürətlə inkişaf etməyə başladı. Bu sahədə əsas nailiyyətlər italyalı alimlərin adı ilə bağlıdır. Güman edilir ki, “hidrometriya” termini ilk dəfə italyalı hidravlik və hidrotexnik D.Quelmini tərəfindən 1694-cü ildə, onun Baloniya Universitetində çalışdığı dövrdə işlədilmişdir.

Beləliklə, İtaliya müasir hidrometriyanın vətəni hesab olunur.

Qeyd etmək lazımdır ki, “Hidrologiya” adı altında ilk kitab da XVII əsrin axırlarında Almanıyanın Frankfurt-Mayn şəhərində işıq üzü görmüşdür. Kitabın müəllifi almaniyalı alim Eberqard Melxiordur (E.Melchior, 1694). Güman edilir ki, “Hidrologiya” termini ilk dəfə bu kitabda işlənilib.

Rusdilli elmi ədəbiyyatda bu terminə ilk dəfə P.Vargentinin (П.Варгентин) 1762-ci ildə çap olunmuş məqaləsində rast gəlinir.

Müasir hidrologiyanın əksər elmi nəticələri çoxsaylı hidroloji məntəqələrin çoxillik stasionar müşahidə məlumatlarına əsaslanır. Bu məlumatlar hidrotexniki qurğuların layihələndirilməsi, inşası və istismarı ilə əlaqədar yerinə yetirilən hidroloji hesablamaların və tərtib edilən proqnozların əsasını təşkil edir. Hidroloji məntəqələrdə çayların səviyyə, axım, gətirmələr rejimi, suyun temperaturu, keyfiyyəti və s. üzərində müşahidələr yerinə yetirilir.

Təsədüfi deyil ki, hidrologiya elminin tarixi Nil çayının səviyyəsi üzərində yerinə yetirilmiş müşahidələrlə əlaqələndirilir.

Bu çay üzərində eramızdan 3000 il əvvəl təşkil edilmiş səviyyəölçənlər - “nilölçənlər” bizə gəlib çatmış ən qədim hidrometriki qurğular hesab olunur. Qədim Misirdə onların sayı 30-a çatırdı. Maraqlıdır ki, XIX əsrin axırlarında ABŞ-da suyun səviyyəsini avtomatik qeyd edən cihazlar da “nilölçənlər” (nilometres) adlandırılırdı. XVIII əsrdə Fransada da suölçmə tamasalarına nilölçənlər deyilirdi.

Avropada suyun səviyyəsi üzərində mütəmadi müşahidələr yerinə yetirilən ilk məntəqələr XVIII əsrdə yaradılmışdır. Rusiyada ilk dəfə belə məntəqə I Pyotrun fərmanı ilə 1725-ci ildə Neva çayı üzərində Petropavlovsk qalasının yaxınlığında təşkil olunmuşdur. Avropanın bəzi iri çaylarında da ilk səviyyə məntəqələrinin yaradılması XVIII əsrə təsadüf edir: Reyn, Dunay, Elba (Məqdeburqda, 1927-ci il), Sena (Parisdə, 1732-ci il), Tibr (Ripettoda, 1782-ci il), Volqa (Həştərxanda, 1792-ci il).

XIX əsrin II yarısında bir sıra ölkələrdə çayların su rejimini öyrənmək üçün xüsusi idarələr təşkil olunmağa başlandı. Adətən belə idarələr əhəmiyyətli maddi ziyanla nəticələnən daşqın və subasma hadisələrindən sonra yaradılırdı (1830-1840-cı illərdə Sena, Luara, Rona, 1870-1890-cı illərdə Reyn, Elba, Oder çaylarında). Bu idarələrin əsas məqsədi katastrofik daşqınların əmələgəlmə səbəblərinin öyrənilməsi və onlara qarşı mübarizə tədbirlərinin hazırlanması idi. 1853-1854-cü illərdə Fransada ilk dəfə olaraq Luara və Sena çayı hövzələrinin hidrometrik xidmətləri yaradıldı. Sonrakı illərdə oxşar idarələr Baden Hersoqluğunda (indiki Almaniyada, 1883-cü ildə), Macarıstanda (1886), ABŞ-da (1889), Avstriyada (1895) İsveçrədə (1891), İtaliyada (XX əsrin I onilliyində), Rusiyada (1919), İngiltərədə (1930) təşkil olundu.

Azərbaycanda hələ XVI-XVII əsrlərdə Mehri çayı hövzəsindən Ordubadçaya su axıtmaq üçün Zuvar kanalı çəkilmişdir. Bunun həyata keçirilməsi üçün sözsüz ki, sadə müşahidələr və

ölçmələr aparılmışdır.

1860-cı ildə ingilis mühəndisləri Qabb və Belli Zaqafqaziyanın bir çox çaylarını, o cümlədən Kür-Araz ovalığının, Alazan-Həftəran vadisinin, Naxçıvanın çaylarını öyrənmişlər. 1861-62-ci illərdə onlar ilk dəfə olaraq Salyan şəhəri yaxınlığında Voltman cihazı ilə Kür çayının su sərtlərini ölçmüşlər. Onlar başqa çaylarda da su sərtlərini ölçmüş və suvarma layihələri tərtib etmişlər. Bu işlər 1863-cü ilə qədər aparılmış və Zaqafqaziya çaylarını hidrometrik üsulların tətbiqi ilə öyrənilməsində ilk tədqiqat olmuşdur. 1888-ci ildə Yevlax və Zərdabda Kür çayının səviyyəsi üzərində müşahidələr aparılmışdır.

Azərbaycanda hidrologiya məktəbi SSRİ zamanı formalaşmışdır. Azərbaycanın hidroqrafiyasının kompleks tədqiqində S.H.Rüstəmov müstəsna rol oynamışdır. Onun "Azərbaycan SSR-in çayları və onların hidroloji xüsusiyyətləri" (Rüstəmov, 1960) adlı monoqrafiyası hazırda bestsellərə çevrilmişdir. S.H.Rüstəmovun R.M.Qaşqay ilə birlikdə hazırladıqları "Azərbaycan SSR-in su ehtiyatları" (Рустамов, Кашкай, 1989) adlı monoqrafiya təkcə hidroloqların deyil, həm də hidrotexnik və melioratorların stolüstü kitabıdır.

Hidroloji müşahidə məntəqələrinin məlumatları hidroloji illiklərdə dərc olunur. İlk hidroloji illiklər Avstriyada (1893-cü il), Macarıstanda (1896), Bavariyada (1898), ABŞ-da (1906) nəşr edilmişdir. Hidroloji illiklərdəki məlumatlar hidroloji informasiyanın qızıl fondunu təşkil edir və bütün dünya ölkələrində hidroloji tədqiqatlarda və layihələrin yerinə yetirilməsində geniş istifadə olunur.

Hidrologiya bir çox elmlər kimi tam formalaşana qədər üç əsas mərhələ keçmişdir: hidroloji hadisə və proseslərin təsviri, onların təhlili və elmi proqnozu. Eramızdan əvvəl V əsrdə Qaradəniz sahillərinə səyahət etmiş Herodot İstra (Dunay), Trias (Dnestr), Boristfen (Dnepr), Tanais (Don) çaylarının

adlarını çəkir.

Digər yunan coğrafi Strabon (eramızdan əvvəl 60-cı illər-eramızın 20-ci illəri) Fazis (Rioni), Kür, Araqvi, Alazani (Qanix) çayları haqqında məlumat toplamışdır. Eramızın II əsrində Ptolomey Volqa çayının hidroqrafiyası haqqında məlumat vermiş və onun axarsız Xəzər dənizinə töküldüyünü göstərmişdir.

XIX əsrin ikinci yarısında yer kürəsinin müxtəlif rayonlarında çay axımı haqqında müəyyən məlumatlar toplanmışdı. Bu, hidroloji hadisə və proseslərin izah olunmasına və elmi ümumiləşdirilməsinə şərait yaratdı. Bu tipli ilk tədqiqatlar təbiətdə suyun dövrünə, çay hövzəsinin su balansının və axımın əmələgəlmə şəraitinə fiziki-coğrafi amillərin təsirinin təhlilinə həsr olunmuşdur.

XIX əsrdə bir sıra çay hövzələri (Sena, Missisipi, Dunay, Volqa, Oder, Dnepr, Oka) üçün çay axımının atmosfer yağıntılarından asılılıq əlaqələri alınmışdı.

Müasir hidrologiyada, o cümlədən hidroloji hesablamalarda geniş istifadə olunan su balansı metodunun əsas ideyasının müəllifi rusiyalı A.İ.Voyeykov (Воейков, 1884) olmuşdur.

Qapalı çay hövzəsi üçün su balansı tənliyini ilk dəfə almaniyalı A.Penk (Penck, 1896) təklif etmişdir.

XIX əsrin ikinci yarısında bir sıra alimlər (Rusiyada E.Lents, A.Voyeykov, ABŞ-da E.Lumis, İngiltərədə C.Merrey, Almaniyada A.Zupon və b.) böyük su dövründə iştirak edən atmosfer yağıntılarını və çay axımını kəmiyyətcə qiymətləndirməyə cəhd etmişlər. Lakin müşahidə məlumatları kifayət qədər olmadığına görə bu qiymətləndirmələr çox kobud idi. Bütün materiklərdən okeanlara çay axımını fransalı E.Reklyu (E.Reklus, 1868) nisbətən dəqiq hesablamışdır ($31500 \text{ km}^3/\text{il}$). 1974-cü ildə Dövlət Hidrologiya İnstitutunda (SSRİ) yerinə yetirilmiş daha dəqiq hesablamalara görə bu rəqəm $42400 \text{ km}^3/\text{il}$ təşkil edir.

Çayların rejim elementlərinin ilk proqnozları da 1850-ci ildə Fransada tərtib olunmuşdur. F.Belqran 1854-cü ildə Sena çayında yağış daşqınları zamanı suyun səviyyəsinin proqnozunu verməyə başladı. Paris şəhəri üçün ilkin proqnoz daşqın maksimumunun keçmə tarixindən 8 gün əvvəl hazırlanırdı.

F.Belqranın Sena hövzəsi üçün yaratdığı Hidroloji proqnozlar və məlumatlar xidməti Fransa, Almaniya, Avstriya və başqa Avropa ölkələrində də oxşar xidmətlərin təşkilinə təkan verdi.

XX əsrdə hidrologiyanın bütün sahələri kimi, çay axımının əmələgəlmə prosesinin öyrənilməsi və hidroloji hesablama metodlarının inkişaf etdirilməsi yeni nailiyyətlərin əldə olunması ilə səciyyələnir.

Hazırda hidroloji hesablamalar statistik metodların istifadəsi ilə yerinə yetirilir. Ehtimal nəzəriyyəsi və riyazi statistikanın hidrologiyada tətbiqi A.Hazenin (Hazen, 1914, 1917) adı ilə bağlıdır. O, su sərfələri sırasının statistik paylanması, Qaussun simmetrik əyrisi ilə ifadə etmişdir. O, empirik təminatı hesablamaq üçün də düstur işləmişdir. Bu düsturdan indi də Fransada istifadə olunur.

Təminat əyrisini qurmaq üçün ilk ehtimal damasını da A.Hazen hazırlamışdır.

XX əsrin birinci yarısında hidroloji müşahidə məntəqələrinin sayı az, müşahidə sıraları isə qısa idi. Belə şəraitdə axımın kəmiyyət göstəricilərini heç olmasa təxmini təyin etmək üçün V.Q.Qluşkov (Глушков, 1928) hidroloji analogiya metodunu təklif etdi. Bu metod coğrafi tədqiqat metodları qrupuna aiddir və indi də hidroloji hesablamalar praktikasında geniş tətbiq olunur. Qısa müşahidə sıraları analoq çayın məlumatlarına görə uzadılır, müşahidələr yerinə yetirilməyən illərin məlumatları bərpa olunur.

Analogiya metodu axım xəritələri tərtib olunduqda və ya axım göstəriciləri ilə bircins hidroloji rayonun müxtəlif fiziki-

coğrafi göstəriciləri arasında empirik əlaqələr qurulduqda istifadə olunur. Müşahidə məlumatları olmayan çayların axım xarakteristikalarının təyini üsulları analogiya metoduna əsaslanır.

Hidroloji hesablamaların, ümumiyyətlə hidrologiyanın tarixində ən mühüm hadisələrdən biri hidroloji modellərin işlənməsi və tətbiqidir. Hidroloji modellərin müxtəlif təsnifatları məlumdur. Hidroloji hesablamalarda istifadə olunan modellər üç tipə bölünə bilər:

- Dinamiki və ya deterministik modellər;
- Statistik (stoxastik) modellər;
- Dinamiki-statistik modellər.

Hidrologiyanın tarixində əhəmiyyətli hadisələrdən biri 1974-cü ilə təsadüf edir. Həmin ildə dünyanın su balansını və su ehtiyatlarına sərf olunmuş iki fundamental monoqrafiya çap olundu: “Dünyanın su ehtiyatları və onların gələcəyi” (Львович, 1974) və “Dünyanın su balansını və Yer kürəsinin su ehtiyatları” [Korzunun (Корзун) redaktəsi altında]. Bu monoqrafiyalarda təkcə bütöv yer kürəsinin deyil, həm də ayrı-ayrı materik və qitələrin su balansını elementləri və su ehtiyatları haqqında məlumat verilir.

2003-cü ildə “XXI əsrin astanasında dünyanın su ehtiyatları” adlı yeni monoqrafiya nəşr olundu (Shiklomanov, Rodda, ed., 2003). Monoqrafiyada bütün hesablamalar eyni bir müşahidə dövrü (1918-1987-ci illər) üçün yerinə yetirilmiş, XX əsrdə su ehtiyatlarından istifadə haqqında məlumatlar ümumiləşdirilmiş və 2025-ci ilə kimi sudan istifadənin təxmini proqnozu verilmişdir.

2007-ci ildə ABŞ, Rusiya, Yaponiya, Avstraliya, Braziliya, Hindistan və başqa ölkələri təmsil edən beynəlxalq mütəxəssislər kollektivi “Dünyanın yeraltı suları: ehtiyatları, istifadəsi, proqnozları” adlı monoqrafiya nəşr etdirmişlər. Monoqrafiyada yeraltı suların öyrənilməsinin metodologiyasına, onların əmə-

ləgəlmə və paylanma qanunauyğunluqlarına geniş yer verilir.

Hidrologiyanın müasir inkişaf mərhələsində beynəlxalq əməkdaşlıq zəruridir. Bu zərurətin iki əsas məqamı var. Birinci məqam bütün elmlərə, o cümlədən hidrologiyaya aiddir. İntellektual əməkdaşlıq, yəni informasiyanın, elmi ideyaların və əldə olunmuş nəticələrin mübadiləsi çox vacibdir. İkinci məqam sırf hidrologiya ilə bağlıdır, belə ki, hidrologiyanın tədqiqat obyektləri çox zaman inzibati və beynəlxalq sərhədlərlə məhdudlanmır və transsərhəd xarakter daşıyır.

Hazırda YUNESKO və ÜMT (Ümumdünya Meteorologiya Təşkilatı) hidrologiya sahəsində dövlətlərarası əməkdaşlığı inkişaf etdirən əsas beynəlxalq təşkilatlardır.

ÜMT (əvvəllər Beynəlxalq Meteorologiya Təşkilatı adlanırdı) 1873-cü ildə yaradılıb. 1946-cı ildə ÜMT Hidroloji Komissiya təşkil etdi. Komissiya Operativ Hidrologiya üzrə geniş Proqramlar həyata keçirir. "Operativ Hidrologiya" termininin əhatə dairəsi kifayət qədər genişdir: əsas hidroloji elementlərin ölçülməsi, hidroloji məlumatların toplanması, işlənməsi, saxlanması, ötürülməsi, çap olunması, hidroloji proqnozların verilməsi, hidroloji müşahidə şəbəkəsinin planlaşdırılması, cihazların arvalaşdırılması, müşahidə metodları və cihazların standartlaşdırılması və s.

1984-cü ildə ÜMT "Əsas hidroloji xarakteristikaların hesablanma metodları üzrə beynəlxalq metodik göstərişlər" çap etdirmişdir.

Azərbaycan Respublikası 1993-cü ildən ÜMT üzvüdür.

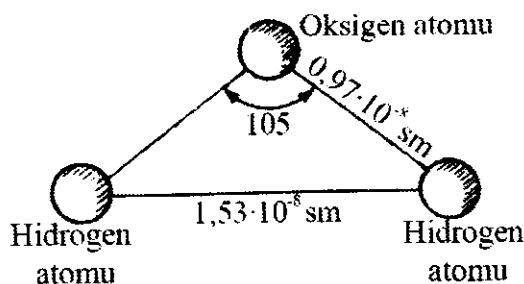
Beynəlxalq Hidroloji Onillik Proqramın (1965-1975-ci illər) müvəffəqiyyətlərini və hidrologiya sahəsində daimi fəaliyyət göstərən belə bir proqramın faydalı olmasını nəzərə alaraq YUNESKO-nun Baş Konfransı 1975-ci ildə özünün 16-cı sessiyasında Beynəlxalq Hidroloji Proqram (BHP) adı ilə tanınan hökumətlərarası uzunmüddətli proqram təsdiq etmişdir.

Fəsil I

SUYUN FİZİKİ VƏ KİMYƏVİ XASSƏLƏRİ

1.1. SUYUN QURULUŞU VƏ FİZİKİ XASSƏLƏRİ

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



Şəkil 1.1. Su molekulunun quruluş sxemi

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

Su buxarı hidrol adlanan sadə su molekullarından (H_2O) ibarətdir. Maye su hidrol, dihidrol (H_2O)₂ və trihidrol (H_2O)₃

molekullarının qarışığıdır. Buzda isə trihidrollar üstünlük təşkil edir.

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

Buz əridikdə su molekulları bir-birinə yaxınlaşır. Buna görə də su donduqda onun həcmi 9% artır və 0°C temperaturda buzun sıxlığı suyun sıxlığından az olur. Bunun nəticəsində su obyektləri səthdən başlayaraq donur. Suyun maksimal sıxlığı 3.98°C temperaturda müşahidə olunur. Suyun soyuması davam etdikdə, başqa sözlə 3.98°C -dən aşağı düşdükdə səthdə suyun sıxlığı nisbətən az olur və bu su donana kimi aşağıdakı nisbətən isti su layının üstündə qalır. Su obyektinin səthində yaranan buz örtüyü altı qalan suyun istiliyinin azalmasının qarşısını alır. Nəticədə, donmuş çay və göllərdə buzun altında həyat davam edir.

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

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

Qaz və mayələrin kinetik nəzəriyyəsinə görə temperatur artdıqda bütün cisimlərin xüsusi həcmi də artır, yəni sıxlıq azalır. Lakin su fərqli xassəyə malikdir. Temperatur 0°C -dən 4°C -yə kimi artdıqda suyun tetraedr strukturu qismən dağıldığına görə sıxlıq artır. Lakin temperaturun yüksəlməsi davam etdikdə molekullarası məsafə artır və sıxlıq azalır (xüsusi

həcm artır).

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

Aşağıda suyun əsas fiziki xassələrinin qısa səciyyəsi verilir.

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

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

Dəniz suyunun duzluluğu artdıqca da onun istilik tutumu azalır.

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

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

Su, buz ($2.24 \text{ Vt}/(m^{\circ}C)$) və hava ($1.80 \text{ Vt}/(m^{\circ}C)$) istiliyi pis keçirir və buna görə də təbii su obyektlərində dərinliklərə istilik çox zəif ötürülür. Dərindəki suların qızması su kütlələrinin şaquli qarışması ilə əlaqədardır. Dünya okeanında isə əsas rolunu turbuləntliklə əlaqədar olan istilik keçiriciliyi oynayır. Su, qar

və buzun istilik keçiriciliyinin kiçik və əksinə istilik tutumunun böyük olması su obyektlərindəki canlılar üçün çox əlverişlidir.

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

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

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

Buxarlanma və buzəmələgəlmənin gizli istiliyinin yüksək olması yer kürəsinin istilik balansı üçün çox böyük əhəmiyyət kəsb edir.

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

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

Özlülük. Su daxili sürtünməyə və ya özlülüyə malikdir:

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

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

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

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

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

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

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

1.2. SUYUN ƏSAS KİMYƏVİ XASSƏLƏRİ

Suyun tərkibində həll olmuş və asılı halda olan müxtəlif maddələr olduğuna görə, təbii sular demək olar ki, heç zaman kimyəvi təmiz olmur. Hidrosferin atmosfer, litosfer və biosferlə qarşılıqlı təsiri nəticəsində su həqiqi və kolloid məhlullar əmələ gətirir. Həqiqi məhlullarda həll olmuş maddələrin

ölçüləri 10^{-7} mm-dən kiçik, molekul və ion formasında olur. Kolloid məhlullarda isə molekul və ionlar qrup əmələ gətirir və onların ölçüləri 10^{-1} - 10^{-5} mm arasında dəyişir. Kolloid məhlullar daha dayanıqlıdır, lakin təbii sularda onların miqdarı çox azdır.

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

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

- *əsas ionlar* (xlor Cl^- , sulfat SO_4^{2-} , hidrokarbonat HCO_3^- , karbonat CO_3^{2-} , natrium Na^+ , kalium K^+ , maqnezium Mg^{2+} və kalsium Ca^{2+});
- *həll olmuş qazlar* (oksigen O_2 , azot N_2 , karbon CO_2 , hidrogen H_2 , hidrogen sulfid H_2S və s.);
- *biogen maddələr* (azot və fosfor birləşmələri)
- *mikroelementlər* (litium, yod, mis, titan, sink və s.)
- *üzvi maddələr* (bitki və heyvan qalıqları).

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

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

- kimyəvi aşınma prosesi nəticəsində əmələ gələn və həll olan duzlar;
- dəniz mənsəli duz çöküntüləri (karbonatlar, sulfatlar,

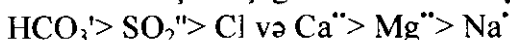
xloridlər və s.);

- müxtəlif çökmə süxurlarda və torpaq örtüyündə adsorbsiya olunmuş duzlar.

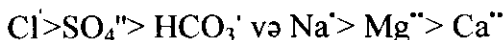
Bu mənbələrdən başqa, təbii suların mineralaşma dərəcəsinə vulkan püskürmələri zamanı Yerin təkindən ayrılan maddələr də təsir göstərir. Təbii suların kimyəvi tərkibinin formalaşmasında fiziki-coğrafi şəraitin də rolu böyükdür.

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

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



Okean sularında isə əsas ionların nisbəti belədir:



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

Qazların suda həll olması qazın su səthinə təzyiqindən (parcial təzyiqdən), suyun temperaturu və duzluluğundan asılıdır. Suyun temperaturu və duzluluğu artdıqca, qazların həll olması azalır (cədvəl 1.1).

Cədvəl 1.1.

1 atm təzyiqində qazların suda həll olması, ml/l.

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

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

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

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

Kimyəvi təmiz suda hidrogen ionları suyun dissosiasiyası nəticəsində əmələ gəlir: $\text{H}_2\text{O}=\text{H}^++\text{OH}^-$. Təbii sularda isə hidrogen ionlarının miqdarı əhəmiyyətli dərəcədə karbon turşusunun dissosiasiyasından asılıdır: $\text{H}_2\text{CO}_3\rightleftharpoons\text{HCO}_3^-+\text{H}^+$.

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

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

Suda olan biogen maddələrə ilk növbədə nitrat NO_3^- , nitrit NO_2^- , ammonium NH_4^+ və fosfat turşusunun H_2PO_4^- , HPO_4^{2-} ionları aiddir. Təbii sularda bu maddələr üzvi maddələrin par-

çalanması nəticəsində əmələ gəlir. Suda onların miqdarı az olur, lakin bu maddələr canlıların həyatı üçün böyük əhəmiyyətə malikdir. Azot və fosfor birləşmələrindən başqa, dəmir və silisium birləşmələri də biogen maddələr qrupuna daxildir.

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

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

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

Fəsil II

HİDROLOJİ PROSESLƏRİN FİZİKİ ƏSASLARI

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

2.1. FİZİKANIN FUNDAMENTAL QANUNLARI VƏ ONLARIN SU OBYEKTlərİNİN TƏDQIQİNDƏ TƏTBİQİ

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

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

$$\Delta m = m^+ - m^- \quad (2.1)$$

burada, m^+ -su obyektinə kənardan daxil olan və ya obyekt daxilində digər maddələrdən əmələ gələn maddə kütləsi; m^- -obyektdən kənarlaşan və ya obyekt daxilində başqa maddələrin əmələ gəlməsinə sərf olunan maddə kütləsi; Δm - Δt zaman

intervalı ərzində baxılan maddə kütləsinin dəyişməsidir.

Maddənin balans tənliyinin (2.1) hədlərinin ölçü vahidi kütlə vahididir (kq). Lakin hidrologiyada həcm vahidlərindən də istifadə olunur. Bu, maddənin sıxlığı dəyişməz qaldıqda və ya az dəyişdikdə mümkündür. Məsələn, şirin sulu su obyektləri üçün belə yanaşma korrektdir, çünki belə suyun sıxlığı 1000 kq/m^3 -dən az fərqlənir.

Tənlik (2.1) maddə kütləsinin balans tənliyinin integral formasıdır. Belə ki, bu tənlik Δt zaman intervalında kütlənin ümumi dəyişməsini ifadə edir. Əgər, bu tənliyin bütün hədlərini Δt -yə bölsək, onda maddə kütləsinin balans tənliyi diferensial formada alınar. Bu halda tənliyin sağ tərəfindəki hədlər maddə sərfinin ölçü vahidi ilə ifadə olunur (kq/s).

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

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

$$\Delta \theta = \theta^+ - \theta^- \quad (2.2)$$

burada, θ^+ -su obyektinə kənardan daxil olan istilik və obyekt daxilində mexaniki enerjinin istilik enerjisinə keçən hissəsi, həmçinin buzəmələgəlmə və su buxarı kondensasiya olunduqda, bəzi maddələr parçalandıqda ayrılan istilik; θ^- -obyektdən kənara çıxan istilik, obyekt daxilində suyun buxarlanmasına, buzun əriməsinə, kimyəvi və biokimyəvi proseslərə sərf olunan istilik; $\Delta \theta \cdot \Delta t$ zaman intervalında obyektə $mc_p \Delta T$ -yə bərabər istilik miqdarının dəyişməsi; c_p -sabit təzyiqdə obyektin xüsusi istilik tutumu; m -obyektin kütləsi; ΔT -temperaturun dəyişməsidir ($\Delta T = T_{son} - T_{baş}$). İstilik balans tənliyi (2.2) hədlərinin ölçü vahidi couldur.

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

$$E = E_{pot} + E_{kin} + E_{dis} \quad (2.3)$$

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

Su obyektlərində mexaniki enerjinin saxlanma qanunu sükunətdə olan suyun potensial enerjisinin hərəkətdə olan su axınının kinetik enerjisə çevrilməsini səciyyələndirir.

Tənlik (2.3)-ün hədlərinin ölçü vahidi couldur.

Hərəkət miqdarının (impulsun) saxlanma qanununa görə, qapalı mexaniki sistemdə hərəkət miqdarı dəyişməz qalır:

$m \frac{dv}{dt} = 0$, burada, m -sistemin kütləsi, $\frac{dv}{dt}$ -onun təcilidir. Su obyektləri üçün bu qanun hərəkət miqdarının dəyişmə qanununa transformasiya olunur. Başqa sözlə, su obyektlərində hərəkət miqdarının dəyişməsi sistemə təsir göstərən xarici qüvvələrin cəminə bərabərdir. Bu qanun mexanikanın və ya Nyutonun ikinci qanununun su obyektlərinə tətbiqinin nəticəsidir. Bütün su obyektlərində suyun dinamiki qanuna uyğunluqlarının öyrənilməsinin əsasında hərəkət miqdarının dəyişmə qanunu durur.

Hərəkət miqdarının dəyişmə qanununun kəmiyyət ifadəsi hərəkət tənliyidir:

$$m \frac{dv}{dt} = \sum F, \quad (2.4)$$

burada, m - baxılan su həcmının kütləsi; $\frac{dv}{dt}$ - su həcmının orta hərəkət sürətinin dəyişməsi; $\sum F$ -bu həcmə təsir göstərən xarici həcm (kütlə) və səth qüvvələrinin cəmidir. Həcm qüvvələri

suyun bütün həcminə, səth qüvvələri isə yalnız onun yan hissələrinə təsir göstərir.

Bu tənliyin (2.4) hədlərinin ölçü vahidi qüvvə vahidləridir (N , və ya $kq \cdot m/s^2$). Bəzən tənliyin hər bir həddi kütləyə bölünür və onda ölçü vahidi kimi təcilin ölçü vahidlərindən istifadə edilir. Əgər, hər bir həddi baxılan su həcmnin çəkisinə (mg) bölsək, onda bu hədlərin ölçü vahidi olmaz.

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

2.2. SU BALANSI

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

$$x + y_1 + w_1 + z_1 = y_2 + w_2 + z_2 \pm \Delta u, \quad (2.5)$$

burada, x -obyektin səthinə düşən atmosfer yağıntıları; y_1 -obyektə kənardan səth axımı; w_1 -kənardan yeraltı axım; z_1 -su buxarının kondensasiyası; y_2 -obyektdən kənara səth axımı; w_2 -kənara yeraltı axım; z_2 -buxarlanma; Δu -obyektdə su həcmnin dəyişməsidir.

Tənlik (2.5) istifadə olunduqda aşağıdakılar nəzərə alınmalıdır: 1) həm maye (yağış), həm də sülb (qar) yağıntılarının miqdarı. Qar örtüyündə olan su ehtiyatları qarın sıxlığı nəzərə alınmaqla su layı ilə ifadə olunmalıdır; 2) yerüstü və yeraltı suların həm obyektə, həm də obyektdən axımı qiymətləndirildikdə təbii göstəricilərlə yanaşı antropogen təsirlər də (məsələn, su obyektlərindən sugötürmələr) nəzərə alınmalıdır;

3) kondensasiyanı adətən atmosfer yağıntıları ilə birləşdirir və ya buxarlanmadan çıxırlar; 4) buxarlanmanın bir neçə toplananı var-su səthindən buxarlanma, qar və buzun səthindən buxarlanma, torpaq səthindən buxarlanma, bitki örtüyündən buxarlanma (transpirasiya); 5) Δu su obyektində və ya torpaq örtüyündə, yeraltı sulu horizontlarda, qar örtüyündə suyun miqdarının dəyişməsidir. O, su balansı tənliyinin gəlir və çıxar hissələrinin fərqi kimi təyin olunur. Əgər, gəlir hissə çıxar hissədən böyükdürsə, onda obyektə su yığılır (səviyyə qalxır) və $\Delta u > 0$; əks halda əvvəllər obyektə yığılmış su ehtiyatları azalır (səviyyə enir) və $\Delta u < 0$ olur.

Su balansı tənliyinin (2.5) hədləri su layı (mm , sm , m) və ya həcm vahidləri (m^3 , km^3) ilə ifadə olunur. Buzlaqlar üçün su balansı tənliyi tərtib edildikdə kütlə vahidlərindən istifadə olunə bilər.

Hidrologiyada su balansı metodu bir çox hidroloji proseslərin, məsələn, çay hövzəsində axımın əmələ gəlməsi, buzlaqların rejimi, göl və dənizlərin səviyyə təərəddüdlərinin öyrənilməsində geniş istifadə olunur. Bu metod aşağıdakı qaydada tətbiq edilir: tədqiqat obyekti üçün su balansı tənliyi (2.5) tərtib olunur; su balansının hər bir elementi təhlil olunur, əsas komponentlər müəyyən edilir; hər bir həddin hesablanma dəqiqliyi qiymətləndirilir; məlum hədlərə görə tənliyin məlum olmayan hədləri təyin edilir. Belə ki buxarlanmanı hesablamaq çox mürəkkəb məsələ olduğundan, hidrologiyada çox zaman buxarlanma yağıntı və çay axımının fərqi kimi qiymətləndirilir.

2.3. SUDA OLAN MADDƏLƏRİN BALANSI

Suda asılı və ya həll olmuş halda müxtəlif maddələr-gətirmələr, həll olmuş duzlar, qazlar və s. olur. Onların rejimi öyrənildikdə bu maddələrin kütləsinin saxlanma qanunu nəzərə

alınır (bax. tənlik (2.1)).

Suda həll olmuş maddələrin mənbələri eroziya prosesi, fiziki və kimyəvi aşınma, suyun maddələri həlletmə qabiliyyəti, atmosferlə mübadilə, kimyəvi, bioloji və s. proseslərdir. Əksər hallarda bu maddələr su obyektinə daxil olur və su ilə, məsələn, yerüstü və yeraltı axımla obyektədən kənarlaşır. Buna görə də asılı və həll olmuş maddələrin balansı və rejiminin tədqiqi su balansının (2.5) təhlili əsasında yerinə yetirilməlidir. Müxtəlif duzların, bəzi kimyəvi element və qazların balansı tərtib olunduqda su obyektində baş verən mürəkkəb kimyəvi və biokimyəvi proseslər nəzərə alınmalıdır. Belə ki, bu proseslər nəticəsində baxılan maddənin miqdarı arta və ya azala bilər. Belə proseslərə misal olaraq fotosintez nəticəsində üzvi maddələrin əmələ gəlməsini və üzvi maddələrin çürüməsini göstərmək olar.

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

$$m = aCV, \quad (2.6)$$

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

2.4. İSTİLİK BALANSI

İxtiyari su həcmi və quru sahəsi üçün istilik balansı tənliyinə (2.7) gəlir θ^+ və çıxar θ^- hissələrin əsas toplananları daxil edilməlidir.

İstilik balans tənliyinin ən mühüm həddi radiasiya balansıdır. (R). O, su və ya quru səth tərəfindən udulan cəm qısdadılğalı

günəş radiasiyası θ_c və baxılan səthdən effektiv uzundalğalı şüalanma I arasında fərqə bərabərdir:

$$R = \theta_c - I = (Q + q) \cdot (1 - r) - I. \quad (2.7)$$

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

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

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

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

Atmosfer yağıntıları ilə daxil olan istilik θ_x^+ və kinetik enerjinin bir hissəsinin istilik enerjisinə çevrilməsi (enerjinin dissipasiyası, θ_{dis}^+) nəzərə alınmaqla, istilik balans tənliyi (2.7) aşağıdakı kimi yazıla bilər:

$$\begin{aligned} R + \theta_g + \theta_{müb}^+ + \theta_{aq,h}^+ + \theta_x + \theta_{dis} &= \\ &= \theta_{\zeta} + \theta_{müb}^- + \theta_{aq,h}^- \pm \Delta\theta. \end{aligned} \quad (2.8)$$

Bu tənliyin bütün hədləri cəmlə ifadə olunur.

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

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

2.5. SU KÜTLƏLƏRİNİN ŞAQLI DAYANIQLIĞI

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

$$K = \frac{dp}{dz}, \quad (2.9)$$

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

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

Əgər, suyun sıxlığı dərinliyə görə azalırsa, onda $\frac{dp}{dz} < 0$ və $K < 0$. Bu halda su kütlələri *tərsinə sıxlıq stratifikasiyası* ilə

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

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

Şirin sulu göl və su anbarlarında suyun sıxlığının dəyişməsinin əsas səbəbi su səthinin yaz və yayda qızması, payız və qışda isə soyumasıdır. Okean və dənizlərdə isə əsas səbəb duzluluğun dəyişməsidir. Məsələn, şirin çay suları və atmosfer yağıntılarının daxil olması, həmçinin buzun əriməsi suyun üst təbəqəsində duzluluğu azaldır və nəticədə sıxlığın şaquli qradienti, həmçinin su kütləsinin şaquli dayanıqlıq dərəcəsi artır. Əksinə su səthindən intensiv buxarlanma və ya dənizin (okeanın) digər hissələrindən daxil olan daha duzlu sular su kütlələrinin şaquli dayanıqlığını poza bilər. Bu zaman sıxlığı daha çox olan su kütlələri nisbətən dərin qatlara enməyə başlayır.

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

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

Fəsil 3

HİDROLOJİ DÖVRAN VƏ SU EHTİYATLARI

3.1. HİDROSFER

3.1.1. Əsas anlayışlar

Planetimizdə külli miqdarda su var. Okeanlarda, dənizlərdə, göllərdə, çaylarda, buzlaqlarda, yerin altında və torpaqda su sərbəst haldadır. Atmosfer və biosferdə də su var.

Yer kürəsindəki bütün su obyektləri və sulu strukturlar birlikdə vahid bir təbəqə əmələ gətirir və bu təbəqə *hidrosfer* (yunan dilindəki *Hydor* - su və *sphaira* - kürə sözlərindən əmələ gəlib) adlanır. Hidrosferin müxtəlif hissələri arasında daimi su mübadiləsi baş verir. Su bir yerdən başqa yerə hərəkət edir, bir aqrekat haldan başqasına keçir.

Atmosfer-hidrosfer-litosfer sistemində baş verən daimi su mübadiləsi prosesi *hidroloji dövran* adlanır.

Yerin geoloji tarixində, onun fiziki və kimyəvi mühitinin, iqliminin formalaşmasında, planetimizdə həyatın yaranması və inkişafında hidrosfer çox mühüm rol oynamışdır.

Hidrosferin yaşı təqribən 4 mlrd. ildir. Müasir geoloji məlumatlara görə o bütün geoloji dövrlərdə mövcud olmuşdur. O, mantiyanın qazsızlaşması nəticəsində yaranmışdır və bu proses indi də davam edir.

Yer kürəsində həyat ilk dəfə suda yaranmışdır. Kembriyə kimi olan bütün dövr ərzində orqanizmlərin təkamülü dəniz mühitində getmiş və yalnız paleozoyun əvvəllərində quruda müxtəlif orqanizmlər yayılmağa başlamışdır.

Artıq qeyd olunduğu kimi, hidrosfer vahid təbəqədir, və o üç əsas hissəyə bölünür.

Birinci hissə atmosferi əhatə edir. O, başlıca olaraq, su

buxarından, həmçinin, damcılı-maye rütubətdən və buz kristallarından ibarətdir. Hidrosferin bu hissəsində rütubətin (suyun) miqdarı ən azdır.

Hidrosferin ikinci hissəsinə yerin səthindəki sular aid edilir. Bura okean sularından tutmuş dağ buzlaqlarına kimi yer qabığının səthində olan bütün sular daxildir. Bu hissədə su əsasən maye haldadır (okeanlar, göllər, çaylar və s.).

Hidrosferin üçüncü hissəsini yeraltı sular təşkil edir. Bu sular buxar, maye, bərk və kimyəvi bağlı halda olur.

Yeraltı sulara torpaq örtüyündəki sular, yer qabığının yuxarı qatlarının qravitasiya suları, dərinədə yerləşmiş basqılı (təzyiqli) sular, mineralların tərkibindəki sular və yuvenil sular aiddir.

Hidrosferin sərhədləri və tərkibi haqqında yuxarıda verilən məlumatlar çox ümumi xarakter daşıyır. Buna görə də hətta müasir dərsləklərdə belə hidrosferin bir-birindən fərqlənən təriflərinə rast gəlinir.

XIX əsrin axırlarında "*hidrosfer*" termini işlənməyə başlandıqda, əsasən okean və dəniz suları nəzərdə tutulurdu. Sonradan səth sularını (göllər, çaylar, buzlaqlar) da hidrosferə aid etməyə başladılar. Atmosfer və biosfer sularının və yeraltı suların hidrosferə aid olunub-olunmamağı barədə yekdil fikir yox idi.

Hazırda tətbiqi hidrologiya və su təsərrüfatı üzrə mütəxəssislərin əksəriyyəti hidrosfer dedikdə yalnız yer qabığında və onun səthində olan suları başa düşürlər. (Чеботарев, 1978). Bu geniş yayılmış tərifə görə atmosferdə olan rütubət hidrosferə aid edilmir və yeraltı suların hansı hissəsinin (sərbəst yoxsa əlaqəli suların) hidrosferə aid olduğu aydın deyil.

Suyun təbiətdə dövrənı və su balansını problemləri ilə məşğul olan mütəxəssislər belə təriflə razılaşırmır və hesab edirlər ki, atmosfer suları hidrosferin ayrılmaz tərkib hissəsidir. Doğrudan da, təbiətdə suya üç formada (maye, qaz və bərk) rast gəlinir və bir haldaki, bərk sular (buzlaqlar) hidrosferə aid edilir,

onda məntiqə görə atmosferdəki su buxarı da bu təbəqəyə daxil olunmalıdır. Həmçinin nəzərə alınmalıdır ki, atmosferdə su buxarından başqa su damlaları və buz hissəcikləri də var (Федосеев, 1975). Hidrosferin bu tərifində biosfer suları nəzərə alınmır.

Yer qabığı və hidrogeologiya qlobol problemlərini öyrənmənin mütəxəssislər üçün hidrosfer anlayışının mənası həddən artıq genişdir (Клиге и др., 1998).

Hidrosferə təkcə atmosfer və səth suları deyil, litosferdə təqribən 300 km dərinliyə qədər olan bütün yeraltı sular aid edilir. Lakin həcmi Dünya okeanındakı sulardan çox olan və hidroloji dövrandə praktik olaraq iştirak etməyən əlaqəli suların (süxur və mineralların tərkibindəki sular) hidrosferə aid edilməsi bir çoxları tərəfindən məqsədəuyğun sayılır.

Hazırda qlobal iqlim və onun dəyişmələri, Dünya okeanı, su ehtiyatları və su balans problemləri ilə məşğul olan iqlimşünaslar, hidroloqlar və okeanoloqlar hidrosferin kifayət qədər dəqiq və aydın tərifindən istifadə edirlər. Bu tərifə görə, planetimizdə maye, bərk və qaz formada sərbəst halda olan, həmçinin hidroloji dövrandə iştirak edən bütün sular hidrosferə daxildir (Водные ресурсы..., 2008).

3.1.2. Hidrosferdə su ehtiyatları və onların təzələnmə müddəti

Hidrosferdə olan suyun miqdarını etibarlı təyin etmək müəssisə məsələsidir, çünki su bir aqreqat haldan o birinə keçməklə daima hərəkətdədir. Buna baxmayaraq, son 40 il ərzində müxtəlif elmi mərkəzlərdə belə hesablamalar yerinə yetirilmişdir. Bu hesablamaların nəticələri fərqlidir. Hidrosferin müxtəlif komponentləri haqqında son məlumatlar cədvəl 3.1-də verilmişdir.

Cədvəl 3.1.

Hidrosferdə su ehtiyatları

Su ehtiyatlarının növü	Sahə, km^2	Həcm, km^3	Dünya su ehtiyatlarının hissəsi, %	
			Cəm su ehtiyatları	Şirin su ehtiyatları
Dünya okeanı	361300000	1338000000	96,4	-
Yeraltı sular (qravitasion və kapilyar)	134800000	23400000	1,7	-
Şirin yeraltı sular	133800000	10530000	0,76	28,6
Torpaq rütubəti	133000000	40000	0,003	0,11
Buzlaqlar və daimi qar örtüyü:	16227500	25779011	1,86	70,1
Antarktida	13964764	23296600	1,68	63,4
Qrenlandiya	1802400	2365000	0,17	6,43
Şimal Buzlu okeanın adaları	236200	71836	0,005	0,20
Dağlıq regionlar	272850	40544	0,003	0,11

Cədvəl 3.1 davamı

Daimi donuşluq zonasının yeraltı suları	21000000	300000	0,022	0,82
Göllerdə su ehtiyatları:	2058700	176400	0,013	-
Şirin sular	1236400	91000	0,007	0,25
Duzlu sular	822300	85400	0,006	-
Bataqlıqlarda su ehtiyatları	2682600	11470	0,0008	0,03
Çay suları	148800000	2120	0,0002	0,006
Su anbarları	365000	6370	0,0006	0,018
Bioloji sular	510000000	1120	0,0001	0,003
Atmosferdə su	510000000	12900	0,001	0,04
Cəm su ehtiyatları	510000000	1387723021	100	-
Şirin su ehtiyatları	148800000	36769620	2,65	100

Lakin bu cədvəldəki rəqəmlər də təxminidir. Dünya okeanında, göl və su anbarlarında, Antarktida və Qrenlandiya buzlaqlarında olan sular daha etibarlı qiymətləndirilmişdir. Böyük dərinliklərdə yerləşən sulu horizontların, torpaq örtüyünün, bir sıra dağlıq rayon buzlaqlarının su ehtiyatlarının təyini dəqiqliyi qənaətbəxş hesab olunmur. Məsələn, yeraltı suların ümumi ehtiyatları haqqında müxtəlif müəlliflərin aldığı rəqəmlər 2-3 dəfə fərqlənir.

Cədvəl 3.1-dən göründüyü kimi, hidrosferdə olan suyun ümumi miqdarı 1388 km^3 təşkil edir və bunun 96,4%-i Dünya okeanının payına düşür.

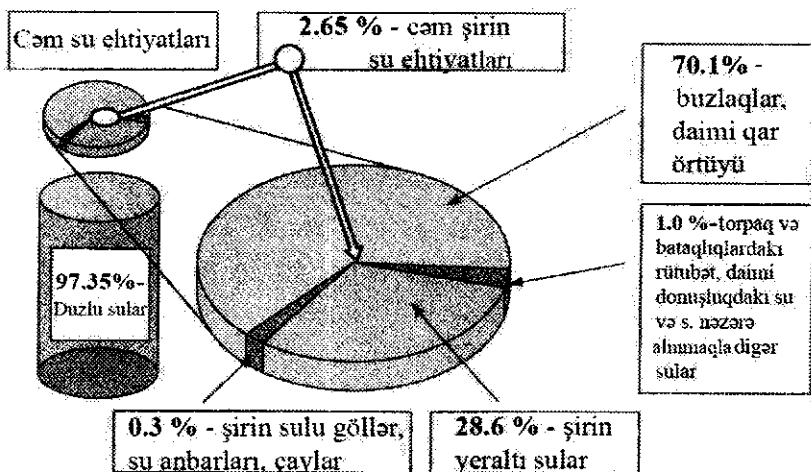
Ümumi su ehtiyatlarının 1,7%-i litosferdədir (2000 m dərinliyə kimi). Bu yeraltı suların (qravitasiyalı və kapilyar sular) 45%-i şirin sulardır və onlar əsasən 150-200 metrə kimi dərinliklərdədir. Daha böyük dərinliklərdəki yeraltı sular adətən duzlu (şor) olur.

Antarktida, Qrenlandiya, Arktika adaları və yüksək dağlıq rayonların buzlaqlarında böyük su ehtiyatları var ($25,8 \text{ mln km}^3$) və ya hidrosferin ümumi həcmnin 1,86%-i. Bu suların 90%-i Antarktidadadır.

Daimi donuşluq zonasının yeraltı buzlarında 300 min km^3 (hidrosferin həcmnin 0,022%-i) su var.

Hidrosferin digər komponentlərindəki su ehtiyatı kəmiyyətə az olmağına baxmayaraq, onların hidroloji dövrandə rolu çox böyükdür.

Hidrosfer sularının 97,4%-i duzlu və yalnız 2,6%-i şirin suların payına düşür. Şirin suların ümumi həcmnin (37 mln km^3) 70,1%-i buzlaqlarda, 28,6%-i isə yerin altındadır. Bu sülardan istifadə kifayət qədər çətindir. Şirin suların yalnız 0,28%-i şirinsulu göllərdə, su anbarları və çaylardadır və bu sular daha əlçatandır (şəkil 3.1).



Şəkil 3.1. Yer kürəsinin şirin su ehtiyatları

Hidrosferin ayrı-ayrı komponentlərinin su dövranında rolu yalnız onların həcmindən deyil, həm də onların bu prosesdə dinamikliyindən asılıdır. Suların dinamikliyini kəmiyyətcə qiymətləndirmək üçün onların tam təzələnmə müddəti hesablanır. Bu zaman intervalı ərzində hidrosferin müxtəlif hissələrində olan sular hidroloji dövrən prosesində tam dəyişir (təzələnir). Hidrosferdəki əsas su növlərinin tam təzələnmə müddəti haqqında təqribi rəqəmlər cədvəl 3.2-də verilmişdir. Bu rəqəmlər müvafiq su növünün həcmi onun illik sərfinə bölməklə alınmışdır.

Hidrosferin müxtəlif komponentlərində olan suların tam təzələnmə müddəti daimi donuşluq zonasının yeraltı suları üçün 10000 il, okean suları üçün 2500 il, göl suları üçün 17 il, çay suları üçün cəmi 16 gün və atmosfer suları üçün isə daha az-8 gün təşkil edir. Çay sularının tam təzələnmə müddətinin qısa olması insanların su ehtiyaclarının ödənilməsi baxımından çox əlverişlidir.

Yer kürəsində su ehtiyatlarının təzələnmə müddəti

Suyun növü	Təzələnmə müddəti
Dünya okeanı	2500 il
Yeraltı sular	1400 il
Torpaq rütubəti	1 il
Qütb buzlaqları və daimi qar örtüyü	9700 il
Dağ buzlaqları	1600 il
Daimi donuşluq zonasının yeraltı buzları	10000 il
Göllərdə su ehtiyatları	17 il
Bataqlıq suları	5 il
Çay suları	16 gün
Bioloji sular	Bir neçə saat
Atmosferdə su	8 gün

Müxtəlif ölkə və ya regionların şirin su ehtiyatları qiymətləndirildikdə onların hidroloji dövrən prosesində dinamikliyi nəzərə alınır və iki anlayışdan istifadə olunur: statik (və ya əsrlik) və bərpa olunan su ehtiyatları. *Statik və ya əsrlik su ehtiyatlarına* tam təzələnmə müddəti böyük olan şirin sular aid edilir (iri göllər, yeraltı sular, buzlaqlar və s.). Onlardan intensiv istifadə istər-istəməz su ehtiyatlarının tükənməsi, arzu-olunmaz ekoloji proseslərə, təbiətdə əsrlər ərzində qərarlaşmış tarazlığın pozulması ilə nəticələnir.

Bərpa olunan su ehtiyatlarına – təbiətdə su dövrənı prosesində hər il təzələnen sular aiddir. Bu, ilk növbədə çay sularıdır (çay axımı m^3/s və ya km^3/il). Çayları qidalandıran yeraltı sular da bərpa olunan su ehtiyatıdır.

Statik və bərpa olunan su ehtiyatlarının fərqi axarlı böyük göllərin misalında daha aydın görünür. Məsələn, Baykal gölünün əsrlik su ehtiyatı $23000 km^3$, lakin hər il bərpa olunan

su ehtiyatı isə cəmi 60 km^3 (göldən başlanğıcını götürən Anqara çayının illik axımı) təşkil edir.

3.2. QLOBAL HİDROLOJİ DÖVRAN

3.2.1. Ümumi sxem

“Bütün çaylar dənizə axır, lakin dəniz daşmır: Çaylar yəni-dən axmaq üçün öz mənbələrinə qayıdır”. Ola bilər ki, Ekkleziastın bu sözləri təbiətdə su dövrəninin (hidroloji dövrən) ilk ifadəsidir.

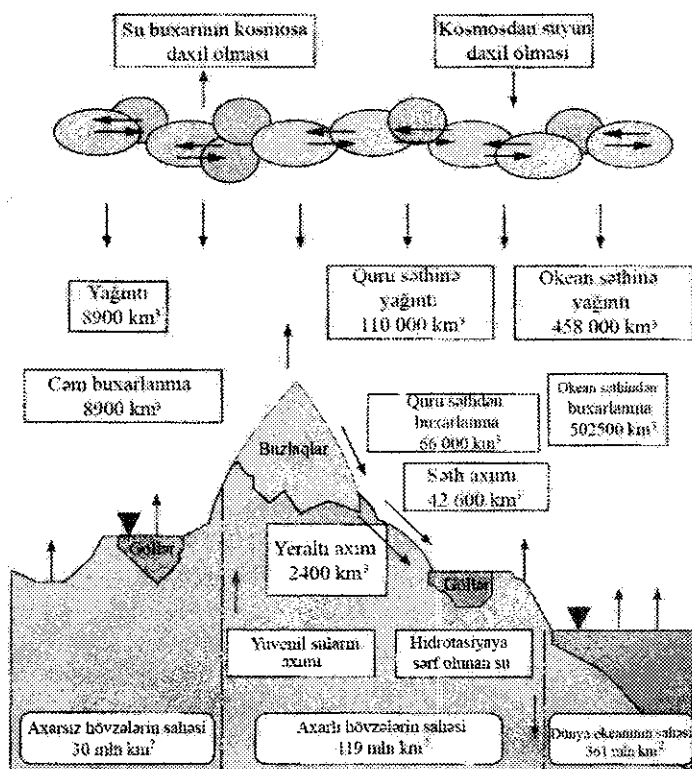
Quru və okeanların mövcudluğu və yerin səthini günəşin qızdırması üç klassik geosferdə-hidrosfer, atmosfer və litosferdə suyun planetar dövrənini təmin edir. Bu dövrən üç sferanı əlaqələndirir.

Qlobal hidroloji dövrən və ya təbiətdə su dövrən təbii şəraitin nisbi dayanıqlığını təmin edən və suların okean, quru və atmosfer arasında bölünməsinə tənzimləyən əsas proseslərdən biridir. Bu prosesdə bütün hidrosfer suları iştirak edir. Qlobal hidroloji dövrən mürəkkəb təbii prosesdir və ona bir çox proseslərin cəmi kimi də baxıla bilər: buxarlanma, rütubətin daşınması, rütubətin kondensasiyası, atmosfer yağıntılarının düşməsi, infiltrasiya, səth axımı, yeraltı axım və s.

Hidroloji dövrən daima, hər yerdə və fasiləsiz baş verir. Bu prosesin hərəkət verici qüvvələri günəş radiasiyasının istilik enerjisi və qravitasiya (ağırlıq) qüvvələridir. İstiliyin təsiri altında buxarlanma, kondensasiya və s. ağırlıq qüvvəsinin təsiri altında isə yağıntıların düşməsi, çayların axması, yeraltı və torpaq sularının hərəkəti və s. proseslər baş verir.

Qlobal hidroloji dövrənün ümumi sxemi və əsas kəmiyyət göstəriciləri şəkil 3. 2-də verilmişdir.

III. Hidroloji dövrən və su ehtiyatları



Şəkil 3.2. Qlobal hidroloji dövrənin sxemi

Qlobal hidroloji dövrən qapalı sistem deyil: daima kosmosdan və yerin dərin qatlarından müəyyən miqdarda su hidrosferə daxil olur. Digər tərəfdən, hidrosfer sularının bir hissəsi buxar halında kosmosa gedir və minerallarda kimyəvi birləşməyə sərf olunur. Belə hesab olunur ki, bu sadalanan proseslərdə iştirak edən suların həcmi böyük deyil (ildə 1 km³) və hidrosferdən gedən və geri qayıdan suların miqdarı təqribən bərabərdir. Buna görə də hidrosferdə suyun ümumi miqdarı şərti olaraq sabit qəbul olunur.

Təbiətdə su dövrənı okean səthindən buxarlanmadan başla-

yır. Hər il Dünya okeanı səthindən $502,5 \text{ min km}^3$ buxarlanır. Daha 75 min km^3 su quru ərazilərdən buxarlanır. Bu axırncı rəqəmə qurudakı su obyektlərindən (göllər, bataqlıqlar, çaylar və s.) buxarlanma da daxildir. Buxarlanan su (su buxarı) atmosferə daxil olduqdan sonra turbulent diffuziya nəticəsində yuxarı qalxır və hava axınları ilə bir yerdən başqa yerə daşınır. Rütubətli havanın temperaturu aşağı düşdükdə su buxarı kondensasiya olunaraq bərk və ya maye hala keçir və yağıntı şəklində yerə düşür.

Okeanların səthinə düşən illik cəm yağıntıların miqdarı 458 min km^3 təşkil edir. Bu okean səthindən buxarlanan sudan əhəmiyyətli dərəcədə ($44,5 \text{ min km}^3$) azdır. Okeandan buxarlanan suyun bu hissəsi hava axınları ilə quruya daşınır və orada qurunun səthindən buxarlanan sularla birlikdə çayları, gölləri, buzlaqları, yeraltı su laylarını qidalandırır. Beləliklə, biosferin inkişafı və insanın təsərrüfat fəaliyyəti üçün şərait yaranır.

Quruda əmələ gələn sular il ərzində tam həcmdə çay və buz axımı, həmçinin yeraltı axım şəklində okeanlara qayıdır və qlobal hidroloji dövrən tamamlanır.

Qurunun səthinə hər il təqribən 119 min km^3 yağıntı düşür. Bunun 35%-i çay və buz axımına sərf olunur. Qalanı isə buxarlanır və ya yeraltı suları qidalandırır. Bu yeraltı sular birbaşa okeanlara axır.

Böyük su dövrənindən başqa kiçik və ya yerli su dövrənləri də var (okeanlar və qitələr üçün). Daxili axarsız ərazilər (30 mln km^2) Dünya okeanına axım vermir və burada düşən yağıntılar bütövlükdə buxarlanmaya sərf olunur.

3.2.2. Su mübadiləsi prosesləri

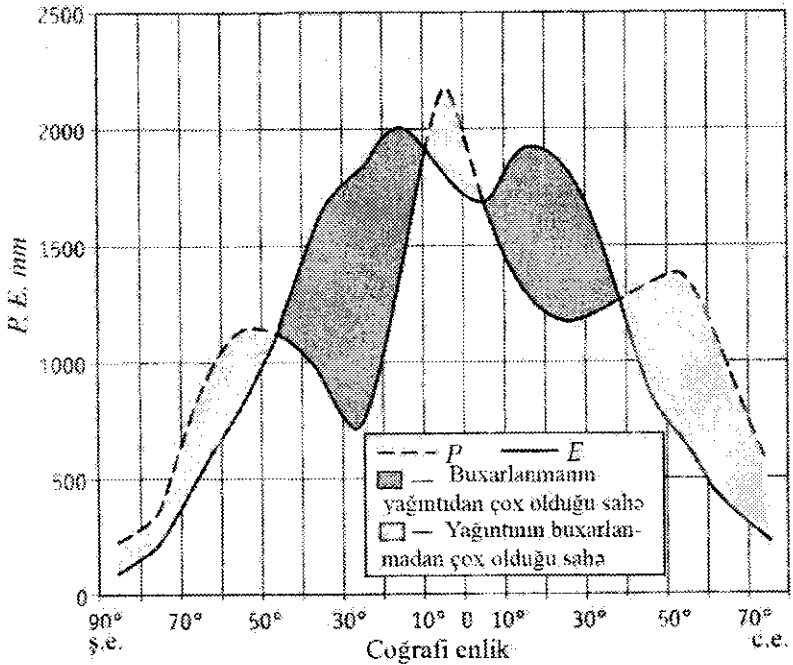
Okean və atmosfer arasında su mübadiləsi: su səthindən buxarlanma və yağıntılar. Okean və atmosfer arasında su mübadiləsi *kiçik hidroloji dövrən* və ya *kiçik su dövrən* ad-

lanır. Bu hidroloji dövrəndə böyük su dövrənı ilə müqayisədə daha çox miqdarda su iştirak edir və onun iki komponenti var:

Dünya okeanı səthindən buxarlanma və bu səthə düşən atmosfer yağıntıları.

Buxarlanma. Okeanların səthindən il ərzində orta hesabla 1400 mm su buxarlanır və bu, qurudan buxarlanma (500 mm) ilə müqayisədə xeyli çoxdur. Dünya okeanının müxtəlif hissələrində buxarlanmanın kəmiyyəti fərqlidir və 50-3200 mm arasında dəyişir.

Yer kürəsində cəm günəş radiasiyasının paylanmasına uyğun olaraq okeandan buxarlanma aşağı enliklərdən yüksək enliklərə doğru azalır (şəkil 3.3).



Şəkil 3.3. Yer kürəsində atmosfer yağıntıları və buxarlanmanın paylanması

Lakin atmosfer sirkulyasiyası və okean cərəyanlarının təsiri altında buxarlanmanın zonal paylanması əhəmiyyətli dərəcədə pozulur.

Həm şimal, həm də cənub yarımkürələrində buxarlanmanın ən böyük qiymətləri $10-20^{\circ}$ enlikdə müşahidə olunur. Bu enliklərdə passat küləklərinin sürəti daha da artır və antisiklonik hava rejimində hava kütlələri çox quru olur. Burada illik cəm buxarlanma 2000 mm təşkil edir.

Ekvatorial enliklərdə buxarlanma bir qədər azalır və $1700-1800\text{ mm}$ arasında dəyişir.

Ekvatorial və tropik enliklərdə isti okean cərəyanları keçən yerlərdə buxarlanma kəskin artır (Atlantik okeanda 3200 mm). Soyuq okean cərəyanları keçən rayonlarda əksinə, buxarlanma nisbətən kiçik qiymətlərlə səciyyələnir (1200 mm).

Şimal yarımkürəsinin mülayim enliklərində illik cəm buxarlanma $400-200\text{ mm}$, təşkil edir. Buxarlanmanın ən kiçik qiymətləri ($75-100\text{ mm}$) Şimal Buzlu okeanın mərkəzi hissəsi üçün xarakterikdir.

Dünya okeanından buxarlanan su atmosferin okean üzərində olan hissəsində rütubətin miqdarını artırır: $0-7\text{ km}$ -lik təbəqədə 9800 km^3 su var.

Atmosferin quru üzərindəki hissəsində isə bu rəqəm cəmi 3100 km^3 təşkil edir.

Atmosfer yağıntıları. Dünya okeanının səthinə hər il orta hesabla 1270 mm yağıntı düşür. Ən çox yağıntı (4000 mm) Hind okeanının İndoneziya və Myanma sahillərində müşahidə olunur. Ən az yağıntı (50 mm) isə okeanların səhralara (Böyük səhra, Ərəbistan yarımadasının səhraları) yaxın şərq hissələrində qeydə alınır.

Buxarlanma və atmosfer yağıntıları haqqında məlumatların təhlili göstərir ki, Dünya okeanının bəzi hissələrində yağıntı buxarlanmadan, bəzi hissələrində isə əksinə, buxarlanma ya-

ğıntıdan çoxdur (şəkil 3.3).

Buxarlanma ilə yağıntılar arasında fərq bəzi rayonlarda 1500-2000 *mm* təşkil edir. Məsələn, Atlantik okeanının tropik enliklərində (Azor adaları ilə Meksika körfəzi arasında) buxarlanma, yağıntılarla müqayisədə 1600 *mm* çoxdur. Bu o deməkdir ki, əgər okeanın digər hissələrindən bu əraziyə axın olmasaydı, onda burada suyun səviyyəsi hər il 1,6 *m* aşağı düşərdi.

Sakit okeanda İndoneziya və Filippin sahillərində, əksinə, yağıntılar buxarlanmadan çoxdur. Əgər okean axınları olmasaydı, onda bu qeyd olunan rayonlarda suyun səviyyəsi hər il 2,0-2,4 *m* qalxardı.

Dünya okeanının müxtəlif hissələrində yağıntılarla buxarlanmanın nisbətinin fərqli olması daimi okean cərəyanlarının yaranmasının ən mühüm amillərindən biridir. Bu cərəyanlarda hərəkət edən okean sularının ümumi həcmi 22 *mln km³* təşkil edir ki, bu da dünyanın bütün çaylarının cəm illik axımından 500 dəfə çoxdur.

Quru və atmosfer arasında su mübadiləsi: quru səthindən buxarlanma və yağıntılar. Buxarlanma. Quru səthindən buxarlanma təkcə meteoroloji şəraitdən yox, həm də səthin rütubətlik dərəcəsinə asılıdır. Cəm buxarlanmanın qitələrdə enliklər üzrə paylanması cədvəl 3.3-də verilmişdir.

Bütün qitələrdə buxarlanmanın ən böyük qiymətləri ekvatorial enliklərdə qeydə alınır. Həm istilik, həm də rütubət çox olan bu ərazilərdə buxarlanmanın orta illik qiyməti 900-1100 *mm*, maksimal qiyməti isə 1250 *mm* təşkil edir. Ekvatorial zonadan şimal və cənub istiqamətlərdə buxarlanma azalır. Şimal yarımkürəsinin 40-60° enliklərində buxarlanma 300-500 *mm* arasında dəyişir.

Dağlıq rayonlarda hündürlük artdıqca radiasiya balansız azaldığından, buxarlanma hər 100 *m*-də 10-20 *mm* azalır.

Cədvəl 3.3.

Yağntı və buxarlanmanın orta kəmiyyətlərinin kontinentlərdə
(adalarla birlikdə) enliklər üzrə paylanması, *mm*

Enliklər	Şimal enlikləri					Cənub enlikləri								
	80-70°	70-60°	60-50°	50-40°	40-30°	30-20°	20-10°	10-0°	0-10°	10-20°	20-30°	30-40°	40-50°	50-60°
Kontinent														
Avropa	100 554	350 840	490 736	560 875	470 715									
Asiya	160 398	260 518	350 571	260 370	320 537	470 995	660 1350	1160 2650	1170 2590					
Afrika					200 220	30 40	400 550	840 1380	930 1320	700 1070	420 570	400 509		
Şimali Amerika	90 267	220 524	360 863	510 886	610 844	530 742	950 1710	1040 2730						
Cənubi Amerika							720 1080	1050 2340	1020 2010	840 1340	740 1020	560 830	260 1270	360 1890
Avstraliya və Okeaniya									1200 3050	590 741	310 323	440 555	620 1670	

Qeyd: Suratlarda buxarlanma, məxrəcə-yəğintilər verilməmişdir.

Quruda cəm buxarlanmanın ən kiçik qiymətləri arktik adalar və tropik səhralar üçün səciyyəvidir. Bu ərazilərdə müvafiq olaraq istilik və rütubət çatışmır.

Planetimizdə quru səthindən buxarlanmanın orta illik qiyməti 470 mm təşkil edir.

Atmosfer yağıntıları. Qurunun istənilən ərazisinə düşən yağıntılar, P , şərti olaraq iki növə bölünə bilər: baxılan ərazidən buxarlanan sudan əmələ gələn yağıntılar, P_1 , və əraziyə kənardan, əsasən okeanlardan daxil olan su buxarından yaranan yağıntılar, P_2 :

$$P = P_1 + P_2 \quad (3.1)$$

Əraziyə düşən cəm yağıntıların kənardan daxil olan su buxarı hesabına yaranan yağıntılara *nisbəti rütubət dövrənə əmsalı*, K , adlanır:

$$K = \frac{P_1 + P_2}{P_2} \quad (3.2)$$

Bu əmsal həmişə birə bərabər və birdən böyükdür. Sahəsi 1 mln km² –dən kiçik olan ərazilərdə bu əmsalın qiyməti kiçikdir ($K=1,04-1,06$). Daha böyük ərazilər, məsələn, qitələr üçün $K=1,4-1,7$ (cədvəl 3.4). Beləliklə iri quru hissələrində yağın yağıntılar, başlıca olaraq okeanlardan daxil olan rütubətin hesabına formalaşır.

Yağıntıların ən böyük qiymətləri bütün qitələrdə 0-10° şimal və cənub enliklərində qeydə alınır (2700-3000 mm). Ən quraq yerlər isə Afrikada Böyük səhra (40-200 mm), Avstraliyada Viktoriya və Böyük Qumlu səhralar (320 mm), Asiyada Çin, Monqolustan və Orta Asiyanın səhra və yarımsəhraları (370 mm), Şimali Amerikada Kanada Arktik Arxipelağıdır (270 mm).

Antarktidada illik yağıntıların orta qiyməti 175-180 mm, maksimal qiyməti 600-700 mm (sahil zonada), minimal qiyməti isə 30-50 mm-dir (mərkəzi hissədə).

Cədvəl 3.4.

Kontinentlərdə rütubət balansı

Kontinent	Sahə (adalarsız)	Yağıntılar	İllik rütubət daşınması	Advektiv yağıntılar	Kontinentlərdən buxarlanma hesabına yağıntılar	Tranzit rütubət	Qitə səthindən buxarlanma	Qitədən ümumi rütubət daşınması	Rütubət dövrəsi əmsali
	<i>min.km²</i>	<i>km³</i>	<i>km³</i>	<i>km³</i>	<i>km³</i>	<i>km³</i>	<i>km³</i>	<i>km³</i>	
Avropa	9800	7540	10100	5310	2230	4800	2500	7300	1,42
Asiya	40775	25700	20100	15860	9840	4200	5300	9500	4,62
Afrika	29530	21400	24600	15080	6330	9500	9200	18700	1,42
Şimali Amerika	20060	16200	12300	9790	6360	2500	2800	5300	1,65
Cənubi Amerika	17800	28400	20700	16900	11500	3800	3700	7500	1,68
Avstraliya	7615	3470	12800	3040	430	9700	2560	12260	1,14
Cəmi	125580	102710	100600	66000	36690	34500	26100	60560	

Quru və okean arasında su mübadiləsi. Çay axımı. Məlum olduğu kimi, qurudan okeana axım qlobal hidroloji dövrənin tamamlayıcı elementidir.

Okeanlardan quruya rütubətin daşınmasında Atlantik okeanın rolu daha böyükdür. Bu okeanın hesabına bütün Avropa, Asiya, Şimali Amerika, Mərkəzi və Cənubi Amerika, Afrikanın geniş əraziləri rütubətlənir.

Qitələrin rütubət balansı haqqında məlumatlar cədvəl 3.4-də verilir.

Okeanlardan quruya hər il orta hesabla 100600 km^3 rütubət daxil olur. Bunun 34%-i (34500 km^3) quru üzərindən keçərək orada yağıntı vermir və yenidən okean üzərinə qaydır.

Qitələrdə cəm advektiv yağıntıların illik miqdarı 66000 km^3 təşkil edir.

Okeanlar həm quruya rütubət verir, həm də ondan rütubət alır. Bu, çay axımı və yeraltı axım vasitəsilə baş verir. Həmçinin qurudan buxarlanan suyun bir hissəsi (26100 km^3) də okeanların üzərinə daşınır.

Qurudan okeanlara daxil olan şirin suların böyük hissəsi iri çay sistemlərinin payına düşür. Ümumi çay axımı və okeanlara axım haqqında məlumatlar cədvəl 3.5-də verilir.

Bu cədvəldən göründüyü kimi, quruda əmələ gələn çay axımının bir hissəsi okeanlara çatmır. Bunun iki səbəbi var. Birinci səbəb odur ki, qurunun təqribən 20%-ni (30 mln km^2) Dünya okeanı ilə əlaqəsi olmayan daxili axarsız ərazilər tutur (Xəzər dənizi hövzəsi, Mərkəzi Asiya, Ərəbistan yarımadası, Şimali Afrika və Avstraliyanın böyük hissəsi). İkinci səbəb isə çay axımının təsərrüfat məqsədləri üçün istifadəsidir.

Bütün qurudan okeanlara cəm axımın illik kəmiyyəti 39500 km^3 təşkil edir. Cənubi Amerika və Asiyadan axım ən çox (hərəkətdən təqribən 11800 km^3), Avstraliya və Okeaniya (2300 km^3) və Avropadan (2500 km^3) isə ən azdır.

**Kontinentlər üzrə çayların orta illik axımı və
Dünya okeanına çay axımı**

Kontinent	Sahə, $km^2 \cdot 10^6$		Çayların cəm axımı, km^3/il	Okeana axım, km^3/il
	Ümumi	Axarsız ərazilər		
Avropa	10,46	2,16	2900	2544
Şimali Amerika	24,3	0,88	7870	7560
Afrika	30,1	9,6	4047	3520
Asiya	43,5	12,3	13510	11860
Cənubi Amerika	17,9	1,41	12030	11750
Avstraliya və Okeaniya	8,95	3,92	2400	2300
Cəmi (yuvarlaq)	135	30,3	42760	39530

Dünya okeanına ümumi çay axımının 17%-i Amazon çayının payına düşür.

Qeyd etmək lazımdır ki, su qurudan okeana yalnız çaylar vasitəsilə deyil, həm də birbaşa yeraltı axım şəklində daxil olur. Çayların qidalanmasında iştirak etməyən bu yeraltı suların miqdarı $2400 km^3$ təşkil edir.

Antraktidadan okeanlara şirin su əsasən aysberqlər şəklində daxil olur. Burada az miqdarda səth axımı və buzaltı axım da əmələ gəlir. Bu materikdən hər il okeanlara $2300 km^3$ cəm axım daxil olur.

Beləliklə, qurudan okeanlara cəm axım (çay axımı, yeraltı axım və buz axımı) $44200 km^3/il$ təşkil edir.

Səth suları və yeraltı suların qarşılıqlı əlaqəsi. Səth suları və yeraltı suların qarşılıqlı əlaqəsi planetimizdə baş verən mühüm su mübadiləsi proseslərindən biridir. Bu proses bütün qitə və okeanlarda gedir və o, hidrosferin tarixi boyu həmişə mövcud olub.

Bu qarşılıqlı əlaqə iki istiqamətlidir. Bir tərəfdən çay, göl və başqa su obyektlərindən səth suları filtrasiya olunaraq yeraltı suların ehtiyatını artırır. Digər tərəfdən əksinə, yeraltı sular çay, göl və başqa yerüstü su obyektlərinə süzülərək onların qidalanmasında iştirak edir. Baxılan qarşılıqlı əlaqənin xarakteri başlıca olaraq səth suları və yeraltı suların səviyyə nisbətindən asılıdır.

Karst süxurları yayılmış rayonlarda səth suları və yeraltı sular arasında mübadilə daha intensivdir. Daimi donuşluq rayonlarında isə, əksinə, su mübadiləsi çox məhduddur.

Yeraltı suların çaylara axımı çay hövzələrinin su balansı və su ehtiyatlarının mühüm tərkib hissələrindən biridir. Çay axımının formalaşmasında yeraltı suların iştirakını kəmiyyətcə qiymətləndirmək üçün çayın yeraltı sularla qidalanma əmsalından istifadə olunur. Bu əmsal, yeraltı axımın ümumi çay axımına nisbəti (%) kimi təyin olunur. Nəzəri cəhətdən bu əmsal sıfır faizlə (su keçirməyən süxurlar yayılan ərazilər) 100% (karst süxurları yayılan ərazilər) arasında dəyişir.

Real təbii şəraitdə çayların yeraltı sularla qidalanma əmsalı 5-10%-dən 50-60%-ə kimi qiymətlər alır və Yer kürəsinin bütün çayları üçün orta hesabla 30%-ə bərabərdir. Qitələr üzrə bu rəqəm 24-35% arasında dəyişir (cədvəl 3.6).

Ən kiçik qiymətlər daimi donuşluq zonası və yeraltı sular dərinədə yerləşən quraq rayonlar üçün səciyyəvidir.

Bu əmsalın qiymətləri dağlıq rayonlarda ətraf düzən rayonlarla müqayisədə daha böyük olur. Əksər dağ çayları üçün yeraltı sularla qidalanma əmsalı 40-60% təşkil edir.

Azərbaycan çayları üçün bu əmsal 2-71% arasında dəyişir.

Rütubətlənmə şəraiti əlverişli, çay şəbəkəsi sıx və yeraltı suların səviyyəsi yerin səthinə yaxın olan düzənliklərdə də yeraltı sularla qidalanma əmsalı böyükdür (40-50%).

Dünya okeanına kontinentlərdən yeraltı axım

Kontinent	Okeana çay axımı, km^3/il	Çayların yeraltı sularına qidalanma əmsali, %	Çay axımı ilə daxil olan yeraltı sular, km^3/il	Okeana birbaşa yeraltı axım, km^3/il	Okeana cəm yeraltı axım, km^3/il
Avropa	2544	35	890	187	1077
Şimali Amerika	7560	29	2192	408	2600
Afrika	3520	35	1232	284	1516
Asiya	11860	26	3084	750	3834
Cənubi Amerika	11750	35	4112	390	4502
Avstraliya və Okeaniya	2300	24	552	381	933
Cəmi (yuvarlaq)	39530	30	12060	2400	14460

Ümumiyyətlə, yeraltı sularla qidalanma əmsalı böyük olan çayların cəm axımı ilin mövsümləri və ayları üzrə nisbətən bərabər paylanır. Bu isə müxtəlif təsərrüfat məqsədləri üçün çay sularından daha effektiv istifadə etməyə imkan verir.

İnsanın təsərrüfat fəaliyyəti nəticəsində yerüstü su obyektlərinin və ya yeraltı suların səviyyəsi əhəmiyyətli dərəcədə dəyişir. Bu isə öz növbəsində səth suları ilə yeraltı suların qarşılıqlı əlaqələrinin təbii xarakterini kəskin dəyişə bilər. Əhəmiyyətli dəyişikliklər iri su anbarları inşa olunduqda, yeraltı sular intensiv istifadə edildikdə, geniş quraq ərazilər suvarıldıqda baş verir.

3.2.3. Dünyanın su balansı

Su balansı hər hansı bir su obyekti və ya əraziyə müəyyən zaman intervalında daxil olan və oradan çıxan su miqdarının nisbətini göstərir. Bu bölmədə qitələrin, okeanların və bütün Yer kürəsinin su balansı haqqında məlumat verilir. Əslində bu su balansı qlobal hidroloji dövrənin kəmiyyət xarakteristikasıdır və onun əsas elementləri (yağıntı, buxarlanma və axım) çoxillik dövr üçün ortalaşdırılmışdır.

İstənilən ərazinin hər hansı bir zaman intervalı üçün su balansı tənliyi aşağıdakı kimi yazılır:

$$P + R'_s + R'_y = E + R_s + R_y \pm \Delta S \quad (3.3)$$

Burada, P -atmosfer yağıntıları; E -cəm buxarlanma; R_s və R_y -baxılan ərazidən, müvafiq olaraq yerüstü və yeraltı axım; R'_s və R'_y - baxılan əraziyə, müvafiq olaraq yerüstü və yeraltı axım; ΔS -ərazidə su ehtiyatının dəyişməsidir.

Bu bərabərliyin sol tərəfindəki hədlər (P , R'_s , R'_y) su balansının gəlir hissəsinin, sağ tərəfindəki hədlər (E , R_s , R_y) isə su balansının çıxar hissəsinin elementləri adlanır. Adətən, su balansı tənliyinin bütün elementləri millimetrlə ifadə olunur.

Su balansı tənliyi çoxillik dövr üçün tərtib edildikdə, o sadələşir, çünki $\Delta S=0$ olur. Okean yamacları və daxili axarsız hövzəyə aid olmayan iri çay hövzələri üçün su balansı tənliyində qonşu ərazilərdən daxil olan yerüstü və yeraltı axım nəzərə alınmır:

$$P_x = E_x + R_x + R_y \quad (3.4)$$

burada, P_x -atmosfer yağıntıları; R_x -okeana (dənizə, gölə) çay axımı (hövzədən, okean yamacından); R_y -çayın qidalanmasında iştirak etməyən və birbaşa okeana (dənizə, gölə) daxil olan yeraltı suların axımı; E_x -cəm buxarlanmadır.

Dünya okeanı ilə əlaqəsi olmayan daxili axarsız hövzəyə düşən bütün yağıntılar buxarlanmaya sərf olunur:

$$P_a = E_a. \quad (3.5)$$

Qitələrin su balansı tənliyi axırındakı iki tənliyin cəmi kimi yazılır:

$$P_x + P_a = E_x + E_a + R_x + R_y \quad (3.6)$$

Dünya okeanı və ayrı-ayrı okeanlar (həmçinin dənizlər) üçün su balansı tənliyi aşağıdakı kimidir:

$$E_{ok} = P_{ok} + R_x + R_y \quad (3.7)$$

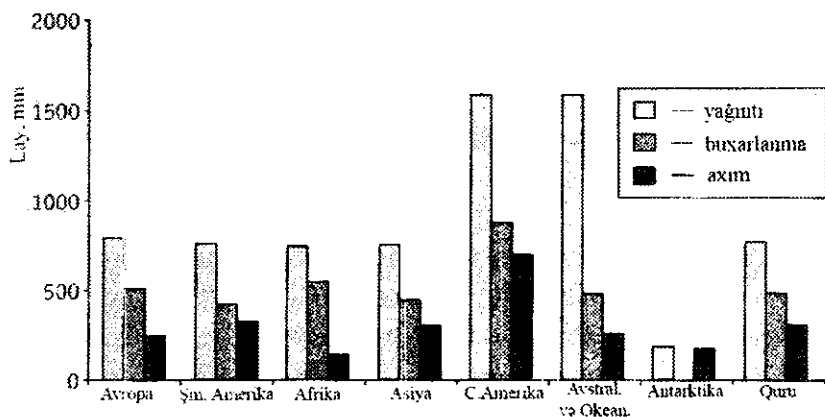
burada, E_{ok} -okeanın səthindən buxarlanma; P_{ok} -okeanın səthinə atmosfer yağıntıları; R_x və R_y müvafiq olaraq okeana çay axımı və birbaşa yeraltı axımdır.

Bütün Yer kürəsi üçün yağıntıların miqdarı quru və su səthlərindən cəm buxarlanmaya bərabərdir və dünyanın su balansı tənliyi aşağıdakı şəkildədir:

$$P_d = P_{ok} + P_x + P_a = E_{ok} + E_x + E_a = E_d \quad (3.8)$$

burada, P_d -Yer kürəsinə düşən cəm yağıntılar; E_d -Yer kürəsinin səthindən cəm buxarlanmadır.

Qurunun su balansı. Hər bir qitə və bütün quru üçün su balansı elementlərinin kəmiyyət göstəriciləri cədvəl 3.7 və şəkil 3.4-də verilib.



Şəkil 3.4. Qurunun çoxillik su balansı

Antraktidanın su balansının strukturu digər qitələrdən fərqlidir. Buranın su balansının gəlir hissəsini atmosfer yağıntıları (bir ildə 177 mm və ya 2480 km^3) çıxar hissəsini isə aysberqlərin qopması, həmçinin səth axımı və buzaltı axım (cəmi 165 mm və ya 2310 km^3) təşkil edir. Buxarlanma kondensasiya ilə kompensasiya olunur və sifıra bərabər qəbul edilir.

Cədvəl 3.7-dən görünür ki, xarici axım sahəsi qurunun əsas hissəsini (80%) tutur. Quruya düşən bütün yağıntıların 93%-i, qurudan buxarlanmanın 88%-i və Dünya okeanına şirin su axımının 100%-i bu ərazinin payına düşür.

Yer kürəsinin bütün quru hissəsinə bir ildə orta hesabla 800 mm yağıntı düşür. Xarici axım sahəsi üçün bu rəqəm 928 mm , daxili axarsız ərazi üçün isə 288 mm təşkil edir. Orta illik yağıntı layının ən böyük qiyməti (1600 mm) Cənubi Amerika, ən kiçik qiyməti (177 mm) Antraktida üçün səciyyəvidir.

Qitələrdən (Antraktida nəzərə alınmamaqla) Dünya okeanına cəm çay axımı bir ildə $39,5 \text{ min km}^3$ təşkil edir. Əlavə olaraq okeanlara bir-başa $2,4 \text{ min km}^3$ yeraltı su və Antraktidadan $2,3 \text{ min km}^3$ aysberq və buz örtüyünün ərinti suları şəklində şirin su daxil olur. Beləliklə, Dünya okeanına hər il qurudan axım $44,2 \text{ min km}^3$ (300 mm) təşkil edir. Bunun 56%-i Asiya və Cənubi Amerikanın payına düşür. Antraktidanın payı ən azdır ($2,3 \text{ min km}^3$). Avstraliya (Okeaniya ilə birlikdə) və Avropadan da okeana axım azdır (hər birindən $2,7 \text{ min km}^3$).

Qitələrin səthindən cəm buxarlanma $420\text{-}850 \text{ mm}$ arasında dəyişir. Antraktidada $E=0$ qəbul olunur (cədvəl 3.7).

Dünya Okeanının su balansı. Dünya Okeanı və onun ayrı-ayrı okeanlarının su balansı haqqında müasir məlumatlar cədvəl 3.8-də verilir.

Cədvəl 3.8-dən göründüyü kimi, hər il Dünya Okeanına 502 min km^3 şirin su daxil olur və onun əsas hissəsini (458 min km^3 və ya 91%) atmosfer yağıntıları təşkil edir. Bu suların yarıdan çoxu Sakit okeanın payına düşür. Bu okeanın səthinə 260 min km^3 atmosfer yağıntıları düşür və $12,8 \text{ min km}^3$ materik suları daxil olur. Bu suların cəmi okean səthindən buxarlanmadan ($268,2 \text{ min km}^3$) $4,6 \text{ min km}^3$ çoxdur. Bu artıq sular digər okeanlara axır. Şimal Buzlu okeana da daxil olan suyun həcmi buxarlanmadan artıqdır.

Dünya okeanının səthindən buxarlanma 1390 mm təşkil edir. Müxtəlif okeanlar üçün bu rəqəm 220 mm (Şimal Buzlu okean) və 1500 mm (Sakit okean) arasında dəyişir. Materiklərdən ən çox axım Atlantik okeanına, ən az isə Şimal Buzlu okeanadır.

Cədvəl 3.7.

Kontinentlərin orta çoxillik su balansı

Kontinent	Sahə, (10 ³ km ²)	Yağın, (P)		Okeana səth axımı, (R _s)		Yeraltı axım (R _y)		Buxarlanma*, (E)		Su balansının xətası, P-R-E	
		mm	km ³	mm	km ³	mm	km ³	mm	km ³	mm	P-nin %-i
Avropa	10460	792	8290	243	2544	18	187	511	5354	20	2,5
Şimali Amerika	24230	757	18336	312	7560	17	408	418	10123	10	1,4
Afrika	30100	742	22344	117	3520	9	284	538	16190	78	10,5
Asiya	43475	742	32240	273	11860	17	750	423	18395	29	3,9
Cənubi Amerika	17840	1593	28420	658	11750	22	390	851	15176	62	3,9
Avstraliya və Okeaniya	8950	791	7080	257	2300	42	381	492	4400	0	0
Antarktida	13980	177	2480	165	2310	0	0	0	0	12	6,8
Xarici axım zonası	119000	928	110500	352	41840	20	2400	512	60950	44	4,7
Daxili axım zonası	30200	288	8690	0	0	0	0	288	8687	0	0
Bütöv quru sahə	149000	800	119200	281	41840	20	2400	467	69637	32	4,0

Qeyd: Buxarlanmanın kəmiyyətinə daxili axarsız ərazilərdə yaranan axım da daxildir.

Okeanlara daxil olan şirin suların balansı

Okeanlar	Sahə, <i>mln km²</i>	Yağıntı, (P)		Buxarlanma, (E)		Kontinentlərdən şirin su axımı, (R)		Şirin suların balansı	
		<i>min. km³</i>	<i>mm</i>	<i>min. km³</i>	<i>mm</i>	<i>min. km³</i>	<i>mm</i>	<i>min. km³</i>	<i>mm</i>
Sakit	178,7	260,0	1460	268,21	1500	12,8	72	4,6	30
Atlantik	91,7	92,7	1010	123,7	1350	21,6	236	-9,4	-100
Hind	76,2	100,4	1320	107,4	1410	5,5	72	-1,5	-20
Şimal Buzlu	14,7	5,3	361	3,2	220	4,3	299	4	440
Dünya okeanı	361,3	458,0	1270	502,5	1392	44,2	122	0,0	0,0

Cədvəl 3.9.

Dünyanın su balansı

Ərazi	Sahə, mln km ²	Yağıntı		Buxarlanma		Okeana axım			
		km ³	mm	km ³	mm	Səth suları km ³	Yeraltı suları km ³	Yeraltı suları mm	Cəm axım km ³
Bütün yer küresi	510	577000	1130	77000	1130	-	-	-	-
Dünya okeanı	361	458000	1270	502500	1392	41800	2400	6	44200
Quru:									
Xarici axım zonası	119	110000	924	66000	554	41800	2400	20	44 200
Daxili axım zonası	30	8900	300	8900	300	-	-	-	-
Bütöv quru sahə	149	119000	800	74900	500	41800	2400	20	44 200

Qeyd: Su balansının fərqi buxarlanmaya əlavə edilmişdir.

Dünyanın su balansı. Bütün Yer kürəsinin su balansı haqqında müasir məlumatlar cədvəl 3.9-da təqdim olunur.

Cədvəl 3.8-3.9-da verilən məlumatların, həmçinin son illərdə yerinə yetirilmiş iqlim tədqiqatlarının nəticələrinin təhlili belə qənaətə gəlməyə əsas verir ki, atmosfer və kosmos arasında baş verən su mübadiləsində əhəmiyyətli dəyişiklik yoxdur. Hesablamalar göstərir ki, Dünya okeanından buxarlanmanın kəmiyyəti, onun səthinə düşən atmosfer yağıntıları ilə materiklərdən daxil olan şirin su axımının cəminə bərabərdir.

Bütün Yer kürəsi üçün illik yağıntıların cəmi buxarlanmanın kəmiyyətinə (1130 mm) bərabərdir (cədvəl 3.9).

Bütün quruya hər il orta hesabla 800 mm, Dünya okeanına isə 1270 mm yağıntı düşür.

Dünya okeanının səthindən buxarlanma 1392 mm, qurudan isə 500 mm təşkil edir.

Bütün Yer kürəsinin səthindən buxarlanan suyun ümumi miqdarının 87%-i okeanların və yalnız 13%-i qurunun payına düşür.

Qlobal su balansı haqqında bu bölmədə verilən məlumatlar Yer kürəsində stationar (zamana görə dəyişməyən) iqlim şəraiti üçün doğrudur. Başqa sözlə, su balansının elementləri təyin edildikdə belə hesab olunmuşdur ki, buzlaqlarda və yeraltı horizontlarda olan əsrlik su ehtiyatları dəyişmir, atmosfer yağıntıları və çay axımı artıb-azalmır, Dünya okeanının səviyyəsi sabitdir. Davamiyyəti bir neçə onilliyə bərabər olan dövrlər üçün bu şərtlər praktik olaraq ödənilir. Lakin davamiyyəti 50-100 ildən çox olan dövrlərə baxıldıqda, qlobal su balansının elementləri əhəmiyyətli şəkildə dəyişə bilər və bu, hesablamalarda nəzərə alınmalıdır.

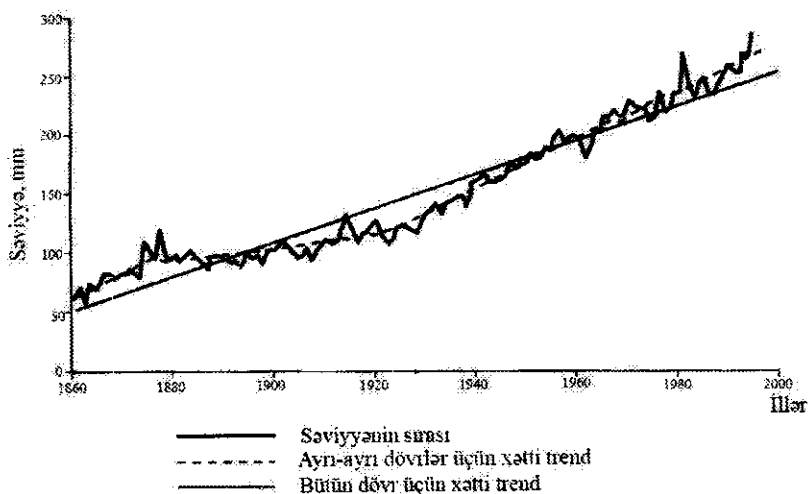
3.2.4. Qlobal hidroloji dövrənün müasir dəyişimləri

Qlobal hidroloji dövrənün dəyişimləri ilə bağlı problemlər XX əsrin 80-ci illərindən diqqət mərkəzindədir. Bunun səbəbi havanın və Dünya okeanının səth sularının temperaturunun, həmçinin okeanda səviyyənin artmasıdır (IPCC, 2007).

XX əsrdə havanın qlobal temperaturu $0,7 \pm 0,2^{\circ}\text{C}$ artıb. Bu artım, Şimal yarımkürəsində Cənub yarımkürəsi ilə müqayisədə daha çoxdur. 1910-1945 və 1976-2005-ci illərdə istiləşmə daha güclü olmuşdur.

Peyk məlumatlarına görə, 1960-cı ildən başlayaraq Yer kürəsində qar örtüyünün sahəsi 10%, Şimal yarımkürəsində çay və göllərin donmasının davamiyyəti 10-15 gün, dəniz buzunun qalınlığı 10-15-dən artıq azalmışdır.

Dünya okeanının orta səviyyəsi XX əsrdə 18 sm, yəni hər il 1,8 mm qalxmışdır. Son 10-12 ildə isə bu artım 3mm/il təşkil etmişdir (şəkil 3,5).



Şəkil 3.5. Dünya okeanında orta illik səviyyənin dəyişmə dinamikası

Belə hesab olunur ki, qlobal hava temperaturunun artması və onun nəticələri atmosferdə karbon qazı (CO_2) və digər parnik qazlarının (metan, CH_4 və azot oksidi, N_2O) miqdarının çoxalmasıdır.

Bu qazlar atmosfərə üzvi mənşəli yanacaqların yandırılması, meşələrin qırılması, kimya sənayesinin inkişafı və s. nəticəsində daxil olur.

İqlimin qlobal istiləşməsi problemi ilə əlaqədar qarşıda duran əsas praktik məsələ onun proqnozu, ətraf mühitə təsirinin qiymətləndirilməsi və mənfi təsirləri minimuma endirmək üçün adaptasiya tədbirlərinin işlənməsidir.

Fəsil 4

YERALTI SULARIN HİDROLOGİYASI

Hidrosferin tərkib hissələrindən biri də yeraltı sulardır. Yeraltı suların əmələ gəlməsi, rejim xassələri, ehtiyatları, tənzimlənməsi, qorunması və səmərəli istifadəsini tədqiq edən elm *hidrogeologiya* adlanır. Hidrogeoloji tədqiqatlar fizika, kimya, torpaqşünaslıq, hidrometeorologiya və digər təbiət elmləri ilə əlaqəlidir. Yeraltı sular təbiətin böyük su dövrəsinə iştirak edərək, insanların su təchizatı və bir çox təsərrüfat sahələrinin inkişafında əvəzolunmaz mövqeyə malikdir. Yeraltı suların axtarışı, qiymətləndirilməsi və istifadə olunması ilə qədim zamanlardan məşğul olsalar da elmi əsaslarla kompleks tədqiqi XIX əsrdən başlanmışdır.

4.1 YERALTI SULARIN MƏNŞƏYİ VƏ YER QABIĞINDA YERLƏŞMƏSİ

Uzaq geoloji dövrlərdə mantiyadan ayrılan $3,4 \cdot 10^{18}$ ton (Vinoqradov, 1959) sular (buxar) tədricən Yer qabığına və Dünya okeanı çökəkliyinə keçərək hidrosferi yaradır. Bu prosesdə, meteoritlərlə daxil olan $1 \cdot 10^{14}$ ton suyun da müəyyən rolu olmuşdur (Dyerpqlç, 1962). Yerdə ilkin hidrosferin formalaşması təxminən 3,6 milyard il bundan əvvəl başlayaraq mü-rəkkəb təkamül prosesi keçmişdir. Endogen və ekzogen proseslərin inkişafı tədricən yeraltı hidrosferin formalaşmasına şərait yaradır. Müxtəlif sferalardakı suların bir-birinə təmas etməsi və sonralar isə insan cəmiyyətinin fəaliyyəti yeraltı suların müəyyən dərəcədə dəyişməsinə səbəb olur. Bu proses müasir dövrdə də davam etməkdədir.

V.İ. Vernadskinin fikrinə görə, yeraltı suların ümumi miq-

dari təxminən okean sularının miqdarına bərabərdir, çəkisinə görə isə yer qabığının 6-8 % -ni təşkil edir.

Yer təkində toplanan suların aşağı sərhədi astenosferin alt hissələrinə yaxın zonada (təxminən 800 km-də) yerləşsə də daha yaxşı tədqiq olunan yeraltı sular üst 2 km-lik dərinliyi əhatə edir. Buradakı sular fiziki cəhətdən hər üç halda – qaz, maye və sülb vəziyyətindədir. Yer qabığının 2 km dərinliyinə kimi olan üst hissəsi şaquli kəsilişdə üç fərqli hidrodinamiki zonaya bölünür. Hər zonanın yeraltı suları yatma dərinliyi, su dövrəni intensivliyi, fiziki göstəriciləri, kimyəvi tərkibi və minerallaşma dərəcəsinə görə fərqlənilirlər.

Birinci (üst) hidrodinamik zona - əsasən 0,3-0,5 km dərinliyə kimi olan hissəni əhatə edir. Bu zonanın yeraltı suları yer səthinə yaxın olduğundan su dövrəni aktivdir, bitkilərin transpirasiyasında iştirak edirlər, səth suları ilə hidravlik əlaqədə olub çaylara, göllərə, dənizlərə və s. boşalırlar. Əsasən şirin sulu və ya az minerallaşmış olurlar.

İkinci (aralıq) hidrodinamik zona - su dövrəni nisbətən zəifdir, birinci hidrodinamik zona ilə okean səviyyəsi arasındakı bölgəni əhatə edir. Bu zonanın suları qırışmış qalxmaların kənar hissələri və nisbətən dərinədə yerləşən az yuyulmuş strukturlarla əlaqədardır. Yeraltı suların drenlənməsi çay dərələri, çökəkliklər və ümumiyyətlə relyefin çökək yerlərində baş verir, dənizsahili rayonda isə onlar dənizə boşalır. Bir sıra müalicə əhəmiyyətli mineral suların mənbəyi bu zonada yerləşir.

Üçüncü (alt) hidrodinamik zona - su dövrəni ətalətlidir, okean səviyyəsindən 2000m dərinliyə kimi olan bölgəni əhatə edir. Bu zonanın suları çox qədim yaşlı olub adətən neft yataqları ilə əlaqəlidir. Zonadakı suların drenlənməsi aşağı hissələri okeanda yerləşən dərin çay yatağı və dərələrlə, həm də okean çökəkliklərinin yamacları ilə baş verir. Minerallaşma dərəcəsinə görə bu sular əsasən şor və ya rapalıdır. Qeyd

olunan hidrodinamik zonalara daxil olan sular mənşə etibarı ilə *ekzogen* və ya *endogen* ola bilərlər.

Ekzogen mənşəli yeraltı sular süxurlara infiltrasiya, kondensasiya və sedimentasiya prosesləri zamanı daxil olur.

Infiltrasiya suları - atmosfer və səth sularının süxurlara keçməsi (süzülməsi) ilə formalaşır. İlk zamanlar şirin olan bu sular süxurların içərisi ilə hərəkət etdikcə ionlar və qazlarla zənginləşir.

Kondensasiya suları - atmosferdəki su buxarının süxurlarda kondensasiya olması nəticəsində əmələ gəlir. Yüksək dağlıq və səhra zonalarında əhəmiyyəti böyükdür.

Sedimentasiya suları – qədim dəniz və göl sahələrində çöküntü toplanma prosesi zamanı yaranıb. İlk dövrlərdə sedimentasiya (relikt) suları ilə hövzədəki suların tərkibi eyni olsada sonralar biokimyəvi proseslərlə onlar dəyişir.

Endogen mənşəli yeraltı suların əsasını yuvenil sular təşkil edir.

Yuvenil sular - maqma fəaliyyəti olan zonadan su molekullarının çıxması ilə formalaşır, onların yüksək temperatura malik olmaları yerləşdiyi ərazinin geotermik şəraiti ilə əlaqədardır.

Yeraltı sular müxtəlif dərinliklərdə və fiziki (qaz, maye, sülb) vəziyyətdə mövcud olduğundan onların həcmnin və özünübərpa müddətinin müəyyənləşdirilməsi müasir hidrogeologiyanın problemli məsələlərindən biridir. Yeraltı suların miqdarı haqqında əksər mütəxəssislər tərəfindən qəbul edilən və son illərin ədəbiyyatında göstərilən ümumiləşdirilmiş kəmiyyətlər aşağıdakılardır:

- Yer qabığında 2 km dərinliyə kimi yerləşərək su dövrəsinə iştirak edən yeraltı suların miqdarı 23,4 mln. km^3 olub, hidrosferin ümumi ehtiyatının 1.68 %-ni təşkil edir. Bu suların özünübərpa dövrü təxminən 1400 ildir.

- Yeraltı suların 10530 min km^3 -i şirin sular olub hidrosferin ümumi ehtiyatının 0.76%-ni təşkil edir.
- Yer qabığında donmuş (buz halında olan) suların həcmi 300 min km^3 olub, hidrosferin ümumi ehtiyatının 0,022%-ni, şirin suların isə 0,82%-ni təşkil edir. Bu suların özünübərpa dövrü təxminən 10000 ildir.
- Hər il Yerin mantiyasından qazsızlaşdırma yolu ilə hidrosferə orta hesabla $\leq 1\text{km}^3$ su daxil olur və 0.5km^3 -ə yaxın su (buxar) isə kosmik fəzaya dağılır.

Yer kürəsində su dövrünün fiziki səbəbləri – günəş enerjisi və ağırlıq qüvvəsidir.

4.2 SÜXURLARDA SUYUN MÖVCUDLUQ NÖVLƏRİ

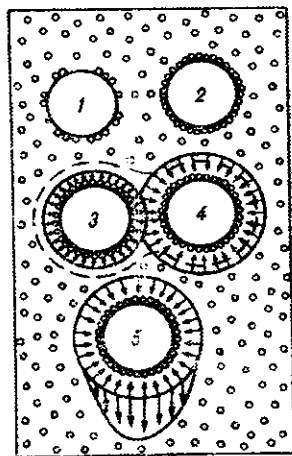
Süxurlarda fiziki halda saxlanılan su təzyiq və temperaturdan asılı olaraq: buxar, hiqroskopik, örtük (pərdəvarı), kapilyar, sərbəst, qravitasiya və sülb halında ola bilər.

Buxarlar. Buxar, hava ilə birlikdə süxurlardakı məsələlərə və çatlara dolur. Süxurun temperaturu nə qədər yüksək və təzyiq nə qədər aşağıdırsa, su buxarı da havada bir o qədər çox qalır. Buxar halında olan sular daim hərəkətdədir. Onların dinamikasına cazibə qüvvəsi təsir etmir.

Hiqroskopik su süxurlardakı su buxarının süxur dənəciklərinin səthində kondensasiyası nəticəsində yaranır. Süxur dənəcikləri nə qədər xırda olarsa, hiqroskopik suyun miqdarı da bir o qədər çox olar. Quru halda olan süxurun, rütubətli havada öz çəkisini maksimum hiqroskopiklik həddinə uyğun nəm halına kimi artırmaq qabiliyyəti vardır. Hiqroskopik su maye halında süxurun daxilində hərəkət edə bilmir və yalnız buxar halına keçəndən sonra onun hərəkət etmə qabiliyyəti yaranır.

Örtük (pərdəvarı) su. Sukeçirən süxur dənələrinin ətrafında tam hiqroskopiklikdən sonra nazik örtük halında maye su

əmələ gəlir. Bu sular süxur dənələrinin üzərində molekulyar cazibə qüvvəsi ilə sanki yapışmış olur və asanlıqla bir dənədən o biri dənəyə hərəkət edə bilir. Örtük suları süxurlardakı boşluqları tamamilə doldura bilmədiyindən hidrostatik təzyiqə məruz qala bilmir. Örtük suyunun miqdarı xırda dənəli süxurlarda çox, iridənəlidə isə az olur (şəkil 4.1).



Şəkil 4.1. Torpaqda suyun müxtəlif vəziyyətlərinin sxemi
(A.F.Lebedevə görə)

1. Torpaq hissəciyi ətrafında zəif hidroskopikli su,
2. Torpaq hissəciyi ətrafında maksimal hidroskopikli su,
- 3-4. Torpaq hissəciyində pərdəvari su,
5. Torpaq hissəciyində qavitasiya suyu.

Kapilyar su süxurların nazik çatlarında (kapilyar kanallarda) saxlanılan sudur. Onlar su səthindən yuxarı qalxa bilər və səthi gərilmə qüvvəsi ilə saxlanılır. Kapilyar sular ağırlıq qüvvəsinin təsiri ilə hər hansı bir istiqamətdə hərəkət edə bilər. Məsələn və ya çatların diametri nə qədər kiçik olarsa kapilyar qalxma da çox olar. Kapilyar qalxmanın sürəti iridənəli süxurlarda azalır.

Sərbəst su maye halında olub, süxurların məsamə və çatlarını dolduraraq sərbəst hərəkətinə qabiliyyətinə malikdir. Onun hərəkəti cazibə qüvvəsinə tabedir. Bu sular müxtəlif sürətə malik olmaqla, yatım şəraitindən asılı olaraq təzyiqli və təzyiqsiz sular yarada bilərlər.

Qravitasiya suları hidrodinamika qanunlarına uyğun olaraq süxurun bərk hissəcikləri arasındakı boşluqlarda hərəkət edir və ya süzülür. Qravitasiya suyunun səviyyəsini (su səthini) ağırlıq qüvvəsi formalaşdırır. Qravitasiya suları ilə kapilyar sular arasında sıx əlaqə mövcuddur.

Sülb halında olan sular. Mənfi temperaturda süxur boşluqlarındakı su donaraq həmənlər boşluqları doldurur. Nəticədə, süxurların bərk mineral hissəcikləri bir-birinə daha möhkəm yapışaraq bütöv və bərk bir mühit yaranır. Bu sular daimi donuşluq zonaları üçün xarakterikdir.

4.3. YERALTI SULARIN YATIM ŞƏRAİTİ

Yeraltı suların yer qabığında yatım şəraiti: dağ süxurlarının strukturu və litoloji tərkibi, sukeçirməyən süxurların yatma dərinliyi, su keçirən (qum, çaqıl, çingil və s.) və sukeçirməyən (gil, qranit və s.) süxurların növbələnməsi nəzərə alınmaqla ərazinin geoloji quruluşu ilə müəyyənləşdirilir.

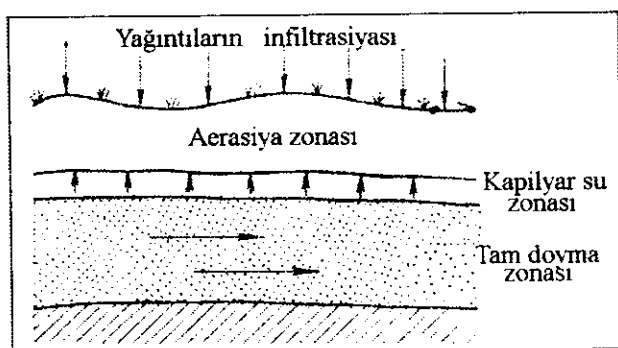
Beləliklə, sukeçirməyən süxurlar üstündəki sulu laylarda sərbəst suların toplanmasına şərait yaranır və müxtəlif dərinliklərdə yerləşə bilən sulu horizontlar formalaşır. Yeraltı sular yer səthinə nə qədər yaxın yerləşərsə iqlim amillərinə bir o qədər çox məruz qalar, su dövranları intensivləşər.

İqlim şəraitinin təsiri ilə yeraltı sular: *zonal* (iqlim amillərinin təsiri kifayət qədərdir, təbii zonallığın xüsusiyyətləri özünü rejim xassələrində aydın göstərir), *azonal* (iqlim amillərinin təsiri çox zəifdir, texnogen amillərin təsiri yüksək ola bilər) və

introzonal (bu sular müxtəlif coğrafi zonalarda təsadüf oluna bilən) qruplara bölünürlər.

Yer qabığının üst hissəsinə yaxın yerləşən yeraltı sular adətən iki zonaya bölünür: aerasiya zonası və doyma zonası.

Aerasiya zonası - yer səthindən ilk qrunut suları səviyyəsinə kimi olan dərinliyi əhatə edir. Bu zonadakı sular süxurlararası məsamələri tam doldura bilmir. Torpaq suları bu zonada yerləşir (şək. 4.2).



Şəkil 4.2. Yer qabığının üst hissəsində yeraltı suların yerləşməsi

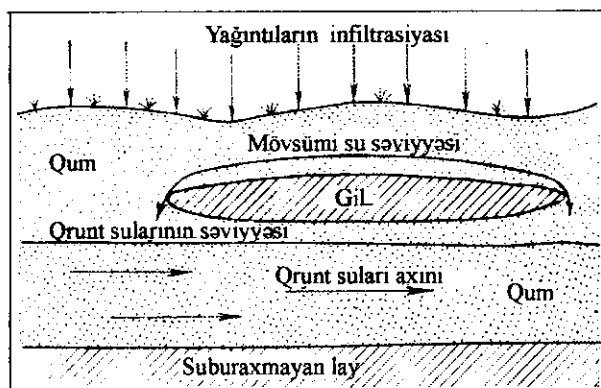
Doyma zonasında – süxurların məsamələri su ilə dolmuş olub qrunut, layarası təzyiqsiz və təzyiqli sular formalaşır.

Yeraltı suların yatım şəraitinə aid müxtəlif təsnifatlar hazırlansada A.M. Ovçinnikovun 1948-ci ildə təklif etdiyi təsnifat hidrogeoloji tədqiqatlarda daha geniş istifadə olunur. Bu təsnifata əsasən bütün yeraltı sular üç növə (mövsümi, qrunut və artezian), iki yarımnoyə (məsamə suları və çat suları) və iki xüsusi növə (daimi donma rayonlarının suları və müasir vulkanik rayonların sularına) ayrılır.

4.4. QRUNT SULARI VƏ TƏZYIQLI SULAR

Yer qabığının səthə yaxın hissəsində formalaşan təzyiqsiz sulara - mövsümi, torpaq və qrunt suları aid edilir.

Mövsümi su - aerasiya zonasının yer səthinə yaxın hissəsində, su keçirməyən və ya zəif su keçirən su linzaları üzərində toplanır (şəkil 4.3). Adətən qrunt suları səviyyəsindən yuxarıda formalaşır. Atmosfer yağıntılarının, səth sularının infiltrasiyası və su buxarının kondensasiyası zamanı əmələ gəlir. Həcmi böyük olmadığından quru hava şəraitində yox ola bilər. Bu suların fərqli əlamətləri aşağıdakılardır: yayılma sahəsi məhdud olduğundan su keçirməyən linzaların ölçüləri ilə müəyyənləşdirilir; çay suları ilə hidravlik əlaqəsi yoxdur; çox vaxt daimi su təchizatında istifadə olunmur. Mövsümi suların qalınlığı adətən 0,5-1,0 m, nadir hallarda 2-5 m-ə çatır.



Şəkil 4.3. Mövsümi sular

Torpaq suları - Yer səthinin torpaq qatında yayılaraq molekulyar cazibə qüvvəsi təsiri altında olurlar. Torpaq qatındakı məsamə və boşluqlar hava və su buxarı ilə dolmuş olur, qrunt

sularından fərqi olaraq, torpaq suları adətən boşluq və məsələləri tam doldurmur. Bu sular əsasən atmosfer yağıntıları ilə qidalandığından ən çox doyma dövrü yağıntılı və qarların əridiyi zaman, su ehtiyatının minimal vaxtı isə ilin quru və qış dövrünə təsadüf edir. Bu suların yayılma ərazisi onların qidalanma ərazisi ilə üst-üstə düşür.

Qrunt suları – yer səthindən aşağıda yerləşən sərbəst səthli ilk sulu lay olub, birinci sukeçirməyən lay üzərində formalaşır. Əsasən təzyiqsiz sular olub, Dördüncü dövrün qırıntılı süxurlarına məxsusdur, qədim və müasir çay vadilərinin allüvilərində, çayların dağətəyi gətirmə konuslarında, gömülmüş buzlaq dərəsində yaranır. Buzlaşmalar dövründə Şimali Amerika, Avropa və Asiya ərazisinin şimalında formalaşan örtük buzlaqları çöküntülərinin grunt su ehtiyatları daha böyükdür. Dağlıq ərazilərdə səthin meyilliyi kəskin olduğundan grunt suları böyük sahələrdə toplana bilmir və əsasən aşınma qabığının süxurlarında, tektonik çatlarda, dördüncü dövrəqədərki yarıqlarda intişar tapıb ki, bunlar da *çatlı-damarlı sular* adlanır.

Qrunt sularının qidalanmasında əsas yeri atmosfer yağıntıları və havadakı su buxarının süxurlarda kondensasiya olması təşkil edir. Qrunt suları qismən dərin qatlardakı təzyiqli sularla da qidalanır və qidalanma sahələri adətən onların yayıldığı sahələrə müvafiq olur. Qrunt sularının səthi *qrunt sularının səviyyəsi* (və ya güzgülü) adlanır. Sukeçirməyən bünövrədən grunt sularının səthinə kimi olan məsafə *sulu layın qalınlığını* təşkil edir. Qrunt sularının eyni səviyyəyə malik olan nöqtələrini birləşdirən xətt *hidroizohips* adlanır.

Qrunt su layları relyefin mənfi formaları olan yarıqlar, qobular, çay dərələri, göl çökəkləri və s. ilə kəsişəndə onlarda boşalma baş verir və grunt suları səthə çıxır. Bu suların yatım dərinliyinin artması çay yatağından suayırıcı istiqamətində və rütubətli zonadan quru iqlim ərazisinə doğru inkişaf edir.

Qrunt suları yer səthinə yaxın yerləşdiyindən hidrogeoloji monitoring işləri üçün çox əlverişlidir. Bu suların səviyyə, temperatur və kimyəvi xassələrinin mövsümlər üzrə dəyişməsinə müşahidə etmək olar. Qrunt sularından insanların təsərrüfat fəaliyyətində geniş istifadə olunur.

İki su keçirməyən lay arasındakı su keçirən süxurlarda yerləşən yeraltı sular *təzyiqli* və ya *artezian suları* adlanır. Bu sular da təzyiqin formalaşması iki səbəblə əlaqədardır: yeraltı suların iki sukeçirməyən lay arasında sıxlaşmasından və onların qida mənbələrinin yüksək hipsometrik səviyyədə yerləşməsindən. Artezian sularının əmələ gəlməsi üçün su layının tavan və dabanında su keçirməyən layın varlığı və bu layların çökək yatımlı muldaşəkilli, monoklinal, sinklinal quruluşda olması əsas şərtədir. Artezian suları təbii halda tektonik çatlar, yaxud süni yol ilə (buruq quyuları vasitəsilə) sulu horizontun tavanından səthə doğru yuxarı qalxaraq bəzən fəvvarə əmələ gətirə bilir. Qrunt sularından fərqli olaraq artezian suları qədim yaşlıdır və su dövrənində passiv iştirak edir.

Təzyiqli suların yayıldığı sahə *artezian hövzəsi* adlanır. Hər bir artezian hövzəsi hidrogeoloji baxımdan biri cığərindən fərqlənən üç əsas sahədən ibarətdir: qidalanma, təzyiq və boşalma sahələri. Suyun təzyiq səviyyəsi *pyezometrik* səviyyə adlanır. Təzyiqli su layı bəzən yer səthi ilə kəsilir, nəticədə bulaq yaranır, yəni boşalma zonası formalaşır.

Böyük ərazi və dərinliklərdə yerləşən artezian hövzələri hər üç hidrodinamik zonanı əhatə etdiyindən onların suyu müxtəlif kimyəvi tərkibə və minerallaşma dərəcəsinə malikdir.

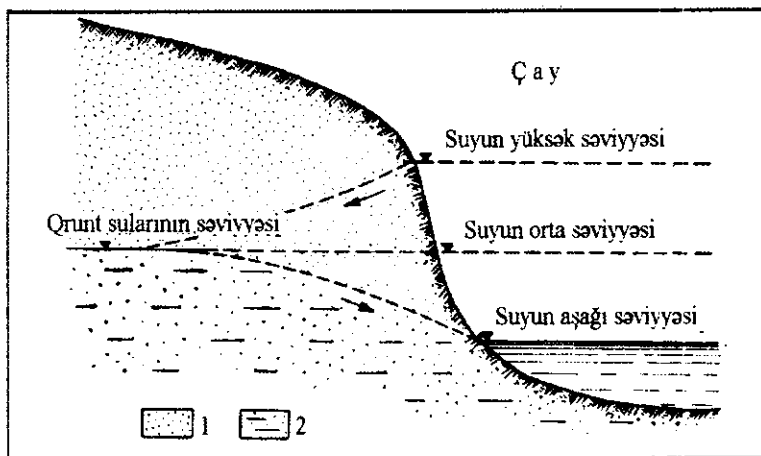
Yeraltı təzyiqli suların bir növüdə qeyzerdir. *Qeyzer* – vaxtaşırı su və buxar fəvvarələri ilə müşayiət olunan istisu bulağıdır. Tektonik qırılma zonaları üçün səciyyəvi olan bu sular bir çox hallarda yeraltı qaz və ya təzyiqin təsiri ilə yer səthinə çıxırlar. Müasir və ya yaxın keçmişdə aktiv olmuş vulkanik

ərazilərdə müşahidə olunur. Fəvvarələrin püskürməsi arasında zaman fərqi bir neçə dəqiqədən bir neçə aya kimi ola bilər.

4.5. YERALTİ SULARIN SƏTH SULARI İLƏ ƏLAQƏSİ

Yeraltı və səth sularının mübadiləli əlaqə prosesi ümumi su dövrünü ilə bağlıdır. Yeraltı suların böyük hissəsi çaylar tərəfindən drenlənərək dəniz və okeanlara, az hissəsi isə göl və materikdaxili axarsız hövzələrə boşalır. Çayların qidalanmasında iştirak edən yeraltı suların miqdarını təyin etmək üçün iki metoddan daha çox istifadə olunur: a-çoxillik dövr üçün çayın hidroqrafının qida məbələri üzrə parçalanması əsasında formalaşan kompleks hidroloji-hidrogeoloji üsul və b-su balansı hesablarına əsaslanan metod. Yeraltı və səth suları rejiminin texnogen amillərlə pozulduğu zonalarda bu metodların istifadəsi qismən çətinləşir.

Çayın minimal axım dövründə qrunut suları çayı qidalandırır, çayın məcrası isə qrunut sularını drenləyir. Çayın gursulu dövründə su səviyyəsinin qalxması ilə çay suları qrunut sularının drenləşməsi üçün sipər olur və məcraya qrunut suları daxil olmur. Nəticədə, çaydan yeraltı sular istiqamətində axın yaranır və çay suları yeraltı suları qidalandıraraq səviyyə və ehtiyatlarını artırır. Çayların yeraltı suların rejiminə təsir sahəsi çayın ölçüləri və dərəsinin quruluşundan asılı olaraq 1-3 km-ə çata bilər və məcradan uzaqlaşdıqca onların təsir radiusu azalır. Məcra tipli su anbarının doldurulması ilə ətraf ərazidə qrunut suları səviyyəsinin artmağa doğru dəyişməsi baş verir. (şəkil 4.4). Qrunut suları səviyyəsinin artımı və amplitudu su anbarındakı suyun səviyyə təərəddüdü ilə tənzimlənir.



Şəkil 4.4. Çayın müxtəlif sululuğa malik dövrlərində qrun sularının sahilə yaxın zonada vəziyyəti, 1-qum, 2-sulu qum

4.6. YERALTI SULARIN MATERİKLƏR ÜZRƏ PAYLANMASI

Materiklər və böyük sahəli regionların geoloji və iqlim baxımından fərqli olması müvafiq olaraq müxtəlif tip və kimyəvi tərkibli yeraltı suların yaranmasına səbəb olmuşdur. Beləki, rütubətlə kifayət qədər təmin olunmuş ərazilərin torpaq-qrun suları ehtiyatı bol olub kimyəvi tərkibcə əsasən hidrokarbonatlıdırlar, arid iqlimli ərazilər isə yeraltı sularla zəif təmin olunmuşlar və bu sular kimyəvi tərkibcə sulfatlı və ya natriumlu tiplidirlər.

Müxtəlif tip yeraltı suların 2000 m dərinliyə kimi ən çox miqdarı Asiyada, ən az isə Avstraliyadadır. Bu müxtəliflik ilk növbədə onların ərazi ölçüləri ilə əlaqədardır (cədvəl 4.1).

Cədvəl 4.1

Yeraltı suların böyük regionlar üzrə paylanma xüsusiyyəti
(Догановский, Малинин, 2004)

№	Region	Orta yüksek- liyi, m	Yeraltı su ehtiyatları, mln.m ³			Çaylara yeraltı axım, mln. m ³	Şirin suların miqdarı, %
			2000 m dərinə kimi	200 m dərinə kimi	Şirin sular		
1	Avropa	340	1,6	0,5	1,39	1,12	87
2	Asiya	960	7,8	1,3	3,4	3,75	44
3	Şimali Amerika	720	4,3	0,7	1,9	2,16	44
4	Cənubi Amerika	580	3,0	0,5		4,12	
5	Afrika	750	5,5	1,0	2,27	1,6	41
6	Avstraliya	300	1,2	0,3	0,3	0,58	25

Yeraltı su ehtiyatları miqdarının regionlar üzrə müxtəlif olmasına baxmayaraq hər km^2 -ə düşən suların miqdarı kəmiyyət baxımından yaxın olub $0,14\text{--}0,18 \text{ km}^3/\text{km}^2$ arasında dəyişir. Səhraların ən çox yayıldığı Avstraliya və Afrikada yeraltı şirin suların ehtiyatı şor sulardan azdır və şor sular daha dərin laylarda yerləşir. Yer səthindən 2m dərinliyə kimi yerləşən yeraltı suların ümumi həcmə nisbətən miqdarı Asiya və Şimali Amerikada cəmi 17%, Afrikada 18%, Avropada isə 31% təşkil edir. Qitələrdə orta yüksəkliyin azalması ilə aktiv su dövrəni sahəsinin artması müşahidə olunur.

Avropanın tədqiq olunmuş artezian hövzələrinə Fransanın cənub-qərbində yerləşən hövzə (meyllik Aralıq dənizi və Atlantik okeanı istiqamətindədir); Rusiyanın şimal-qərbində Ural dağları ilə Baltik kristallik qalxanı arasında yerləşərək qalınlığı 2,6 km olan hövzə (meyllik Ağ dəniz istiqamətindədir); Orta Rusiya artezian hövzəsinin sahəsi 1,3 mln km^2 ; Ukraynanın Xarkov, Poltava vilayətlərini və nisbətən kiçik ölçülü artezian hövzələr Alp, Balkan, Apenin qırışq dağları və s. ərazilərdə yerləşir.

Asiyanın rütubətlə yaxşı təmin olunmuş şimal hissəsində böyük ölçülərə malik bir neçə artezian hövzələri mövcuddur. Bunlardan böyük ölçüləri ilə seçilən Yakutsk hövzəsidir.

Asiyanın cənubunda, rütubətlə az təmin olunmuş sahələrinə 60-dan artıq şirin sulu artezian hövzəsi müəyyənənənmişdir. Amma, şimaldakı hövzələrdən fərqli olaraq onlardakı sulu layların qalınlığı azdır.

Hindistanda yeraltı sulardan istifadə olunması 6 min il bundan əvvəl başlanmışdır. Bu ölkənin yeraltı su ehtiyatları 423 km^3 təşkil etsədə, şirin su çatışmazlığı mövcuddur.

Afrikanın yeraltı su ehtiyatları 1517 km^3 qiymətləndirilir ki, bunun da 1370 km^3 -i çaylara drenlənir. Materikdə bir çox artezian hövzələrinin mövcudluğu müəyyənənənşdirilib. Onların ən

böyükləri Böyük Səhra (Saxara) zonasında yerləşib, qidalanma sahələri səhranın kənarlarındakı yüksəkliklərdən axan çaylar və qısa dövrdə fəaliyyətdə olan axarlardır.

Şimali Amerikanın böyük ölçülərə malik artezian hövzələri şimal hissədə Kanada qalxanı, qərbdə Kordilyer və Qayalı dağlar, şərqdə isə Appalaç dağları ilə məhdudlaşır. Bu zonada yer qabığının meyliyi şimaldan cənuba tərəf, Meksika körfəzi istiqamətindədir.

Mərkəzi və Cənubi Amerikanın yeraltı su ehtiyatları 238 min km³ olub, ümumən su ehtiyatları ilə yaxşı təmin olunmuş region sayılır.

Dünyanın ən böyük təzyiqli su hövzələrindən biri də Avstraliyanın Böyük Artezian hövzəsidir. Sahəsi 1751 mln km², sulu layların ümumi qalınlığı 3000m olan bu artezian hövzəsi Böyük Suayırıcı silsilədən qərbdə, Darlinq çayının orta və yuxarı axınları sahəsini əhatə edir.

Okean dibində də yeraltı sular mövcuddur və onlar əsasən iki geoloji strukturda: dibin mütəhərrik zona olan mərkəzi okean silsilələri və hidrogeoloji baxımdan qərarlaşmış olan platforma zonalarında təmərküzləşib. Bu suların kimyəvi tərkibi okeandakılara yaxındır və onlar birbaşa okeana boşalır.

4.7. YERALTI SULARIN FİZİKİ XASSƏLƏRİ VƏ KİMYƏVİ TƏRKİBİ

Bir sıra hidrogeoloji tədqiqatlarda yeraltı suların fiziki vəziyyəti və xassələrinin müəyyənləşdirilməsi tələb olunur ki, bunlara aşağıdakılar aiddir: sıxlığı, özlülüyü, temperaturu, şəffaflığı, rəngi, qoxusu (iyi), dadı və tamı, elektrik keçiriciliyi və radioaktivliyi.

Yeraltı suların sıxlığı - mövcud temperaturda su kütləsinin həcminə olan nisbətidir, q/sm³-lə ifadə olunur.

Sıxlıq - suyun kimyəvi tərkibi, minerallaşma dərəcəsi, qaz tərkibi və temperaturdan asılı olaraq dəyişir. Destilə olunmuş suyun maksimal sıxlığı 4°C temperaturda müşahidə edilir. Suyun minerallaşma dərəcəsi artdıqca sıxlığı da artır.

Yeraltı suların özlülüyü - su hissəciklərinin daxili müqavimətinin hərəkətdə olan suya təsirini xarakterizə edir. Müxtəlif tərkibli sularda hərəkətin bir laydan digər laya keçməsi suyun özlülüyü amilindən asılıdır. Suyun özlülüyünün dəyişməsi temperatur və minerallaşma dərəcəsi ilə əlaqəlidir, belə ki, suyun temperaturu artanda sıxlığı və özlülüyü azalır, minerallaşma dərəcəsinin artması ilə özlülük də artır.

Yeraltı suların temperaturu - qidalanma mənbələri, sulu layın yatım şəraiti və geoloji quruluşdan asılı olaraq böyük həddə dəyişir. Adətən, səthə yaxın yeraltı suların temperaturu $5-15^{\circ}\text{C}$ arasında təbəddüd edir. Ən az temperatura malik olan yeraltı sulara daimi donuşluq, buzlaq zonaları və yüksək dərəcədə minerallaşmış sularda (-5°C), ən yüksək temperaturlar ($\geq 100^{\circ}\text{C}$) isə müasir vulkanik zonanın yeraltı sularında müşahidə olunur.

Yeraltı suların şəffaflığı - işıq şüalarını suyun dərinliyə keçirə bilmə xüsusiyyəti olub, suda həll olmuş mineral və üzvi maddələr, asılı hissəciklər və kolloidlərin varlığı ilə əlaqədardır. Şəffaflıq dərəcəsinə görə yeraltı sular 4 qrupa bölünür: şəffaf, azacıq bulanıq, bulanıq, çox bulanıq. Şəffaflığın dəqiq təyin edilməsi, su nümunəsinin laboratoriya şəraitində standart sifitin görüldü seçilmə dərəcəsi ilə müəyyənləşdirilir. Adətən yeraltı sular səth sularına nisbətən şəffaf olur.

Yeraltı suların rəngi - onların kimyəvi tərkibi, mexaniki qarışıqlar və mikroorqanizmlərin müxtəlifliyindən asılı olaraq formalaşır. Adətən yeraltı sular rəngsiz olur və nadir hallarda onlarda zəif rəng çaları müşahidə olunur.

Yeraltı suların qoxusu - (orqanoleptik göstəricidir). Yeraltı

sular çox vaxt qorxusuz olur. Suların qoxulu olması onların qaz və bakterial tərkibi ilə bağlıdır. Sudakı qoxunun intensivliyi 5 ballıq cədvəllə qiymətləndirilir: 0 bal - qoxu yoxdur, 1 bal - çox zəifdir, 2 bal - zəifdir, 3 bal - hiss ediləndir, 4 bal - aşkardır, 5 bal - çox güclüdür. Qoxu insanın hiss üzvləri ilə müəyyənləşdirilir.

Yeraltı suların dadı və tamı - (orqanoleptik göstəricidir). Suyun dadı və tamı onun tərkibində həll olmuş duzlar, qazlar, üzvi maddələr və digər qarışıqlardan asılıdır. Dadına görə sular dörd əsas qrupa ayrılır: duzlu, turş, şirin və acı. Digər xassələr suyun tamını bildirir. Məsələn, suya şorluğu NaCl duzları, acılığı maqneziumsulfat, zəy-turş dadı formalaşdırır. Suyun dadı və tamı insanın hiss üzvləri ilə müəyyənləşdirilir.

Yeraltı suların elektrik keçiriciliyi - Kimyəvi təmiz su çox zəif elektrikkeçiricilik qabiliyyətinə malikdir. Suda həll olmuş duzların (elektrolitlərin) miqdarı artdıqca elektrikkeçirmə də artır. Su temperaturunun artması bu prosesi aktivləşdirir.

Yeraltı suların radioaktivliyi - Radioaktiv elementlər olan uran, radium, radon və s. müəyyən miqdar süxurlardan yeraltı sulara keçməsi ilə formalaşır. Ümumiyyətlə, səth suları ilə müqayisədə yeraltı suların radioaktivliyi qismən yüksək olur.

Sularda həmişə həll olunmuş vəziyyətdə müəyyən miqdar mineral maddələr mövcuddur. Yeraltı suların kimyəvi tərkibi və minerallaşma dərəcəsinin formalaşması onların yerləşdiyi mühit, dağ süxurları, qidalanma mənbələri və bu sularda baş verən geokimyəvi və biokimyəvi proseslərin müxtəlifliyi və intensivliyi ilə səciyyələnir. Mənşə etibarlı ilə təbii olan bu proseslər antropogen təsirlə müəyyən dərəcə gərginləşə bilər. Yeraltı suların kimyəvi tərkibində müxtəlif element və birləşmələr olsa da ən çox yayılmış ionlar (makrokomponentlər) aşağıdakılardır: Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- (anionlar); $\text{Na}^+ + \text{K}^+$,

Ca^{2+} , Mg^{2+} (kationlar).

Bu komponentlər əsasında bütün təbii sular (ekvivalentlə) anion tərkibin üstünlüyünə görə üç sinfə (hidrokarbonatlı, sulfatlı, xloridli), hər sinif kation tərkibin üstünlüyünə görə üç qrupa (kalsiumlu, maqneziumlu, natriumlu) və hər qrup isə dörd su tipinə ayrılır. Suyun kimyəvi tərkibinin tipini onun minerallaşma dərəcəsi bildirir. (O.A. Alyokinin təbii sular üçün hazırladığı hidrokimyəvi təsnifat haqqında daha dolğun məlumat – Göl və su anbarları bölməsində verilir).

Su dövrənı aktiv olan üst hidrodinamik zonadan xloridlər və sulfatların yuyulub – çıxarılması qalxma zonalarından depressiyalar istiqamətindədir. Bu zonada çox vaxt şirin ($\Sigma i \leq 1 \text{ q/dm}^3$) və ya az minerallaşmış ($\Sigma i = 1-3 \text{ q/dm}^3$) hidrokarbonatlı yeraltı sular üstünlük təşkil edir. Həll olmuş müxtəlif mənşəli üzvü maddələrin miqdarı $\sim 10-50 \text{ mq/dm}^3$ -dir.

Ətalətli su dövrənına malik olan alt zonada duzların toplanması baş verdiyindən burada yüksək dərəcədə minerallaşmış xlornatriumlu-kalsiumlu yeraltı sular və rapa formalaşır.

Yeraltı sularla materiklərdən hər il ~ 835 mln. ton miqdarda kimyəvi element və birləşmələr çıxarılır.

Yeraltı sularda müxtəlif qazlar həll olunub ki, onlardan daha çox təsadüf olunan və inert həll olunanlara: azot (N_2), oksigen (O_2), metan (CH_4), hidrogen (H_2), arqon (Ar), helium (He), yaxşı həll olunanlara isə hidrogensulfid (H_2S) və karbon qazı (CO_2) aiddir. Oksigenin sudakı miqdarı $0-16 \text{ mq/dm}^3$ arasında olub, oksidləşmə zamanı intensiv sərf olunduğundan dərin laya endikcə miqdarı azalır, aerasiya və mühitdəki canlıların mümkünüyü haqqında fikir yaradır. Karbon qazının yeraltı sulardakı miqdarı təzyiq və temperaturdan asılıdır.

Yeraltı sulardakı mikroelementlərə yod (I), brom (Br), mis (Cu), sink (Zn), bor (B), qurğuşun (Pb), arsen (As), barium (Ba), xrom (Cr), alüminium (Al) və s. aiddir.

Si, Al, Fe kimi elementlərin miqdarı süxurlara nisbətən sularla azlıq təşkil edir, səbəb onların suda çətin həllolmasıdır. Müəyyən elementlərin içməli sulardakı miqdarı bir sıra xəstəliklərin əmələ gəlməsinə şərait yarada bilər məsələn, yodun çatışmazlığı zob xəstəliyini törədir, flüorun çatışmazlığı diş xəstəliklərinə səbəb olur və s.

Sulardakı hidrogen ionlarının (pH) qatılığı həllolma prosesinə və ümumiyyətlə suyun keyfiyyətinə təsir edən amillərdən olub aşağıdakı göstəricilərlə ifadə olunur:

pH<7 – turş sulardır, pH=7 – neytral sulardır, pH>7 – qələvi sulardır.

Neytral sularla dəmir zəif həll olur, turş sularla isə süxurlardan çox asanlıqla azad olub suya keçir. Suların dəmir və be-
tona qarşı aqressivliyi müəyyən dərəcə pH-in qatılığı ilə əlaqədardır. Turş mühit bir sıra mikroelementlərin təmərküz-
ləşməsinə şərait yaradır.

Yeraltı suların kimyəvi tərkibi ümumi şəkildə M.Q. Kurlov tərəfindən təklif olunmuş düstur ilə göstərilə bilər. Bunu prof. Ə.H. Əsgərovun məlumatı əsasında Badamlı (5 №-li) bulaq suyunun təmsalında nəzərdən keçirək:

$$CO_2 \ 1.08, \ M \ 1,4 \ \frac{HCO_3 \ 77 \cdot SO_4 \ 12 \cdot Cl \ 11}{Ca \ 42 \cdot Na \ 33 \cdot Mg \ 25}, \ D \ 900 \ 000 \ dm^3/gün, \\ pH \ 7, \ T \ 16^0$$

Düsturda ekvivalent faizlə ifadə olunan makrokomponentlər riyazi kəsrlə göstərilir. Kəsrin sürətində anionlar, məxrəcində isə kationların miqdarı çoxdan azə doğru yazılır. Miqdarı 10%-dən az olan ionlar düsturda yazılmır. Kəsrin M hərfi suyun minerallaşma dərəcəsini (q/dm³) və suda müşahidə olunan spesifik elementlərin indeksi və miqdarı (mq/dm³) göstərilir. Kəsrin sağ tərəfində isə suyun temperaturu (t⁰), bulağın debiti (dm³/gün) və pH göstəricisi yazılır.

Yeraltı suların kimyəvi tərkibinin əyaniliyini artırmaq və

təsnifatlaşdırmaq məqsədilə müxtəlif cizgi, rəqəmli və qrafiki üsullardan istifadə olunur. Bu metodlar: təsviri, nöqtələr, xətti və ya rəqəmli qrup çərçivəsində birləşdirilə bilər.

Hidrogeoloqların geniş istifadə etdiyi Kurlöv düsturu da rəqəmi metoda misal ola bilər.

4.8. YERALTı SULARIN REJİMİ VƏ DİNAMİKASI

Yeraltı suların rejiminə təbii və antropogen amillərin təsiri ilə baş verən proseslərin nəticələri aid edilir. Bunlara: *a) qrun*t sularının səviyyəsi, temperaturu və kimyəvi tərkibi; *b) təzyiqli suların* sərfi, pyezometrik səviyyəsi, temperaturu, kimyəvi və qaz tərkibinin öyrənilməsi və s. aiddir. Rejimi formalaşdıran təbii amillərə: iqlim (temperatur, atmosfer yağıntıları, buxarlanma), hidroloji (çayların, göllərin, bataqlıqların, dəniz və okeanların səviyyə dəyişmələri), bioloji (transpirasiya), geoloji (seysmiklik və s.) aiddir. Texnogen amillərə: torpaqların suvarılması və qurudulması, yeraltı suların hasilatı, su anbarları, kanal və kollektor sistemlərinin tikilməsi, faydalı qazıntı yataqlarının istismarı, yeraltı su yataqlarının süni şəkildə qidalandırılması və s. aid edilir.

Rejim elementlərinin müəyyənləşdirilməsi yeraltı suların kəmiyyət və keyfiyyət göstəriciləri haqqında informasiya yaradır. Bu məlumatlar yeraltı suların dinamikası, su balans, istismar ehtiyatları, proqnozu və idarə olunması üçün əsas təşkil edir. Qrun

t sularının rejim xüsusiyyətləri monitoring şəbəkəsindəki hidrogeoloji quyuların məlumatları əsasında müəyyənləşdirilir.

Yeraltı suların qidalanma və boşalma sahələri olduğundan onlar daim hərəkətdədirlər. Səth suları ilə müqayisədə yeraltı suların hərəkəti əsasən qərarlaşmış (laminar) olur. Su hərəkətinin laminar xüsusiyyəti kiçik dənəli (fraksiyalı) süxurlar

üçün xarakterikdir. Sulu layın hidravlik meyilliyi və ya pyezometrik təzyiqin təsiri ilə yeraltı axım formalaşır. Yeraltı suyun sərfi (debiti) - yeraltı axının en kəsimindən vahid zamanda keçən suyun miqdarıdır, $m^3/gün$ lə ifadə olunur. Yeraltı suların axım həcmi – müəyyən vaxt (ay, il və s.) ərzindəki suyun sərfidir, m^3 və km^3 -lə ifadə olunur. Sulu laydakı süxurlarda suyun hərəkəti əsasən onların sukeçirmə xassəsindən, meyillikdən və su ilə doyma dərəcəsindən asılıdır. Bu göstəricilər süzülmanın (filtrasiyanın) intensivliyini müəyyənləşdirir. Süzülmə - yeraltı suların səviyyəsindən aşağıda, hırdavlik qradientin təsiri ilə süxurlarda suyun hərəkətidir. Əgər sulu layı təşkil edən süxurlar az dispersli, dənəvər quruluşlu və iri ölçülüdürsə onların sukeçirmə qabiliyyəti yüksək olacaq, süxurların disperslik dərəcəsi artdıqca sukeçirmə imkanı azalır, məsələn gillər suyu pis keçirir. Beləliklə, süxurlardakı boşluqlar böyüdükcə süzülmə əmsalı da artır.

Süxurların sukeçirmə qabiliyyətini *süzülmə əmsalı* xarakterizə edir, sürət vahidi sm/san , $m/gün$ ilə ifadə olunur.

Məsələli süxurlarda yeraltı suların xətti süzülmə üzrə hərəkəti Darsi qanunu ilə təyin edilir, yəni:

$$Q = FK \frac{h}{l}, \text{ və ya } Q = K/F \quad (4.1)$$

Burada Q -süzülən suyun sərfi, dm^3/s və ya m^3/s ; F -süzülmə zonasının en kəsim sahəsi, m^2 ; K -süzülmə əmsalı, h – təzyiq fərqi, l -süzülmə yolunun məsafəsidir.

Müasir dövrdə yeraltı suların müxtəlif göstəricilərinin qiymətləndirilməsi, istifadəsi və qorunması üzrə çox saylı məsələlərin həllində “MODFLOW” riyazi kompüter proqramı və onun köməkçi altproqramları olan: MODPATH, MT3DMS, PEST və s. istifadə olunur. Bu proqramlarla “su-süxur” sistemindeki süzülmə və maye kütlənin yerdəyişmə problemi beynəlxalq standartlar səviyyəsində həll olunur.

4.9. MİNERAL VƏ TERMAL SULAR. BULAQLAR

Mineral sulara dünyanın müxtəlif regionlarında təsadüf etmək olar. Mənşə etibarı ilə onlar qrunut su (enən) və təzyiqli su (qalxan) əsaslı ola bilər.

Mineral su - müəyyən miqdar mineral və ya üzvi komponentlərlə təmərküzləşərək, spesifik özünəməxsus fiziki-kimyəvi xassələrlə səciyyələnən yeraltı sudur. Müxtəlif tip mineral və termal suların formalaşması yer təkindəki sulu horizontların litoloji tərkibi və kollektor xüsusiyyətləri, yer qabığının neotektonik aktivliyi, geotermik rejimi və s. amillərlə əlaqədardır. Tektonik qırılma zonaları üçün səciyyəvi olan bu sular bir çox hallarda yeraltı qaz və təzyiqin təsiri ilə yer səthinə çıxırlar. Mineral sular fiziki-kimyəvi xüsusiyyətlərinə görə üç fərqli qrupa ayrılır: 1- müalicəvi, 2- termal, 3- sənaye suları.

Müalicəvi sular - fiziki-kimyəvi xassələri ilə insan orqanizminə bioloji-aktiv təsir edərək bəzi xəstəliklərin müalicəsinə şərait yaradırlar. Suyun müalicəvi xassələri qiymətləndirilərkən aşağıdakı meyarlar əsas götürülür: suyun ion tərkibi və minerallaşma dərəcəsi, qaz tərkibi, temperaturu, müalicə tərkibli mikroelementlərin miqdarı, radioaktivliyi, pH-in qiyməti və s. Bu meyarlar əsasında suların müalicəvi-süfrə və s. təyinatları müəyyənləşdirilir. Müalicə məqsədilə istifadə olunacaq mineral sularda bioloji aktiv komponentlərin minimal həddi belədir:

- karbon qazı (CO_2) - $0,5 \text{ q/dm}^3$,
- hidrogensulfid (H_2S) - 10 mq/dm^3 ,
- mərgümüş (As) - $0,7 \text{ mq/dm}^3$,
- dəmir (Fe) - 20 mq/dm^3 ,
- brom (Br) - 25 mq/dm^3 ,
- yod (I) - 5 mq/dm^3 ,
- silikat turşusu (H_2SiO_3) - 50 mq/dm^3
- radon (Rn) - 5 nKu/dm^3

Müalicə suları dünyanın bir çox ölkələrində mövcuddur və onlardan sanatoriya-müalicə ocaqlarında geniş istifadə olunur.

Termal sulara - adətən yüksək temperaturlu yeraltı (təzyiqli) və bulaq suları aid edilir. Bu suların temperaturu, yerləşdiyi rayondakı havanın orta illik temperaturundan yüksək olmalı, havaların mövsümü və çoxillik temperatur dəyişmələrinin təsir zonasından təcrid olunan aşağı qatlarda formalaşmalıdır. Qədim platformaların artezian hövzələrində və müasir vulkanizm əyalətlərində yerləşən bu sular buxar və ya qaynar bulaq kimi yer səthinə çıxırlar. Balneoloji təsnifata əsasən mineral sular temperaturuna görə aşağıdakı qruplara ayrılır:

< 20 °C – soyuq sular, 20 – 37 °C – subtermal (ilıq) sular,
42-100 °C – termal sular, > 100 °C – qaynar sular.

Termal suların bol olduğu ölkələrdə (İtaliya, Meksika, ABŞ, Yaponiya, İslandiya, Rusiya, Yeni Zelandiya və s.) onlardan istilik təchizatı, elektrik enerjisinin alınmasında və digər sahələrdə istifadə olunur.

Sənaye suları - tərkibində müəyyən kimyəvi elementlərin istismarı və istifadə olunması iqtisadi baxımdan əlverişli olan yeraltı sulardır.

Bulaq və ya çeşmə - yeraltı suların bilavasitə yer səthinə və ya su hövzələrində (sualtı bulaq) təbii çıxışıdır. Debiti çox olan bulaq və ya bulaqlar qrupu əlverişli təbii şəraitdə çayın mənbəyini təşkil edə bilər. Hidrodinamiki göstəricilərinə görə, bulaqlar enən və qalxan ola bilərlər. *Enən bulaqlar* təzyiqsiz suların yer səthinə çıxması nəticəsində əmələ gəlir. Belə bulaqları çay vadiləri, dərələr, yarıqlar və s. çökək yerlərdə görmək olar. *Qalxan bulaqlar* təzyiqli suların yer səthinə çıxması ilə əmələ gəlir.

Bulaqlar *debitin qərarlaşmasına* görə - sabit, az dəyişkən və dəyişkən; *debitin miqdarına* görə - az debitli ($\leq 1 \text{ dm}^3/\text{gün}$), orta debitli ($1-10 \text{ dm}^3/\text{gün}$), yüksək debitli ($>10 \text{ dm}^3/\text{gün}$) ola bilər.

Fəaliyyət müddətinə görə - daimi, vaxtaşırı və müvəqqəti qruplara ayrılırlar.

Bulaqlar *temperatur* göstəricisinə görə çox müxtəlif olsalarda onları ümumən - soyuq ($t \leq 20^{\circ}\text{C}$), ılıq ($20-35^{\circ}\text{C}$), isti ($35-42^{\circ}\text{C}$) və çox isti ($>42^{\circ}\text{C}$) qruplara ayırmaq olar.

Suyun *minerallaşma dərəcəsinə* görə bulaqlar – şirin, şorutlu, şor və s. qruplara ayrılırlar. Bulaqlar bir çox fiziki-kimyəvi və s. xassələrinə görə də qruplaşa bilər. Onlar çox güman ki, dünyanın əksər ölkələrində mövcuddur və insanların su təchizatında, sağlamlığın bərpasında və s. sahələrdə əhəmiyyətli mövqeyə malikdirlər. Bəzən, insanların qeyri qənaətbəxş təsərrüfat fəaliyyətilə bulaqların debiti azalır, suyun keyfiyyəti pisləşir və ya bulaq tamam quruyur.

4.10. YERALTı SULARIN İSTİSMAR EHTİYATLARI VƏ MÜHAFİZƏSİ

Yeraltı sular ən çox yayılmış və istismar olunan faydalı qazıntılardan biridir. Hər bir regionun şirin və az minerallaşmış yeraltı su mənbələrinin müəyyənləşdirilərək səmərəli istifadə olunması onların istismar ehtiyatlarının qiymətləndirilməsi və proqnozlaşdırılmasını tələb edir. Yeraltı suların istismar ehtiyatlarının proqnozlaşdırılmasında: hidrodinamik, hidravlik, balans, hidrogeoloji analoq və ekspert qiymətləndirmə metodlarından istifadə olunur.

Şirin və ya az minerallaşmış *yeraltı su yataqlarının istismar ehtiyatı* su qurğularının bir neçə on il ərzində optimal istismar rejimində işləyərək keyfiyyətli su verən və texniki-iqtisadi cəhətdən səmərəli olan suyun miqdarıdır. Nəzərə alınmalıdır ki, sulu layın təbii ehtiyatı yeraltı suların balansının gəlir hissə elementlərinin cəmidir və bu ehtiyatlar istismar dövründə yeraltı və səth suları hesabına bərpa olunaraq qərarlaşmış rejii-

mi təmin etməlidirlər. Faydalı qazıntılar üzrə Dövlət Komissiyasının təsnifatına görə, yeraltı suların istismar ehtiyatları dörd kateqoriyaya ayrılır: A, B, C_1 və C_2 .

A və B sənaye əhəmiyyətli kateqoriyalardır, dəqiq kəşfiyyat işlərinin aparılmasını, qiymətləndirmə və proqnozunu tələb edir. Yeraltı suların istismar ehtiyatlarının A və B kateqoriyaları ilə təsdiq edilməsi, su təchizatının layihələşdirilməsi və su qurğularının tikilməsinə hüquqi əsas verir. C_1 kateqoriyası sahədə əvvəllər qazılmış ayrı-ayrı quyulardan sınaq məqsədilə, C_2 kateqoriyası isə ümumi axtarış işləri nəticəsində və ya yeraltı suların su balans elementlərinin təhlili zamanı müəyyənləşdirilir.

İçməyə və təsərrüfatda istifadə oluna bilən yeraltı sular səth suları ilə müqayisədə bir sıra üstünlüklərə malikdirlər. Adətən onlar daha keyfiyyətli olurlar (insanın həyat fəaliyyətinə lazım olan maddələr yeraltı sulara kifayət qədərdir), çirklənmə və buxarlanmadan daha yaxşı mühafizə olunublar, iqlimin mövsümü və illik dəyişmələrinin, sululuğun artıb-azalmasının yeraltı su ehtiyatlarına təsiri cüzdür.

Müasir dövrdə dünyanın su ehtiyaclarının təxminən 20 %-i istismar olunan yeraltı sular hesabına ödənilir. Bu kəmiyyət ayrı-ayrı ölkələrdə və təsərrüfat sahələrində müxtəlifdir. Yeraltı suların hidrogeoloji planlanması, buruq və kaptaj işləri aparılarkən onlar kənar çirklənmədən qorunmalı, istismar olunarkən yataqların mühafizəsi təşkil edilməlidir. Yeraltı su yataqlarının sanitariya mühafizəsi üç növ qadağan zonasından ibarətdir.

Birinci zona – su çıxışları yerindən maksimum 0,5km radiuslu sahəni əhatə edərək *ciddi rejimli qadağan zonası* adlanır. Bu zonada yeraltı suları tədqiq və istismar obyektlərindən başqa heç bir təsərrüfat işlərinin aparılmasına icazə verilmir.

İkinci zona - su çıxışlarının yerləşdiyi mənbədən yerin

geoloji və geomorfoloji quruluşu ilə əlaqədar olaraq 0,5-2,0km radiuslu sahəni əhatə edib *məhdudlaşdırılan sahə* adlanır. Bu zonada kurort sanatoriya obyektlərindən başqa heç bir təsərrüfat işlərinin aparılmasına icazə verilmir.

Üçüncü zona - su çıxışları yerindən 2,0-5,0km radiuslu sahəni əhatə edərək *müşahidə zonası* adlanır. Buradakı binaların su və kanalizasiya sistemləri etibarlı olmalıdır. Heyvandarlığın inkişaf etdirilməsi və qəbristanlıq salınmasına icazə verilmir. Qeyd olunan zonalar xəritələşdirilərək müvafiq dövlət qurumlar tərəfindən təsdiq olunur.

4.11. FİZİKİ-COĞRAFİ PROSESLƏRİN INKİŞAFINDA YERALTI SULARIN ROLU

Yeraltı sular bir sıra fiziki-coğrafi proseslərin inkişafında iştirak edərək onlara müəyyən təsir edirlər. Dünya su dövranında iştirak edən və çay axımının tərkib hissəsini təşkil edən yeraltı sular yer qabığındakı tez (asan) həll olan süxurları çaylara, göllərə, dənizlərə nəql etməklə bir tərəfdən maddələr və enerji dövrənini aktivləşdirir, digər tərəfdən isə yeni süxur topluları və relyef formalarını yaradırlar. Çay dərələrində səthə çıxan mineral və termal sular lokal sahədə çay sularının kimyəvi, qaz və termik şəraitini dəyişməklə (məsələn, Tərtər çayı, Viləşçay və s. hövzələrdə) biomüxtəlifliyə təsir edir. Dağ süxurlarının yatma şəraiti, litoloji tərkibi və yeraltı sularla təmas xüsusiyyətlərindən asılı olaraq ərazidə - suffoziya, çökmə, karst, sürüşmə və s. proseslərlə yeni, dəyanətsiz relyef formaları əmələ gəlir ki, onların bəzilərini nəzərdən keçirək.

Suffoziya - yeraltı sularla xırda dənəli süxurların sulu lay daxilində mexaniki yolla qoparılaraq bir sahədən digər sahəyə miqrasiya olunmasıdır. Suffoziya prosesi nəticəsində üstdə yerləşən süxurlar çökür, yer səthində isə yeni relyef formaları

olan-qapalı çuxurlar və enmiş sahələr əmələ gəlir. Suffoziya prosesinin yaranması üçün sulu laydakı süxurların müxtəlif mexaniki tərkibə malik olması və xüsusəndə xırda dənəli (qumlar, löss və gil hissəcikləri, çat doldurucuları və s.) süxurların iştirakı labüddür. Göl və su anbarlarında su səviyyəsinin kəskin artması nəticəsində ətraf sahələrin subasması və süxurların islanması da əlverişli şəraitdə suffoziyanı aktivləşdirə bilər.

Suffoziya prosesi respublikamızın Qanıx-Əyriçay vadisi, Samur-Dəvəçi ovalığı və s. sahələrində müşahidə olunur.

Çökmə (oturma) - lössvari süxurların islanarkən deformasiyaya uğramasıdır. Bu proses nəticəsində yer səthində oyuk və çalalar yaranır. Çökmənin əmələ gəlməsi üçün lössvari-tozlu süxurların məsaməliyi $\geq 40\%$, nəmliyi az və karbonatların miqdarının çox olması lazımdır.

Karst prosesi - tez həllolan dağ süxurlarının - əhəng daşı, dolomit, gips, xorak duzu və s. yayıldığı sahələrdə müşahidə olunur. Səth və yeraltı suların fəaliyyətilə süxurların həllolması nəticəsində yer səthində (qif, çökmə, karr, ponor) və dərinlikdə (mağara və digər) müxtəlif ölçü və formalı boşluqlar əmələ gəlir.

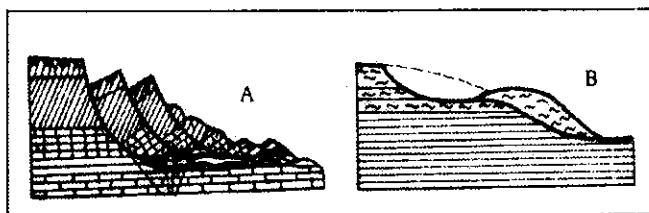
Karst prosesinin inkişafı üçün hamar və ya zəif meyilli səthin, böyük qalınlıqlı karstlaşan (tez həllolan) süxurların və yeraltı su səviyyəsinin aşağıda olması labüddür.

Karstın yayılmasına geoloji şərait nəzarət edir, onun inkişaf intensivliyi isə karst əmələgətirən süxurların mineral tərkibi ilə bağlıdır.

Azərbaycan ərazisində karst relyef formalarını Böyük Qafqazın şimal-şərq hissəsində, yura və təbaşir dövrünə aid əhəngdaşı laylarının geniş yayıldığı zonalarda və qisməndə Kiçik Qafqazda görmək olar.

Sürüşmə - ağırlıq qüvvəsinin təsirlə, yeraltı və səth sularının iştirakı ilə torpaq kütləsinin və təbəqəli süxurların qopub

yamac boyu sürüşərək yerdəyişməsidir. Yerini dəyişmiş kütlə - sürüşmə kütləsi, kütlənin yamacda qırılaraq üzə aşağı hərəkət etdiyi səth isə sürüşmə səthi adlanır. Yamacın dayanıqlığının pozulmasında müxtəlif amillər (təbii, antropogen və ya hər ikisi birlikdə) iştirak edə bilər, amma sürüşmə səthinin formalaşmasında suyun iştirakı mütləqdir (şəkil 4.5). Sürüşmə səthinin meyl bucağından asılı olaraq, sürüşmələr: az meyilli ($<5^{\circ}$), meyilli ($5-15^{\circ}$), dik ($15-45^{\circ}$) və çox dik ($>45^{\circ}$) qruplara ayrılır. Sürüşmə səthinin yatma bucağına görə sürüşmə səthi çox dayaz (dərnlilik 1 m), dayaz (5 m –dək), dərin (5-20 m) və çox dərin (> 20 m) ola bilər.



Şəkil 4.5. Sürüşmə zonasının müxtəlif tiplərinin sxemi, A-sıxılıb çıxarılma; B-sıyıqlaşma

Sürüşmə prosesinin fəallığı ilə relyefin enerjisi arasında əlaqə mövcuddur. Sürüşmələrin fəallığı yamacların yaşından da asılıdır və ən çox cavan yamaclarda inkişaf edirlər. Sürüşmə zamanı yüz, min və milyonlarla kub metr torpaq – süxur kütləsi yerini dəyişə bilər. Respublikamızda orta və alçaq dağlıq zonalar sürüşməyə daha çox məruz qalan ərazilərdir. Sürüşmə prosesi daha aktiv olan çay hövzələrinə Vəlvələçay, Gilançay, Ataçay, Sumqayıtçay, Pirsaatçay, Ağsu çayı, Girdimançay, Viləşçay və s. misal ola bilər.

Respublikamızın səciyyəvi sürüşmələrindən biri də Bakı şəhərinin cənub-qərbində, Bayıl yamacında yerləşir. Burada, sürüşmə hadisəsi 1870, 1919, 1938, 1950, 1972, 1990, 1996,

2000 və 2011-ci illərdə müşahidə olunmuşdur və hər yeni sürüşmə zamanı sahəsi əvvəlkinə nisbətən artır.

4.12. ÇİRLƏNMƏ PROSESİ VƏ EKOLOJİ HİDROGEOLOGİYA

İnsan cəmiyyəti inkişaf etdikcə təbii sərvətlərdən daha çox istifadə edib, əvəzinə, ətraf mühitə yad olan bərk, qaz və maye halında tullantılar qaytarır. İnsanın təsərrüfat fəaliyyəti nəticəsində Yer səthində ətraf mühiti və onun komponentlərini çirkləndirən külli miqdar tullantılar toplanır. Ən çox tullantı məhsulları: sənaye, kənd təsərrüfatı, nəqliyyat, energetika, faydalı qazıntıların istismarı və kommunal təsərrüfatın fəaliyyətilə yaranır. Yer səthində toplanan tullantıların çirkləndirici maddələri atmosfer yağıntıları, səthi axım və çirkab axıntıları ilə yeraltı sulara infiltrasiya olaraq onların keyfiyyətini pisləşdirir. Su təchizatı, meliorasiya və s. tədbirlərlə yeraltı sulardan su çıxarılması zamanı da sulu horizontlara çirkləndiricilər daxil ola bilər.

Yeraltı suların çirklənməsi həm də təbii amillər olan – vulkan püskürməsi, zəlzələ, yeraltı axımda sabitləşmiş stronsium, dəmirin konsentrasiyasının və s. artması ilə formalaşa bilər. Yer səthindən aşağıda ilk yerləşən və çox vaxt şirin sulu olan qrunt suları çirklənməyə daha çox məruz qalan yeraltı sulardır. İnsanın təsərrüfat fəaliyyətilə əmələ gələn tullantıların çirkləndirici maddələri yeraltı sulara sirayət edərək onları kimyəvi, bakterioloji, radioaktiv və istiliklə çirkləndirə bilər.

Yeraltı suların kimyəvi çirklənməsi zamanı fon göstəricilərinə nisbətən minerallaşma dərəcəsinin, mikro- və makro-komponentlərin artması, yeraltı suların təbii vəziyyətinə xas olmayan kimyəvi element və sintetik maddələrin peyda olması ilə sularda həm də rəng və qoxu yaranaraq, temperaturun artması baş verə bilər.

Kimyəvi çirklənmə davamlı olub, uzun müddət qüvvədə olduğundan sulu horizontlarla böyük ərazilərə yayılır. Yüksək minerallaşmaya malik çirkli sular şirin suya nisbətən ağır olduğundan onlar sulu horizontlarda layın dibinə çökərək təbii geokimyəvi zonallığı dəyişdirir. Makrokomponentlər süxurlar tərəfindən zəif sorbsiya olduğundan yeraltı sularla miqrasiya edərək böyük ərazilərin çirklənməsinə səbəb olur. Yeraltı sulara daxil olan neft məhsulları adətən sulu horizontun üst hissəsində toplanır. Əgər süxurlardakı neft məhsullarının miqdarı 80-85 % olarsa, o zaman orada suyun süzülmə imkanı bitir və ancaq neft süzülür, süxurlarda neft məhsullarının miqdarı 15-20% olduqda oradan ancaq su süzülür. Sulu horizontdakı neft məhsulları kimyəvi oksidləşmə və biogen parçalanmaya məruz galıb yüksək həllolma qabiliyyətinə malik olan naften turşuları, fenollar, efirlər və karbonil birləşmələri əmələ gətirir.

Yeraltı sulara keçən ağır metallar (qurğuşun, mis, sink, nikel, kadmium, kobalt, sürmə, qalay, bismut, civə və s.) əksər hallarda zəif miqrasiya qabiliyyətinə malik olduqlarından onlar lokal ərazini çirkləndirirlər. Yeraltı suların nitratlarla çirklənməsi əsasən kənd təsərrüfatı sahələrində baş verir. Nitrogenlər (yəni-ammonium, nitrit və nitratlar) suda yaxşı həll olduğundan sulu horizontlarla uzaq məsafələrə nəql oluna bilirlər. Bitkilərin mühafizəsi üçün istifadə olunan kimyəvi vasitələr ümumən *pestisid* adlanır. Pestisidlər müəyyən dövrdən sonra parçalanmaya məruz qalırlar ki, buda onların destruksiyaya qarşı dayanıqlığını əks etdirir.

Yeraltı suların bakterial çirklənməsi. Sulu horizonta düşən kommunal və kənd təsərrüfatı tullantıları suyun bioloji xassələrini və sanitari göstəricilərini pisləşdirir. Mikroorqanizmlərin sanitari-göstərici bakteriyalar qrupuna bağırsaq çöpləri və enterokoklar aiddir. Bakterial çirklənmə, ümumi bioloji çirklənmənin bir hissəsini təşkil edərək sulu horizontda adətən

lokal sahəni əhatə edir.

Yeraltı suların radioaktiv çirklənməsi. Ətraf mühitin, o cümlədən yeraltı suların radionuklidlərlə çirklənməsi-nüvə partlayışları, atom elektrik stansiyalarının qeyri-normal işləməsi, radioaktiv maddələrin çıxarıldığı və istifadə olunduğu təşkilatların çirkab axıntılarında, energetika və atom sənayesi sahələrində baş verən güclü qəzalar zamanı baş verə bilər. Yeraltı sularda radionuklidlərin miqdarı norma göstəricisindən yüksək olarsa onlar çirklənmiş sayılır. Məsələn, 1986-cı ildə Çernobil AES-da baş vermiş texnogen mənşəli qəza nəticəsində 70 km radiusdakı yeraltı sular radioaktiv çirklənməyə məruz qalmışlar. Həmin ərazilərdə müasir dövrdə də qəzanın məhsulları olan və çox ömür sürən ^{137}Cs , ^{90}Sr və $^{239,240}\text{Pu}$ miqdarı yüksəkdir. Torpaq və aerasiya zonasını təşkil edən süxurlarda ^{90}Sr sorbsiya qabiliyyəti zəif olduğundan o daha yüksək miqrasiya intensivliyinə malikdir.

Yeraltı suların istiliklə çirklənməsi onların temperaturunun ətraf fon göstəricisindən artıq olması ilə səciyyələnir. İstiliklə çirklənmənin mənbələri – istilik və atom elektrik stansiyaları, şəhərlərin isinmiş sənaye və kommunal suları və s. ola bilər. Yərə axıdılan isti suların temperaturu, həcmi və davamiyyətindən asılı olaraq çirklənmə sahəsi lokal, regional, qısa və ya uzun müddətli ola bilər. Yeraltı sularda temperaturun bir neçə dərəcə artması onların qaz və kimyəvi tərkibinin dəyişməsinə, müxtəlif kimyəvi maddələrin həll olması və çökməsinə şərait yaradır, su-süxur arasındakı geokimyəvi tarazlığı pozur, mikroflora və mikrofaunanın inkişafına təkan verərək suyun “çiçəklənməsinə” səbəb olur.

Yeraltı sularda temperaturun artması oradakı çirkləndirici maddələrin toksikliyinini artırır və həllolma prosesi aktivləşdiyindən karst-suffoziya prosesi də intensivləşir.

Yeraltı suların dayanətsizliyi – yeraltı su sistemlərinə xas

olan təbii xüsusiyyət olub, bu sistemin təbii proses və texnogen təsirlərə davamlığından və ya həssaslığından asılıdır. Yəni, neqativ təsir nəticəsində yeraltı su obyektini hansı şəraitdə və nəvaxt öz normal rejim qabiliyyətini itirir. Bir sıra ölkələrdə (ABŞ, Avstraliya, Yaponiyada) yeraltı suların çirklənməyə qarşı dəyanətsizliyinin qiymətləndirilməsində müxtəlif göstəricilərə (indikatorlara) əsaslanan xüsusi xəritələri hazırlanmışdır. Bu xəritələrdə çirkləndirici maddələrin müxtəlifliyi, yeraltı sulara infiltrasiya vaxtı, onların süxurlarda ləngimə əmsali və s. göstərilir. Nəticədə, yarana biləcək çirklənmə riski qiymətləndirilir və qarşısının alınması tədbirləri görülür.

Ekoloji hidrogeologiya – antropogen yüklənmə və təbii-texniki fəlakətlərin təsiri ilə yeraltı hidrosferin hidrogeoloji, hidrodinamik və hidrogeokimyəvi transformasiyalarını tədqiq edir. Ekoloji hidrogeologiya mahiyyət etibarilə sosial yönümlü təbiiqə elm sahəsidir. O, əhalini keyfiyyətli içməli su ilə təmin etmək, mühəndisi qurğuların yerləşdiyi rayonda münasib ekoloji şəraitin yaradılması, yeraltı hidrosferin qorunması, yeraltı içməli suların keyfiyyətinin insan sağlamlığına təsiri ilə əlaqəli ekoloji problemlərin sosial aspektlərini öyrənir. Yeraltı hidrosferə istiqamətlənən texnogen təsirin müxtəlifliyi və həcmi artdıqca, yeraltı sular ekosistemin komponentlərinə, biosferə və ümuməndə insanın həyat şəraiti və sağlamlığına daha aktiv təsir edir.

4.13. AZƏRBAYCAN RESPUBLİKASININ YERALTI SULARI

Azərbaycan ərazisindəki yeraltı sulardan əhali tərəfindən hələ qədim zamanlardan içmək, təsərrüfatda istifadə, sağlamlığın bərpası və s. sahələrdə istifadə olunsada, elmi əsaslarla tədqiqi XIX əsrin ortalarından başlamışdır. Qrunt suları rejimi-

nin sistemli öyrənilməsi məqsədilə ilk hidrogeoloji monitoring quyusu 1934-cü ildə Muğan düzündə, 1938-ci ildə Abşeron yarımadasında və sonralar bir çox sahələrdə təşkil olunmuşdur. Yeraltı suların öyrənilməsində F.P.Savarenski, V.A.Priklonski, N.M.Pobedonosçev, Ə.H.Əsgərov N.V.Roqovskaya, H.Y.İsrafilov, Y.R.Fialko, Ə.A.Musayev, V.R.Listenqarten, F.Ş.Əliyev və b. müəyyən əməyi olmuşdur. Regionun ümumi hidrogeoloji şəraiti və yeraltı su ehtiyatları haqqında məlumatlar 1959, 1969 və 2008-ci illərdə nəşr olunmuş “Azərbaycanın hidrogeologiyası” adlı fundamental kitablarda, ayrı-ayrı mütəxəssislərin əsərlərində və 1992-ci ildə nəşr olunmuş 1:500000 miqyaslı “Azərbaycan Respublikasının hidrogeoloji xəritəsi”ndə öz əksini tapmışdır.

Respublikanın ərazisi onun geoloji-tektonik quruluşu, neotektonikası, dağ süxurlarının mənşəyi və litoloji tərkibi, fiziki-coğrafi xüsusiyyətlər və s. amillərin təsirindən asılı olaraq mürəkkəb hidrogeoloji şəraitə malikdir. Dağlıq bölgələrdə əsasən çat, çat-damar, çat-karst və məsamə suları; düzənlik və dağətəyi zonalarda isə məsamə-lay və bəzi sahələrdə çat suları yayılmışdır.

Dağlıq zonaların yeraltı suları təxminən daş kömür dövründən başlamış dördüncü dövr yaşlı çöküntülərə aid olub, əsasən tektonik pozulma və aşınma zonaları ilə əlaqədardır. Çox da dərində yerləşməyən dövretmə ilə səthə çıxan bulaqlar adətən enən olub, dərə və yarpaqların yamaclarında onların sərfi $5-10 \text{ dm}^3/\text{s}$ -yə qədərdir. Böyük sərfə malik ($\leq 60-100 \text{ dm}^3/\text{s}$) bulaqlar isə adətən karstlaşmış əhəngdaşı sahələrində intişar edir. Dağlıq zonada təsərrüfat əhəmiyyətinə daha çox malik olan yeraltı sular çay yatağı və məcranı təşkil edən allüvial çöküntülərdə təmərküzləşib. Məcəraaltı suların maksimal sərfi $\leq 40-60 \text{ min.m}^3/\text{gündür}$ (Azərbaycanın geologiyası, cild VIII, 2008).

Yeraltı şirin su yataqlarının əksəri çayların gətirmə konus-

larında formalaşan dağətəyi düzənliklərdə yerləşirlər. Gətirmə konusunun mərkəz hissələrində yerləşən gillicəli-gilli süxurlardan ibarət laylar vahid (tam kütlədən ibarət olan) yeraltı axımı qrunտ və adətən 3-4 sulu horizontdan təşkil olunmuş təzyiqli sulara ayırır. Kontinental mənşəli material yeraltı axımın en kəsilişində xaotik paylanaraq sulu horizontların bütövlüyünü və hidravlik əlaqələrini pozub onlar arasında "litoloji" baxımdan çoxsaylı sulu horizontlar əmələ gətirir.

Gətirmə konusları sahəsində yeraltı sulu horizontların ən yüksək suötürücülük əmsalı mərkəz hissədə 2-5 min.m³/gün olub, dağətəyi zonaya və konusun kənarlarına doğru azalır.

Çoxillik dövr ərzində suvarma sistemlərinin təsirilə qrunտ sularının səviyyəsi orta hesabla 3,26 m (2,45-5,71m) və ya ildə 0,82m sürətlə artmışdır. Ən yüksək artım 6,4m (5,36-11,76m) Naxçıvan düzənliklərində və Qarabağ düzündə 4,07m (2,14-6,21m) müşahidə olunub (Əlimov, 1996).

Ümumən, respublika ərazisinin qırıxıq dağlıq və artezian hövzələrinin yeraltı suları qrunտ suları ilə müqayisədə zəif tədqiq olunmuşdur.

Nisbətən böyük ölçülərə malik artezian hövzələrinə: Qusar-Şabran dağətəyi düzənliyi, Qanix-Əyriçay dağarası çökəkliyi, Gəncə-Qazax massivi, Şirvan düzü, Mil-Qarabağ massivi, Lənkəran ovalığı, Naxçıvan dağarası çökəkliyi, Cəbrayıl dağətəyi düzənliyi və s. aiddir.

Azərbaycanın hidrogeologiyası (2008) məlumatına əsasən respublikanın şirin (≤ 1 q/dm³) və az minerallaşmış (1-3 q/dm³) yeraltı sularının istismar ehtiyatları (min m³/günlə) aşağıdakı kimidir:

1. Böyük Qafqaz qırıxıq sistemində (dağlıq zona, Abşeron-Qobustan) -251,72
2. Şərqi Önqafqaz artezian hövzəsində (dağlıq zona, Qusar-Şabran dağətəyi düzənliyi) - 3481,92

3. Kür çökəkliyində - 9087,7

4. Kiçik Qafqaz qırışıq sistemində (Naxçıvan və Lənkəran ərazilərində daxil olmaqla) - 1247,1

5. Ümumən Azərbaycan Respublikası üzrə - 14068,44

İstismar ehtiyatları məlum olan 14068,44 min $\text{m}^3/\text{gün}$ (5,13 km^3/il) şirin və az minerallaşmaya malik yeraltı suların cəmi 34,1 min $\text{m}^3/\text{gün}$, yəni 0,2%-i dağlıq zonanın payına düşür.

Yeraltı suların yer səthinə çıxarılmasında müxtəlif texniki üsullardan istifadə olunur. Hal-hazırda, respublikamızda 15 mindən artıq istismar buruq qazma quyusu və 25 minə yaxın əl quyusu mövcuddur ki, onların da ümumi su sərfi $\sim 3,0 \text{ m}^3/\text{s}$ qiymətləndirilir. Bu sular əsasən içmək, təsərrüfat sahələrində və suvarmaya istifadə olunur.

Kəhrizlərin miqdarı 350-400-ə yaxındır və çox güman ki, onların ümumi debiti 3-4 m^3/s -dən artıq olmaz. Kəhrizlər əsasən dağətəyi düzənliklərdə yerləşirlər. 1971-ci ilə qədərki dövrdə 900-dən artıq kəhriz fəaliyyətdə olub ki, onların ümumi su sərfi $\geq 10,0 \text{ m}^3/\text{s}$ təşkil edirdi. XX əsrin əvvəllərinə kimi Abşeron yarımadası və yaxın ərazilərdə 10-larla ovdan mövcud idi, hal-hazırda onlar hidrotexniki bir obyekt kimi mövqelərini demək olar ki, itirmişlər.

Arid iqlim şəraitində yerləşən, şirin səth suları olmayan və yeraltı suları çox məhdud olan Bakı şəhərinin içməli su ilə təminatında yeraltı sular əhəmiyyətli mövqeyə malikdirlər. Bu şəhərə respublikamızın iki bölgəsindən-Böyük Qafqazın şimal-şərq və cənub yamaclarındakı yeraltı su yataqlarından çıxarılan şirin sular daxil olur ki, onlar aşağıdakılardır:

- Şollar (I Bakı), 1917-ci ildən fəaliyyətdədir, su sərfi 1,27 m^3/s ;

- Xaçmaz (II Bakı), 1956-cı ildən fəaliyyətdədir, su sərfi 2,65 m^3/s ;

- Oğuz-Qəbələ, 2011-ci ildən fəaliyyətdədir, su sərfi $\sim 5,0$

m^3/s yaxındır.

Respublikanın ərazisi yeraltı mineral sularla zəngindir. Təxminən 1000-dən artıq mineral su çıxışları qeydə alınıb ki, onların ərazi və yüksəkliklər üzrə paylanması qeyri-bərabərdir, yəni əksəri dağlıq və dağətəyi zonalarda təzahür edir.

Ölkəmizin bir sıra mineral suları kəmiyyət, keyfiyyət və balneoloji xüsusiyyətlərinə görə dünyanın məşhur bulaqlarından heç də geri qalmır. Bu bulaqlara aşağıdakıları aid etmək olar: İstisu, Qalaaltı, Xaltan, Oğlanbulaq, Badamlı, Sirab, Turşsu, Darıdağ, Nəhacir, Donqüzütən, Həftoni, Ərkivan, Qızılca, Alaşa, İbadisu, Xaşı və s.

Mineral və termal suların tədqiqində M.Ə.Qaşqay, Ə.H.Əsgərov, Ə.M.Babayev, M.M.Məmmədیارov, S.M.Hacıyev, İ.İ.Tağıyev və digər tədqiqatçıların müəyyən əməyi olmuşdur.

Mineral və termal suların böyük əksərini təbii bulaqlar təşkil edir. Müxtəlif dərinliklərdə formalaşan bu sular həm də qazma quyuları ilə səthə çıxarılır. Mineral və termal sular əsasən mezo-kaynazoy çöküntülərinin sulu kompleksləri ilə əlaqəlidir. Dağlıq zonaların mineral və termal suları tektonik yarıqlar üzrə təzahür edir. Onlar dağlıq rayonların çatlı sistemlərində, dərin tektonik yarıqlarda və qırıxıq dağlarda formalaşaraq müxtəlif yaşlı çatlı və çatlı-damarlı süxurlara aid edilir. Bu suların fiziki-kimyəvi göstəriciləri və qaz tərkibi onların müalicəvi xüsusiyyətlərini, müalicə-süfrə suyu, isitilik enerji mənbəyi kimi, sənaye və sanatoriya-kurort sahəsindəki mövqeyini müəyyənləşdirir.

Minerallaşma dərəcəsinə və temperatur şəraitinə görə fərqlənən karbon qazlı, metanlı, hidrogensulfidli, yodlu-bromlu, radonlu, dəmirli, mərgümüşlü və silisiumlu müalicə, sənaye və süfrə mineral suları mövcuddur. Yodlu-bromlu sular əsasən Abşeronda, Salyan və Neftçala rayonları ərazisində yayılmışdır. Qazma quyuları ilə 2500-3000 m dərinliklərdən çıxarılan,

minerallaşma dərəcəsi $10-200 \text{ q/dm}^3$ olan bu yeraltı sular da yodun miqdarı $30-40 \text{ mq/dm}^3$, brom isə $220-340 \text{ mq/dm}^3$ -dir.

İstisu, Alaşa, Ərkivan, Qotursu, Donqüzütən, Tərtər, Qazanbulaq, Həftoni, İbadisu, Oğlanbulaq və s. termal bulaqlarla hər gün yer səthinə 50 mln.dm^3 -dən artıq su çıxır ki, (Babayev Ə.M.), onların istiliyindən təsərrüfatda çox cüzi istifadə olunur.

Respublika ərazisində "Azgeokaptajmineralsu" təşkilatı tərəfindən XX əsrin 2-ci yarısında 25 iri mineral su yatağının istismar ehtiyatları $18885 \text{ m}^3/\text{gün}$ miqdarında müəyyənləşdirilmişdir. Əgər digər yataqlar da nəzərə alınarsa, o zaman respublikadakı mineral suların istismar ehtiyatlarını təxminən $23-25 \text{ min m}^3/\text{gün}$ qiymətləndirmək olar.

Gələcəkdə, böyük debite malik olan mineral və termal bulaqların ocaqlarının formalaşma xüsusiyyətləri və onların yer səthinə doğru hərəkət mexanizmi qanunauyğunluqları tədqiq olunarsa, o zaman onların mənşəyi haqqında yaranan məlumatlar bu suların qorunması və daha səmərəli istifadə olunma imkanlarını artırır.

Fəsil 5

ÇAYLARIN HİDROLOGİYASI

5.1. ÇAYLAR VƏ ONLARIN TIPLƏRİ

Çay, öz sutoplayıcı sahəsinə düşən atmosfer yağıntıları ilə qidalanan və özünün əmələ gətirdiyi aydın seçilən məcraya malik nisbətən böyük ölçüdə su axarıdır. Adətən sutoplayıcı sahəsi 50 km^2 -dən böyük olan suaxarlar çay sayılır. Lakin bu çox şərti yanaşmadır.

Çaylar daimi suaxarlardır, yəni bütün il boyu məcrada su olur və o, hərəkət edir. Bəzi çaylar ilin müəyyən bir dövründə quruyur və ya donurlar.

Yer kürəsinin bütün çaylarında eyni vaxtda 2115 km^3 su olur və bu hidrosfer sularının cəmi $0,0002\%$ -ni təşkil edir. Çaylar global su dövrünün materik və okean hissələrini əlaqələndirir.

Tanınmış rus iqlimşünası A.İ.Voyeykova görə “çaylar iqlimin məhsuludur”, yəni çayların axımı və rejiminin formalaşmasında iqlim amilləri əsas rol oynayır. Lakin təbii mühitin digər komponentləri (relyef, torpaq və bitki örtüyü, geoloji quruluş və s.), həmçinin insanın təsərrüfat fəaliyyəti də çayların axımına və rejim xüsusiyyətlərinə təsir göstərir.

Çayların müxtəlif əlamətlərinə görə təsnifatları məlumdur.

Sutoplayıcının sahəsinə görə çaylar üç tipə bölünür:

böyük çaylar, $F \geq 50000 \text{ km}^2$;

orta çaylar, $2000 \leq F < 50000 \text{ km}^2$;

kiçik çaylar, $50 < F < 2000 \text{ km}^2$.

Böyük çayın hövzəsi, adətən bir neçə coğrafi zonada yerləşir. Belə çayın rejimi hər bir coğrafi zona çaylarının rejimindən fərqlənir və buna görə də polizonaldır. *Orta çayın* hövzəsi

eyni bir coğrafi zona daxilində olur və bu səbəbdən o, zonal rejimlidir. *Kiçik çayın* hövzəsi də yalnız coğrafi zona daxilində yerləşir. Lakin yerli amillərin (geoloji quruluş, göllər və s.) təsiri nəticəsində belə çayın rejimi, coğrafi zonanın orta çaylarının rejimindən fərqlənir və azonal olur.

Çay axımının formalaşmasında qar, yağış, buzlaq və yeraltı suların payından asılı olaraq, çaylar qida mənbələrinə görə müxtəlif tiplərə bölünürlər.

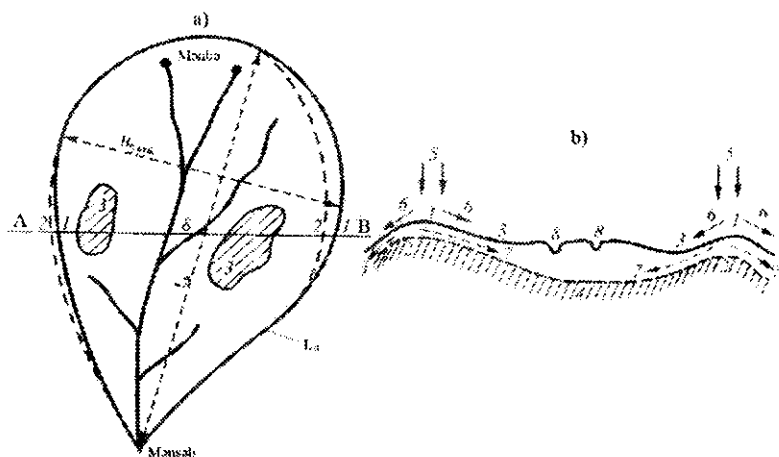
Su rejiminə, yəni axımın il daxili paylanma xarakterinə görə çaylar üç əsas qrupa bölünür: yazda gursulu çaylar, ilin isti dövründə gursulu çaylar və daşqın rejimli çaylar.

Axma şəraitinə görə də çaylar üç qrupda birləşdirilir: dağ çayları; düzənlik çayları və dağətəyi çaylar. *Dağ çayları* üçün *Frud ədədi* (bax bölmə 5.7.1) 1-dən böyük, *düzənlik çayları* üçün 0,1-dən kiçik, *dağətəyi çaylar* üçün isə 0,1-1,0 arasında olur. Beləliklə, dağ çaylarında suyun hərəkət xarakteri coşqun, qalanlarında isə sakit olur.

Məcranın dayanıqlığına görə dayanıqlı və dayanıqsız çaylar, buz rejiminə görə donan və donmayan çaylar ayrılır.

5.2. ÇAY VƏ ONUN HÖVZƏSİNİN MORFOLOGİYA VƏ MORFOMETRİYASI

Çay hövzəsinin fiziki-coğrafi, geoloji və morfometrik xarakteristikaları. Çay hövzəsi və çay sutoplayıcısı fərqli anlayışlardır. *Çay sutoplayıcısı* (və ya *sutoplayıcı sahə*) çayın qida aldığı quru səthi və torpaq-süxur qatıdır. Çay həm yeraltı, həm də səth suları ilə qidalandığına görə, yeraltı və səth sutoplayıcıları ayrılır və onların sərhədləri üst-üstə düşməyə bilər (şəkil 5.1).



Şəkil 5.1. Çay hövzəsi və sutoplayıcısının planda (a) və A-B xətti boyu en kəsik (b) sxemi: 1 – çayın hövzəsi və sutoplayıcı sahəsinin sərhəddi (oroqrafik suayırıcı); 2 – yeraltı sutoplayıcının sərhəddi (yeraltı suayırıcı); 3 – çay sutoplayıcısına aid edilməyən axım əmələgəlməyən (axarsız) sahə; 4 – sukeçirməyən lay; 5 – atmosfer yağıntıları; 6 – səth axımı; 7 – yeraltı axım; 8 – çay məcrası.

Çay hövzəsi, baxılan çay sistemini əhatə edən və oroqrafik suayırıcı ilə məhdudlanan quru hissəsidir.

Çox zaman çayın sutoplayıcısı və hövzəsinin sərhədləri üst-üstə düşür. Əgər hövzədə axım əmələgəlməyən ərazi olarsa, o hövzənin tərkib hissəsi sayılır, lakin çayın sutoplayıcı sahəsinə aid edilmir (şəkil 5.1). Belə hal quraq ərazilər üçün səciyyəvidir. Məsələn, Şimali Qazaxıstanda Tobol çayı hövzəsində axarsız sahə 50%, İşim çayı hövzəsində isə 24% təşkil edir.

Səth və yeraltı sutoplayıcıların sərhədləri üst-üstə düşməyə də bilər. Məsələn, karst hadisəsi müşahidə olunan ərazilərdə yeraltı axımın bir hissəsi qonşu hövzədən daxil ola və ya, əksinə qonşu hövzəyə axa bilər.

Çay hövzəsinin əsas fiziki-coğrafi və geoloji xarakteristikaları aşağıdakılardır:

- hövzənin coğrafi mövqeyi; kəmiyyət göstəriciləri kimi hövzənin mərkəzinin və kənar nöqtələrinin coğrafi koordinatlarından istifadə oluna bilər;
- coğrafi zona (zonalar) və ya yüksəklik qurşaqları;
- geoloji quruluş, tektonika, süxurların su-fiziki xassələri, hidrogeoloji şərait;
- relyef: kəmiyyət göstəriciləri kimi hövzənin orta hündürlüyü və orta meyilliyindən istifadə oluna bilər;
- iqlim göstəriciləri (atmosfer sirkulyasiyasının xarakteri, havanın temperatur və rütubətlik rejimi, atmosfer yağıntılarının miqdarı və rejimi, buxarlanma);
- torpaq-bitki örtüyü: kəmiyyət göstəriciləri kimi müxtəlif torpaq tipləri və bitki növlərinin yayıldığı sahələrin hövzənin ümumi sahəsinə nisbətindən (%) istifadə oluna bilər;
- çay şəbəkəsinin xarakteri (bax bölmə 5.2);
- digər su obyektlərinin (göl, buzlaq, bataqlıq) mövcudluğu və onların göstəriciləri.

Hər bir çay hövzəsinin vacib xüsusiyyətlərindən biri onun antropogen təsir nəticəsində dəyişmə dərəcəsidir. Bura həm hövzə səthinin süni dəyişdirilməsi, (meşələrin qırılması, şumlama, suvarma və qurutma meliorasiyası və s.), həm də hövzədə hidroqrafik şəbəkənin və çayların rejiminin süni dəyişdirilməsi (su anbarları və kanalların inşası, sahillərin bərkidilməsi, sugötürmələr və s.) daxildir.

Hövzənin göllük, meşəlik və s. kimi xarakteristikaları aşağıdakı düstura görə hesablanan müvafiq əmsallarla səciyyələyə bilər:

$$K=f/F, \quad (5.1)$$

burada, f - hövzədə göl, bataqlıq, meşə və s. tutduğu sahə, km^2 ; F - hövzənin sahəsi, km^2 , K - əmsaldır, vahidin hissələri və ya %-lə ifadə olunur.

Hipsoqrafik əyrinin köməyi ilə hövzənin orta hündürlüyünü hesablamaq olar. Bunun üçün şəkil 5.2-də koordinat oxları və hipsoqrafik əyri ilə məhdudlanan fiqurun sahəsini, F^1 , hövzənin sahəsinə, F , bölmək lazımdır. Hövzənin orta hündürlüyü aşağıdakı düstura görə də hesablanı bilər.

$$H_{or} = \frac{1}{F} \sum_{i=1}^n H_i f_i \quad (5.3)$$

burada, H_i -hövzə daxilində ixtiyari hündürlük intervalının orta hündürlüyüdür və bu intervalları məhdudlandıran horizontalların yüksəkliklərinin orta qiyməti kimi təyin olunur; f_i -horizontallar arasında qalan hövzə hissəsinin sahəsi; F -hövzənin tam sahəsi; n -yüksəklik intervallarının sayıdır.

Hövzə səthinin orta meyilliyi bu düstura görə təyin olunur:

$$i_{or} = \frac{\Delta H}{F} \sum_{i=1}^{n-1} l_i \quad (5.4)$$

burada, l_i -horizontalların uzunluğu; ΔH -qonşu horizontalların yüksəklik fərqi (kəsmə yüksəklik); F - hövzənin tam sahəsi; n -yüksəklik intervallarının sayıdır.

Çay şəbəkəsi. Çay hövzəsinin daxilində olan bütün su obyektləri (çaylar, müvəqqəti suaxarlar, kanallar, göllər, su anbarları, buzlaqlar, bataqlıqlar) birlikdə *hövzənin hidroqrafik şəbəkəsini* təşkil edir. Təbii və süni suaxarlar birlikdə *məcrə şəbəkəsi* adlanır.

Çay şəbəkəsi hidroqrafik şəbəkənin tərkib hissəsidir. Çay şəbəkəsi əsas çay və onun müxtəlif dərəcəli qollarından ibarətdir. Əsas çay adətən hövzənin ən uzun, bəzən isə ən bolsulu çayı hesab olunur. Məsələn, Volqa çayı bolsulu Kama çayından uzundur. Missisipi çayı isə daha uzun Missuri çayı ilə müqayisədə daha bolsuludur.

Çayın uzunluğu, L , məcrə boyu çayın mənbəyi və mənsəbi arasındakı məsafədir. Çayın uzunluğu adətən böyük miqyaslı xəritələrə və ya aerofotoşəkillərə görə təyin edilir. Kiçik

miqyaslı xəritələrdən istifadə olunduqda miqyası və çayın ayrılığı nəzərə almaq üçün düzəlişlər edilməlidir. Miqyas nə qədər kiçik və çayın ayrılığı nə qədər çox olarsa, çayın uzunluğunun təyini dəqiqliyi bir o qədər aşağı olur.

Çayın mənbəyi onun öz başlanğıcını götürdüyü yerə deyilir (göl, buzlaq, bataqlıq, bulaq və s.). Adətən mənbədə çayın suyu az olur. Lakin öz başlanğıcını göllərdən götürən bəzi iri çaylar artıq mənbədə çox bolsuludurlar (Neva, Niyara, Mükəddəs Lavrenti və s.).

Çayın mənsəbi onun dənizə, gölə və başqa çaya töküldüyü yerə deyilir. Deltaya malik çayların mənsəbi əsas qolun dənizə töküldüyü yer hesab olunur.

Çay hissəsinin uzunluğunun, L_b bu hissənin kənar nöqtələrini birləşdirən düz xətt parçasının uzunluğuna, l_b nisbəti çayın bu hissədə *ayrılıq əmsalı* adlanır:

$$K_p = L_b / l_b \quad (5.5)$$

Çayın müxtəlif hissələrində çox vaxt bu əmsal 1-3 arasında dəyişir.

Çayın ümumi ayrılıq əmsalı aşağıdakı düstura görə hesablanır:

$$K_p = \Sigma L_i / \Sigma l_i = L / \Sigma l_i \quad (5.6)$$

Çayın uzunluğu, L (km) və hövzənin sahəsi, F (km²) arasında əlaqə var. Məsələn, keçmiş SSRİ çayları üçün aşağıdakı empirik əlaqə alınmışdır:

$$L = 1.36 F^{0.56} \quad (5.7)$$

Hövzə və ya müəyyən bir ərazi daxilində olan bütün çayların uzunluqları cəmi çay şəbəkəsinin ümumi uzunluğu, ΣL_i adlanır. Çay şəbəkəsinin uzunluğunun hövzənin sahəsinə nisbətinə *çay şəbəkəsinin sıxlığı* deyilir:

$$d = \Sigma L_i / f \quad (5.8)$$

burada, d -çay şəbəkəsinin sıxlığı, km/km², f -baxılan ərazinin sahəsidir, km².

Dağlıq ərazilərdə yüksəklik artdıqca, adətən çay şəbəkəsinin sıxlığı da artır. Məsələn, Kür-Araz ovalığında $d=0.05-0.10 \text{ km/km}^2$, Böyük və Kiçik Qafqazın yüksək dağlıq hissəsində isə $d=0.80-1.00 \text{ km/km}^2$ təşkil edir.

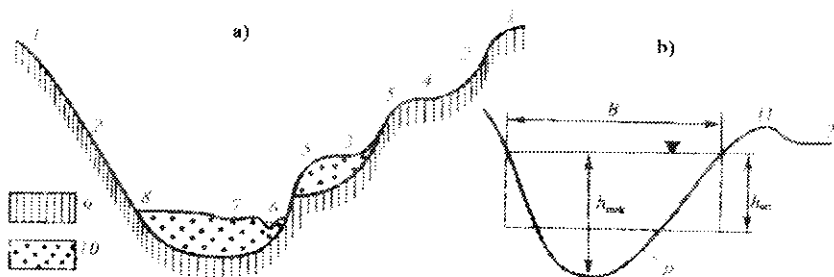
Çay şəbəkəsi planda müxtəlif formalı - ağacşəkilli, düzbucaqlı və s. olur.

Çay şəbəkəsi tektonik və erozion-akkumulyativ proseslərin, buzlaqların hərəkətinin, okean və dənizlərdə səviyyənin irimiqyaslı tərəddüdlərinin mürəkkəb nəticəsidir. Müasir çay şəbəkəsinin formalaşmasının mənşəyini öyrənmək üçün birgə geoloji, paleogeomorfoloji və poleohidroloji tədqiqatlar yerinə yetirilməlidir.

Bir sıra çayların axın istiqaməti yer qabığındakı tektonik sınımlara uyğundur (Nil, Missipi, Amazon, Lena və s.). Xuanxe, Amudərya, Terek və başqa çaylar aşağı axınlarında öz erozion-akkumulyativ fəaliyyətləri nəticəsində istiqamətlərini dəyişmişlər. Xəzər dənizində səviyyənin qalxma və enmə fazalarında Volqa və Kür çaylarının deltalarında məcrə şəbəkəsi müəyyən dəyişikliklərə uğramışdır.

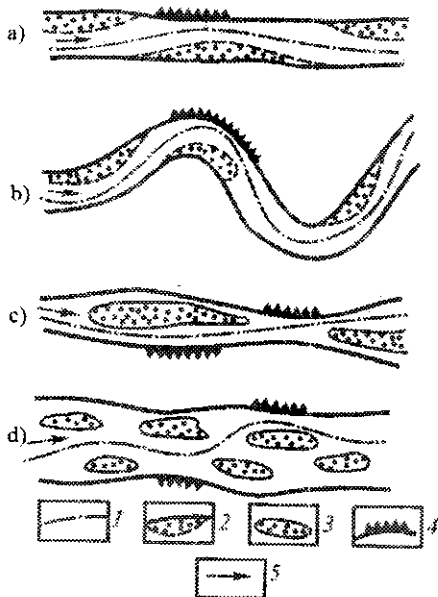
Çayın dərəsi və məcrası. Çay dərələri tektonik, buzlaq və erozion mənşəli olurlar.

En kəsiyinin formasına görə çay dərələri V-şəkilli, kanyonvari, trapesiodal, yeşikvari, təknəvari və s. kimi qruplaşdırılır. Dərənin en kəsiyində (şəkil 5.3) dərənin yamacları və dərənin dibini aydın seçilir. Dərənin dibində çayın məcrası və subasar yerləşir. *Məcrə*, dərənin ən aşağı və azsulu dövrlərdə axın baş verən hissəsidir. *Subasar* isə daşqın zamanı dərənin su altında qalan ən aşağı terrasdır. Qədim çay dərələrinin bir neçə terrası olur.



Şəkil 5.3. Çayın dərəsi (a) və məcrasının (b) en kəsik profili
 1 – dərənin qaş (ana sahil); 2 – ana sahilin çıxıntısı; 3 – birinci suba-sarıüstü terras (akkumulyativ); 4 – ikinci subasarıüstü terras (erozion); 5 – terrasın qaş; 6 – çay məcrası; 7 – aşağı subasar; 8 – yüksək subasar; 9 – ana süxurlar; 10 – allüvial çöküntülər; 11 – məcrayarı bənd.

Planda formasına görə çay dərələri 4 əsas qrupa bölünür: düzxətli, əyrilikli (meandrlı), qollara bölünmüş və dağınıq (şəkil 5.4).



Şəkil 5.4. Çay məcralarının tipləri:
 a – düzxətli; b – meandrlı;
 c – qollara bölünmüş;
 d – dağınıq; 1 – ən böyük dərinliklər xətti; 2 – dayazlıq; 3 – calğam və ya ada; 4 – sahilin yuyulan hissəsi; 5 – axının istiqaməti.

Məcranın əsas morfoloji elementləri bunlardır: döngələr (*meandrlar*), *calğamlar* (yerlərini dəyişə bilən adacıqlar), və ya adalar, *quytullar* (dərın hissə), *növbəli dayazlıq* (dayaz hissə) və *dib qırçınları*.

Çay məcrasında gəmiçilik üçün əlverişli dərinlikləri əhatə edən zolaq *farvater* adlanır. Bəzən planda farvaterdən başqa ən böyük dərinliklər xətti də göstərilir. Məcrada dərinlikləri eyni olan nöqtələri birləşdirən xətt *izobat* adlanır.

Çay məcrasının əsas morfometrik xarakteristikaları (şəkil 5.3b): onun en kəsik sahəsi F , eni, B , maksimal dərinliyi, H_{mak} və orta dərinliyidir, h_{or} . Orta dərinlik aşağıdakı düstura görə təyin edilir:

$$h_{or} = \frac{\omega}{B}. \quad (5.9)$$

Əksər çay məcraları üçün $h_{or} \approx 2/3 h_{mak}$ nisbəti ödənilir. Əyrilikli məcralarda maksimal dərinlik adətən batıq sahilə yaxın yerdə müşahidə olunur.

Hidravlik hesablamalarda məcranın daha iki xarakteristikasından geniş istifadə edilir: yaş (islanmış) perimetrin uzunluğu, p , (şəkil 5.3b) və *hidravlik radius*, R :

$$R = \frac{\omega}{p} \quad (5.10)$$

Yaş (islanmış) perimetr, məcranın en kəsiyinin su altında qalan hissəsinin uzunluğudur. Enli və nisbətən dayaz məcralar üçün hidravlik radius praktik olaraq orta dərinliyə bərabərdir, çünki belə hallarda $p=B$.

Məcranın maksimal eni bir neçə kilometrə (Amazon çayı), maksimal dərinliyi 100-110 metrə (Yenisey çayının mənsəbə yaxın hissəsində) çata bilər.

5.3. ÇAYLARIN QIDA MƏNBƏLƏRİ

Yer kürəsinin bütün çaylarının əsas qida mənbəyi atmosfer yağıntılarıdır. Çay hövzəsinə düşən yağıntılar *səth axımı* əmələ gətirir və daşqın zamanı çayların əsas qidasını təşkil edir. Qış dövründə hövzədə formalaşmış qar örtüyü ilin isti dövründə əriyərək çayları qidalandırır. Yüksək dağlarda əmələ gələn qar örtüyü bəzi illərdə tam ərimir, daimi qarların ehtiyatını artırır, buzlaqların formalaşmasına şərait yaradır. Bu qar və buzlaqların ərinti suları da *çayların qida mənbəyi* rolunu oynayır. Ərinti və yağış sularının bir hissəsi torpaq-süxur qatından süzülərək yeraltı suların ehtiyatını artırır. Yeraltı suların hərəkət sürəti səth sularına nisbətən zəif olsa da, onlar da çayları qidalandırır. Beləliklə, çayların 4 əsas qida mənbəyi var: *yağış, qar, buzlaq və qrun (yeraltı) suları*.

Müxtəlif qida mənbələrinin axımın əmələ gəlməsində rolunu ayrı-ayrı fiziki-coğrafi rayonların çayları üçün fərqlidir. Bu fərqlər başlıca olaraq iqlim amillərindən–yağıntıların və temperaturun il ərzində paylanmasıdan asılıdır. Azərbaycanın bəzi çayları üçün qida mənbələrinin kəmiyyət göstəriciləri cədvəl 5.1-də verilmişdir.

Qida mənbələrini kəmiyyətcə qiymətləndirmək üçün *çayın hidroqrafı* genetik parçalanır. Bu məqsədlə müxtəlif üsullardan istifadə olunur. Onların ən sadəsinə görə *qış və yay azsulu dövrlərdə* müşahidə olunmuş minimal su səflərinə uyğun nöqtələr düz xətlə birləşdirilir. Hidroqrafın bu xətdən aşağı hissəsi yeraltı axımın, yuxarı hissəsi isə səth axımının kəmiyyətinə uyğundur. Lakin hidroqrafı belə parçaladıqda çaya yeraltı suların axımının rejimi nəzərə alınmır.

Ümumiyyətlə, hidroqrafı parçalamaq üçün istifadə olunan üsulların hamısı subyektiv xarakter daşıyır və qida mənbələrini təxmini qiymətləndirməyə imkan verir. Hesablamaların dəqiq-

liyini artırmaq üçün məcra və yeraltı sular arasında hidravliki əlaqənin olub-olmaması nəzərə alınmalıdır.

Cədvəl 5.1.

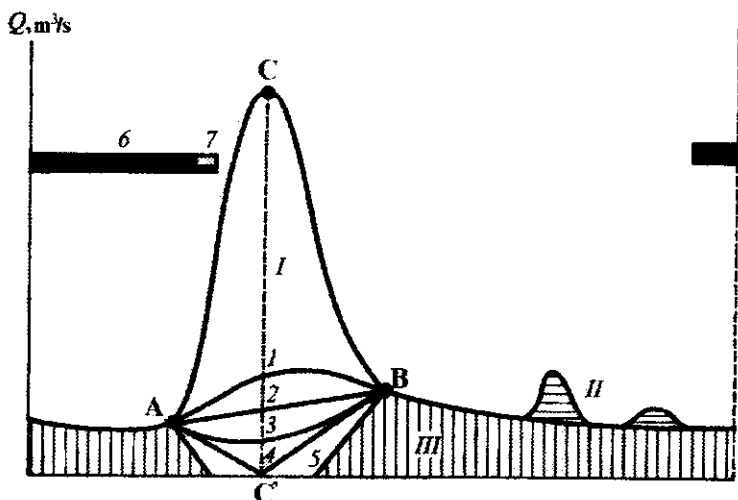
Çayların qida mənbələri

№	Çay-məntəqə	Qida mənbələri, %		
		Qar suları	Yağış suları	Yeraltı sular
1	Kür-Mingəçevir	52	18	30
2	Katexçay-Kəbizdərə	23	25	52
3	Damarçiq-mənsəb	28	16	56
4	Türyançay-Savalan	18	21	61
5	Şəmkiçay-Barsum (Yuxarı-Çaykənd)	38	17	45
6	Gəncəçay-Zurnabad	36	18	46
7	Tərtər-Madagiz	20	9	71
8	Qarqarçay-Ağakörpü	22	47	31
9	Araz-Qaradonlu	38	16	46
10	Həkəri-Abdallar	38	13	49
11	Qusarçay-Quzun	64	7	29
12	Ceyrankeçməz-Sanqaçal	-	98	2
13	Göytəpəçay-Göytəpə	-	88	12
14	Viləşçay-Şıxlar	6	73	21
15	Lənkərançay-Sifidor	3	71	26

Dağ çaylarında məcra və yeraltı sular arasında *hidravliki əlaqə* yoxdur, yəni qunt (bulaq) suları sərbəst halda məcraya axır. Yeraltı suların rejiminə çay sularının rejimi təsir göstərmir. Lakin yeraltı və səth axımlarının rejimləri oxşardır. Yalnız

yeraltı axımın maksimumu səth axımının maksimumuna nisbətən gecikir.

Düzən çaylarında çox vaxt məcrə və yeraltı sular arasında hidravliki əlaqə müşahidə olunur. Bu halda, çayda suyun səviyyəsi qalxdıqda çaya yeraltı axım azalır. Çayda səviyyə yeraltı suların səviyyəsindən yuxarı olduqda, çay sahil zonanın yeraltı sularını qidalandırmğa başlayır. Bu proses daşqın və ya gursululuğun maksimumu müşahidə olunana qədər davam edir (şəkil 5.5). Çayda səviyyə düşdükcə, sahillərə süzölmüş su yenidən məcraya qayıtmağa başlayır.



Şəkil 5.5. Çayın hidroqrafının qida mənbələrinə görə parçalanma sxemi:

qida mənbəyi: I – qar suları, II – yağış suları, III – yeraltı sular; A, B və C – yaz gursulu dövrünün başlanğıcı, sonu və piki; 1-5 – yaz gursulu dövründə çay və qrunut sularının müxtəlif qarşılıqlı əlaqəsi tipində qar suları və yeraltı sularla qida mənbələrini ayıran xətlər; 6 – buz örtüyü; 7 – buz axımı.

Çayların su balansı öyrəniləndikdə çay axımının hidroqrafı iki toplanana parçalanır: yeraltı və səth axımı.

M.İ.L.voviç Yer kürəsi çaylarının qida mənbələrinə görə təsnifatını vermiş və çayları 40 tipə bölmüşdür. Dörd əsas qida mənbəyinin hər birini kəmiyyətcə qiymətləndirmək üçün o, aşağıdakı qradasiyalari (bölgüləri) 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 suyu ilə qidalı çay tipinə aid olunur. Əgər, hər bir qida mənbəyinin payı 50%-dən az olarsa, belə çay *qarışıq qidalı çay* tipinə aid edilir. Buzlaq suyu ilə qidalanan çaylar üçün qradasiyalar 50%-dən çox, 25-50% və 25%-dən az qəbul edilmişdir.

5.4. ÇAY HÖVZƏLƏRİNİN SU BALANSI

Çoxillik dövr üçün çay hövzəsinin *su balansı tənliyi* aşağıdakı kimidir:

$$R=P-E, \quad (5.11)$$

burada, R -orta axım layı, mm ; P -sutoplayıcıya düşən atmosfer yağıntıları, mm ; E -sutoplayıcının səthindən cəm buxarlanmadır, mm .

Su balansının bu tənliyi aşağıdakı şərtlər ödəniləndikdə doğrudur:

- Hövzədəki qrunut suları çayın qidalanmasında iştirak edir;
- Qonşu çaylarla yeraltı su mübadiləsi baş vermir;
- Atmosfer yağıntılarının əmələ gətirdiyi sular fəal su mübadiləsi zonasından kənara infiltrasiya olunmur;

- Çayın qidalanmasında artezian suları iştirak etmir.

Bu sadalanan şərtlər ödənilmirsə, onda su balansı tənliyi aşağıdakı şəkildə yazılır:

$$R=P-E \pm R_y, \quad (5.12)$$

burada, R_y -suyun dərin su horizontlarına infiltrasiyanı ($-R_y$) və ya çayın əlavə yeraltı sularla ($+R_y$) qidalanmasını səciyyələndirir.

Öyrənilən çayla qonşu çaylar arasında yeraltı su mübadiləsinin hidrodinamik metodlarla birbaşa qiymətləndirmək üçün geniş hidrogeoloji tədqiqatlar və quyuların su rejimi üzərində müşahidələr yerinə yetirilməlidir. Belə tədqiqatlırsız, daha doğrusu öyrənilməmiş çaylar üçün $\pm R_y$ elementini təyin etmək və ya qiymətləndirmək qeyri-mümkündür. Hətta, hidrogeoloji şəraiti yaxşı öyrənilmiş çay hövzələri üçün bu elementin kəmiyyəti su balansı hesablamalarının xətası səviyyəsində olur.

İllik axım normasını təyin etmək üçün su balansı tənliyi o halda tətbiq edilə bilər ki, $\pm R_y$ elementinin kəmiyyəti o qədər də böyük olmasın və bu halda o, hesablamalarda nəzərə alınmaya bilər. Belə yanaşma geoloji şəraiti mürəkkəb olmayan ərazilərdə yerləşən orta çaylar üçün düzgündür. Hətta, bu halda da su balansı tənliyi ilə bağlı bir sıra hidrometeoroloji problemlər nəzərə alınmalıdır.

Cədvəl 5.2-də Yer kürəsinin bəzi iri çay hövzələri üçün su balansı elementlərinin qiymətləri verilmişdir.

Çay hövzələrinin su balansı

Çay-məntəqə	Materik, region	İqlim qurşağı	Yağın- lar, <i>mm</i>	Buxar- lanma, <i>mm</i>	Çay axımı		
					İllik axım, <i>mm</i>	Yeraltı axım %	Səth axımı %
Niger-Kulikoro	Afrika	Ekvatorial	1550	1145	405	21	79
Mekonq-Pnom-Pen	Cənub-şərqi Asiya	Tropik	1460	830	630	25	75
Aqusan-Talakoqon	Filippin adaları	Tropik	4100	1520	2580	65	35
Murrey-Tindaldra	Avstraliya	Tropik	1290	960	330	42	58
Oranj-Priska	Afrika	Tropik	503	471	32	23	77
Akonkaqua-Rio Blanco	Cənubi Amerika	Tropik	800	79	721	45	55
Fərat – Hit	Cənub-qərbi Asiya	Subtropik	300	190	110	35	65
Los Anjeles – Lonq Biç	Şimali Amerika	Subtropik	350	305	45	6	94
Temza – Deyr illər	Avropa	Mülayim	695	435	260	30	70
Dunay – Şofştal	Avropa	Mülayim	976	596	380	50	50
Reyn – Lyusternau	Avropa	Mülayim	1505	305	1200	47	53
Qanq – Ramqanqi	Asiya	Subekvatoril	1182	790	392	23	77
Yukon – Uaytxors	Şimali Amerika	Subarktik	570	170	400	46	54

5.5. ÇAYLARIN SU REJİMİ VƏ ONUN ƏSAS FAZALARI

Bir sıra amillərin təsiri nəticəsində çaylarda suyun səviyyəsi və sərfi, həmçinin meyllik və axın sürəti dəyişir. Səviyyə, su sərfi, meyllik və sürətin zamana görə birgə dəyişməsi *su rejimi* adlanır.

Çayın canlı en kəsiyindən bir saniyədə keçən suyun miqdarına *su sərfi* (Q , m^3/s) deyilir. Su səthinin müəyyən bir daimi müqayisə müstəvisindən hesablanan hündürlüyünə *suyun səviyyəsi* (H , sm) deyilir.

Çayların rejim xüsusiyyətləri ilk növbədə iqlim amillərindən asılıdır. İqlimi isti olan ölkələrdə çayların rejiminə təsir göstərən başlıca amil atmosfer yağıntıları və buxarlanmanın illik gedişidir. Hövzələri mülayim və soyuq iqlim qurşaqlarında yerləşən çayların rejiminə isə həm də havanın temperaturunun illik gedişi böyük təsir göstərir.

Çayın su rejiminin illik gedişini bir neçə səciyyəvi dövrə bölmək olar və bunlar *su rejiminin fazaları* adlanır. Bu fazaların başlıca xüsusiyyətləri və davamiyyəti çayın qidalanma şəraitindən və onun il ərzində dəyişməsindən asılıdır. Müxtəlif çaylar üçün fazaların sayı eyni deyildir və 2-4 arasında dəyişir. Bəzi çaylarda dörd faza müşahidə olunur: məsələn, yaz gursulu dövrü, yay aralıq faza, payız daşqınları, qış aralıq faza. Bəzi çaylarda payız daşqınları, bəzilərinə isə yay aralıq faza müşahidə edilmir.

Su rejiminin hər il eyni bir mövsümdə təkrarlanan, çayın sululuğunun uzunmüddətli və əhəmiyyətli dərəcədə artdığı fazası *gursululuq* adlanır.

Müxtəlif iqlim tiplərində gursululuq ilin müxtəlif mövsümlərində müşahidə olunur. Əgər çayın əsas qida mənbəyi mövsümi qarların və ya buzlaqların ərinti sularındırsa, onda gursulu-

luq yazda və yayda keçir. Yaz gursululuğu kontinental iqlimli düzənlik ərazi çayları üçün səciyyəvidir. Qış mövsümü uzun müddət davam edən şimal rayonlarının çayları istisna təşkil edir (Yukon, Anadır). Yüksək dağlıq ərazi çaylarının qidalanmasında buzlaqlar da iştirak etdiyinə görə, gursulu dövr yayda müşahidə edilir (Pamir, Tyan-Şan, Qafqaz çayları).

Yağışların əmələ gətirdiyi gursululuq ilin bütün mövsümlərində ola bilər. Musson iqlimli rayonlarda yağış gursululuğu yaz və yay daxil olmaqla, ilin bütün isti dövrünü əhatə edir (Şərqi Asiya çayları).

Orta Avropa, Cənubi Skandinaviya, Şimali Amerika (ABŞ), Kiçik Asiyanın mərkəzi və şimal hissələri və Xəzərin cənub sahillərinin çaylarında yağış gursululuğu yazda müşahidə olunur. Payız gursululuğu ekvatorial zona çayları üçün səciyyəvidir (Amazonun aşağı axınında onun sağ və sol qolları, Nil, Niger və s.). Aralıq dənizi iqlim tipi üstünlük təşkil edən ərazi çaylarında gursulu dövr qışa təsadüf edir. Belə ərazilərə misal olaraq Cənubi və Qərbi Avropanı, Cənub-Qərbi Asiyayı, Avstraliyanın qərb və cənub hissələrini, Yeni Zelandiyanı, Şimali Afrikayı (Əlcəzair), Cənubi və Şimali Amerikanın Sakit okean sahillərini göstərmək olar.

Çay hövzəsinə yağışın yağması nəticəsində çayda su sərfinin qısamüddətli kəskin qalxması və düşməsi *yağış daşqını* adlanır. Yağış daşqınlarının gursululuqdan əsas fərqləri nisbətən qısamüddətli olmaları, il ərzində müxtəlif vaxtlarda müşahidə edilmələri və axım həcmnin az olmasıdır.

Aralıq fazada (qıtsulu faza) çayın sululuğu gursululuq və daşqın fazaları ilə müqayisədə çox az olur. Çayların əksəriyyəti üçün yay və qış aralıq fazaları səciyyəvidir. Bu fazalarda çaylar başlıca olaraq yeraltı sularla qidalanır. Arid zonada yayda qırt sularının tükənməsi nəticəsində kiçik çaylar quruya bilər. Daimi donuşluq zonasının sərt iqlim şəraitində çaylar

qışda donur.

B.D.Zaykov çayların su rejiminin xarakterini təhlil edərək, keçmiş SSRİ çaylarının təsnifatını vermişdir. O, bütün çayları 3 qrupa bölür: gursululuq yazda müşahidə olunan çaylar; gursululuq ilin isti dövründə müşahidə olunan çaylar; daşqın rejimli çaylar.

İlin gursululuq istisna olmaqla qalan dövrü ərzində çayların rejim xüsusiyyətlərini nəzərə alaraq B.D.Zaykov hər qrupun çaylarını bir neçə tipə bölür. Birinci qrup çayları beş tipə ayrılır: Qazaxıstan, Şərqi Avropa, Qərbi Sibir, Şərqi Sibir və Altay tipləri. İkinci qrupda iki tip çay var: Uzaq Şərq və Tyan-Şan tipləri. Üçüncü qrupa isə üç tip çay daxildir: Şimali Qafqaz, Kırım (Lənkəran) və Qara dəniz sahili tipləri.

Su sərfələrinin il və ya onun müəyyən bir hissəsi ərzində gedişini səciyyələndirən kəsilməz əyri *hidroqraf* adlanır.

5.6. ÇAY AXIMI

5.6.1. Çay axımının kəmiyyət xarakteristikaları

Hidrologiyada çay axımının bir sıra kəmiyyət xarakteristikalarından istifadə olunur: su sərfi, axım həcmi, axım layı, axım modulu və axım əmsali.

Su sərfi çay axımının başlıca xarakteristikasıdır. Çayın en kəsiyindən bir saniyədə keçən su həcminə *su sərfi* deyilir (Q , m^3/s).

Müəyyən bir zaman intervalı üçün (dekada, ay, mövsüm, il, bir neçə il) orta su sərfi aşağıdakı düstura görə hesablanır:

$$\bar{Q} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Q_i \quad (5.13)$$

burada, Q_i -orta sutkalıq su sərfələri; n -baxılan zaman intervalında sutkaların sayıdır.

Məsələn, adi il üçün orta illik su sərfini təyin etdikdə bütün

orta sutkalıq su sərfələri cəmlənir və 365-ə bölünür.

Orta çoxillik su sərfi (o, çox zaman “axım norması” adlandırılır və Q_o ilə işarə olunur) oxşar yolla hesablanır:

$$Q_o = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Q_i \quad (5.14)$$

burada, Q_i -orta illik su sərfələri; N -illərin sayıdır.

Çayın ən kəsiyindən müəyyən zaman intervalında keçən suyun miqdarına *axım həcmi* deyilir. O, bu düstura görə hesablanır:

$$W = \bar{Q} \Delta t, \quad (5.15)$$

burada, W -axım həcmi, m^3 ; $\bar{Q} \Delta t$ zaman intervalı üçün orta su sərfidir (Q , m^3/s və Δt , s). Böyük çayların axım həcmi km^3 ilə ifadə etmək daha rahatdır. Bu halda aşağıdakı düstur tətbiq edilir:

$$W = \bar{Q} \Delta t \cdot 10^{-9}. \quad (5.16)$$

Əgər, Δt zaman intervalı bir ilə bərabər olarsa, (1 ildə $31,5 \cdot 10^6$ saniyə var), axırncı iki düstur müvafiq olaraq, aşağıdakı kimi yazıla bilər:

$$W = \bar{Q} \cdot 31,5 \cdot 10^6, \quad (5.17)$$

$$W = \bar{Q} \cdot 31,5 \cdot 10^{-3} \quad (5.18)$$

burada, axım həcmi birinci düsturda m^3 ikincidə isə km^3 -lə alınır.

Müəyyən zaman intervalında çay sutoplayıcısından axan suyun miqdarını sutoplayıcı sahə üzrə bərabər payladıqda alınan su layının qalınlığına *axım layı* deyilir:

$$h = \frac{W}{F} \cdot 1000 \quad (5.19)$$

burada, h -axım layı, mm ; W -axım həcmi, m^3 və ya km^3 ; F -sutoplayıcı sahədir, km^2 .

Çay sutoplayıcısının vahid sahəsindən (adətən $1 km^2$) 1 saniyədə axan suyun miqdarına *axım modulu* deyilir və o, belə hesablanır:

$$q=Q \cdot 10^3/F, \quad (5.20)$$

burada, q - axım moduludur, $l/(s \cdot km^2)$

Axım layı və axım modulu arasında əlaqə ixtiyari zaman intervalı üçün ümumi halda aşağıdakı kimidir:

$$h=q\Delta t \cdot 10^{-6}. \quad (5.21)$$

Əgər, $\Delta t=1$ il olarsa, onda

$$h=q \cdot 31,5. \quad (5.22)$$

Axım layının, h , onu yaradan atmosfer yağıntılarının miqdarına, X , nisbəti *axım əmsalı* adlanır:

$$a = h/X. \quad (5.23)$$

Axım əmsalı, adətən axım layı və atmosfer yağıntılarının orta çoxillik kəmiyyətlərinə görə hesablanır. Axım əmsalının ölçü vahidi yoxdur və onun mümkün qiymətləri 0 və 1 arasında dəyişir.

5.6.2. Çay axımının əsas fiziki-coğrafi amilləri

Axım təbii hadisədir və quruda sərbəst suyun qravitasiya (ağırlıq) qüvvələrinin təsiri altında hərəkətinə deyilir. O, hidroloji dövrənin mühüm elementidir.

Quruda (kontinentlərdə) yaranan axımın demək olar ki, hamısı əvvəl-axır çay şəbəkəsinə daxil olur və buna görə də adətən onu “*çay axımı*” adlandırırlar. Çox vaxt “çay axımı” termininin ekvivalenti kimi “*səth axımı*” və ya “*yerüstü axım*” ifadəsindən istifadə olunur. Əslində belə yanaşma reallığı tam əks etdirmir. Dar mənada səth axımı, axımın növlərindən biridir: məsələn, yağış axımı, qar və ya buzlaqların ərinti suları. Geniş mənada səth axımı qurunun səthinə düşən atmosfer yağıntılarından əmələ gələn suyun buxarlanmayan və qravitasiya qüvvələrinin təsiri altında Dünya okeanı və ya axarsız göllərə çatan hissəsidir. Bu halda suyun hərəkəti yalnız qurunun səthində baş vermir. Lakin okeana çatana kimi su hökmən yerin səthinə

çıxmalıdır.

Klassik hidrologiyada çay axımı iki toplanana ayrılır:

- səth axımı;
- yeraltı axım.

Nəzərə almaq lazımdır ki, çay hövzəsində əmələ gələn axımın bir hissəsi dərin qatlara süzülərək çayın qidalanmasında iştirak etməyə və birbaşa okeana axa bilər.

Axım çay hövzələrində çoxsaylı proseslərin nəticəsində formalaşır:

- sutoplayıcı səthə yağıntıların düşməsi və onların bitki örtüyü ilə qismən tutulması;
- qar örtüyünün əmələ gəlməsi (əgər, yağıntılar qar şəklindədirsə);
- qar örtüyündə istilik enerjisinin dinamikası, onun əriməsi və su verməsi;
- infiltrasiya və səth axımının əmələ gəlməsi;
- səth axımının hövzədəki çökəklərdə akkumulyasiyası;
- yeraltı axımın formalaşması;
- suyun məcrada hərəkəti və axımın məcrada transformasiyası.

Axım amilləri, çay axımının yaranmasına birbaşa və dolayı yolla təsir göstərən səbəblərdir. Çayların rejiminə və axım xarakteristikalarına təsir göstərən bütün *fiziki-coğrafi amillər* iki qrupa bölünür: iqlim və səth amilləri.

İqlim amillərinin ərazi üzrə paylanması iqlim qurşaqları və atmosfer sirkulyasiyasının xarakteri ilə əlaqədardır. Buna görə də bu qrup amillər coğrafi zonallıq qanununa tabedir.

Yer səthi amillərinin əksəriyyəti yerli əhəmiyyətə malikdir və azonal amillər qrupuna aiddir.

Çay axımının fiziki-coğrafi amillərini, onların genetik təsirini nəzərə almaqla üç qrupa bölmək olar: axım əmələgətirən,

dolayı və şərti amillər. Birinci qrupa çay axımını birbaşa yaradan amillər daxildir: atmosfer yağıntıları, yeraltı sular. İkinci qrup amillər axım əmələgətirən amillərin zamana görə və ərazi üzrə paylanmalarını dəyişdirmək yolu ilə çayların rejiminə və axımına təsir göstərir (buxarlanma, hava və torpağın temperaturu, havanın rütubət çatışmazlığı, sutoplayıcının relyefi, göllər, bataqlıqlar, meşələr, hövzənin geoloji quruluşu və s.). Bu dolayı amillər axımın əmələ gəlməsində birbaşa iştirak etmir. Üçüncü qrup amillər (şərti amillər) axım əmələ gətirən və dolayı amillərin integral göstəriciləridir: hövzənin sahəsi və orta hündürlüyü, məcrə və yamacların meyilliyyəti, çay şəbəkəsinin sıxlığı, sutoplayıcının forma əmsalı və s.

Fiziki-coğrafi amilləri, onların zamana görə dəyişmə sürətini nəzərə almaqla iki qrupa bölmək olar: meteoroloji və ya tez dəyişən amillər (atmosfer yağıntıları, buxarlanma, rütubətlik və başqa meteoroloji elementlər), və ləng dəyişən amillər (iqlim, orografiya, göllər, buzlaqlar, hövzənin morfometrik göstəriciləri və s.).

İqlim amilləri. Atmosfer yağıntıları. Atmosfer yağıntıları təbiətdə su dövrünün əsas tərkib hissəsidir. Uzun müddət yağıntı olmadıqda kiçik çaylar və sututarlar quruyur. Yağıntılar həm də yeraltı suların əsas qida mənbəyidir. Lakin çay axımının müxtəlif xarakteristikalarının formalaşmasında yağıntıların rolu müxtəlifdir. Maksimal axıma yağıntıların təsiri çox böyük, minimal axıma isə aşkar şəkildə çox zəifdir.

Yağıntılar ərazi üzrə və zamana görə qeyri-bərabər paylanır. Hidroloji proseslər öyrənilərkən həmişə yağıntıların ərazi üzrə paylanması nəzərə alınır. Yağıntıların miqdarına ərazinin okeanlara yaxın və ya onlardan uzaq yerləşməsi, relyef, bitki örtüyü və s. təsir göstərir.

Dağlıq ərazilərdə çox zaman hündürlük artdıqca yağıntılar da çoxalır. Yamacların ekzpozisiyası da yağıntılara təsir edir.

Belə ki, rütubət gətirən küləklərə istiqamətlənmiş yamaclarda yağıntıların miqdarı əks ekspozisiyalı yamaclara nisbətən daha çox olur.

Yağıntıların artması müəyyən hündürlüyə qədər müşahidə olunur. Müxtəlif dağ sistemlərində bu hündürlüklər fərqlidir. Yüksək dağlıq zonada müşahidə məlumatları məhdud olduğundan, yağıntıların hansı hündürlüyə qədər artdığını dəqiq təyin etmək mümkün olmur. Məsələn, Cənubi Qafqazın bəzi rayonlarında artıq 2000m yüksəklikdən başlayaraq yağıntıların azalması müşahidə edilir. Alp dağlarında isə yağıntılar 3000m-ə qədər artır. Dağlıq ərazilərin daxili rayonlarına qonşu rayonlara nisbətən az yağıntı düşür.

Bəzi dağlıq ərazilərdə yağıntıların miqdarı hündürlüyə görə, əksinə, azalır.

Meşələr yağıntıların miqdarına iki istiqamətdə təsir göstərir. Bir tərəfdən, meşə kələ-kötürlüyü artırdığına görə havanın aşağı qatlarının hərəkətini zəiflədir və bu yağıntıların çoxalması ilə nəticələnir. Digər tərəfdən isə, yağıntıların bir hissəsi ağacların yarpaqlarını və gövdələrini isladaraq yer səthinə gəlib çatmır. Buna görə də meşəli və meşəsiz çay hövzələrində yağıntıların miqdarı fərqli olur. Bu fərq meşələrin növ tərkibindən, ağacların yaşından və sıxlığından asılıdır.

İri sututarlar üzərində yağıntılar qonşu quru sahələrinə nisbətən az düşür. Bu, su səthində kələ-kötürlük az olduğundan hava axınlarının turbulentliyinin zəif olması ilə əlaqədardır. Sututarlar üzərində yağıntıların azalma dərəcəsi təkcə sututarın coğrafi mövqeyindən deyil, həm də onun morfometrik göstəricilərindən asılıdır. Buna görə də sututar üzərində yağıntı layını dəqiq təyin etmək üçün müşahidələr bilavasitə sututarın üzərində aparılmalıdır. Lakin belə məlumatlar çox az olduğu üçün adətən sahilə yaxın yerləşmiş məntəqələrin məlumatlarından istifadə edilir.

Qurunun çox hissəsində atmosfer yağıntıları həm bərk (qar), həm də maye (yağış) halında düşür. Qafqazın dağətəyi hissəsində bərk yağıntılar illik yağıntıların 20%-ni təşkil edir. Lakin hündürlük artdıqca belə yağıntıların payı da artır. Məsələn, 2500 *m* hündürlükdə bərk yağıntılar Qərbi Qafqazda 60%, Şərqi Qafqazda isə 80% təşkil edir. Mərkəzi Asiyanın dağlıq rayonlarında maye yağıntılar hündürlük artdıqca hər 100 *m*-də 2% azalır, qar xəttindən hündürdə isə yay aylarında maye yağıntılar 10-12% təşkil edir.

Bərk yağıntıların payı az olan ərazilərdə də onların çay axımının əmələgəlməsində rolu böyükdür: bütün soyuq dövr ərzində çay hövzəsində qar yığılır və yazda gursulu faza axımının əsas hissəsini formalaşdırır.

Qar örtüyündəki su ehtiyatı onun qalınlığından və qarın sıxlığından asılıdır. Dağlıq ərazilərdə qar örtüyü düzənlik ərazilərə nisbətən daha qalın olur. Məsələn, Qərbi Qafqazın bəzi rayonlarında onun qalınlığı bir neçə metrə çatır.

İlin isti dövründə axımın əmələ gəlməsi təkcə düşən yağıntıların miqdarından deyil, həm də onların davamiyyətindən və şiddətliyindən asılıdır. Dağlıq rayonlarda hündürlük artdıqca yağıntıların davamiyyəti də artır.

N.E.Dolqov yağıntılar və axım üzərində paralel müşahidələr apararaq, yağışları iki qrupa bölmüşdür:

1. Axım əmələgətirən yağışlar;
2. Axım əmələgətməyən yağışlar.

Müəyyən edilmişdir ki, Şimali Donbasda axımın əmələ gəlməsi üçün yağış layı 10-15 *mm*-dən çox olmalıdır. Bu kəmiyyət təbii zonalardan asılı olaraq dəyişir. Məsələn, meşə zonasında kifayət qədər nəm torpaq üçün axım əmələgətirən yağış layı 0-5 *mm*, quru torpaq üçün isə 40-45 *mm*-ə qədərdir. Meşə-çöl zonası üçün bu kəmiyyətlər müvafiq olaraq 10-20 *mm* və 80-100 *mm*-dir.

Buxarlanma və transpirasiya. Buxarlanma suyun yer səthindən atmosfərə miqrasiya prosesidir. Onun kəmiyyəti günəş radiasiyasından, su səthi ilə onun üzərindəki hava qatında olan su buxarının elastikliyinin fərqindən asılıdır. Buxarlanmaya həmçinin temperatur, küləyin sürəti, atmosfer təzyiqi təsir göstərir.

ABŞ-ın kontinental hissəsinin şimal-şərqindən Cənubi Kaliforniya istiqamətində göllərin səthindən orta illik buxarlanma 508 mm-dən 2180 mm-ə qədər dəyişir. Arid və semi-arid rayonlarda göllərdən buxarlanma çox zaman yerli yağıntı layından çox olur. Rio-Qrande çayı üzərindəki Elefant-Byutt su anbarının səthindən hər il 1900mm və ya 106 mln. m³ su buxarlanır. Bu qədər su Nyu-York kimi iri şəhəri bir ay ərzində içməli su ilə təchiz etməyə kifayətdir.

Buxarlanma çay hövzəsinin su balansının başlıca çıxar hissəsidir. O, çayların rejiminə, xüsusilə isti dövrdə güclü təsir göstərir. Müxtəlif səthlərdən buxarlanmanı hesablamaq üçün su və istilik balansı tənliklərindən, turbulent diffuziya metodu və buxarlandırıcıların məlumatlarından istifadə olunur. Hesablamaların tələb olunan dəqiqliyindən və ilkin məlumatların xarakterindən asılı olaraq aşağıdakı üsullardan biri istifadə üçün seçilir:

- Su balansı metodu;
- İstilik balansı metodu;
- Turbulent diffuziya metodu.

Transpirasiya bitkilərin həyatı və inkişafı üçün zəruri olan fizioloji prosesdir və aşağıdakı əsas mərhələlərdən ibarətdir:

1. Bitkinin kök sisteminin torpaqdan suyu qəbul etməsi;
2. Suyun oduncaqda nəql olunması;
3. Suyun artıq hissəsinin yarpaqlardan atmosfərə buxarlanması.

Vegetasiya dövründə bir günəbaxan və ya qarğıdalı bitkisi

200 litrə qədər su buxarlandırır. Bir palıd ağacı isə bir gündə 160 litr su transpirasiya edir.

Transpirasiyaya sərf olunan su kütləsinin məhsulun (quru qalığın) kütləsinə nisbəti, *transpirasiya əmsali*, K , adlanır. Məhsulun kütləsi hesablandıqda bitkilərin həm yerüstü hissələrinin, həm də kök sistemlərinin kütlələri nəzərə alınır.

Transpirasiya əmsalının qiyməti müxtəlif bitkilər üçün 200-1000 arasında dəyişir (cədvəl 5.3).

Cədvəl 5.3.

Müxtəlif bitkilər üçün transpirasiya əmsali

Bitki	K	Bitki	K
Buğda	333-554	Qarabaşaq	371-646
Yulaf	401-665	Günəbaxan	490
Arpa	365-539	Kartof	281-448
Darı	275-427	Şəkər çuğunduru	377-497
Çəltik	811	Çovdar	377-744

Bir hektar sahədən bitkilərin transpirasiyasına sərf olunan suyun miqdarı (M_t , m^3/ha) aşağıdakı düsturla hesablanır:

$$M_t = Ku, \quad (5.24)$$

burada, K -transpirasiya əmsali; u -1 ha sahədəki məhsulun quru qalığının kütləsi, t/ha .

İri təbii və əkin sahələrindən transpirasiyanı ölçmək praktiki nöqteyi-nəzərdən mümkün olmadığı üçün, təcrübədə bitkilərin suya tələbatının təyini ilə kifayətlənilir. Cədvəl 5.4-də bəzi bitkilər üçün bu kəmiyyətlər verilmişdir.

**Bitkilərin vegetasiya dövründə suya tələbatı
(Kolorado-Ştatı, Monte-Roza rayonu)**

Bitki	Suya tələbat, <i>mm</i>
Yonca	673
Qarğıdalı	500
Buğda	368
Ot bitkiləri	592
Təbii çəmən	947

A.Meyerə görə vegetasiya dövründə iynəyarpaqlı meşələr üçün transpirasiya 100-150*mm*, enliyarpaqlı meşələr üçün 200-300*mm*, müxtəlif otlar və çöl bitkiləri üçün 230-250*mm*-dir.

Transpirasiyanın kəmiyyəti müxtəlif fiziki-coğrafi amillərdən asılıdır: qrunut sularının yerləşmə dərinliyi, rütubət çatışmazlığı, küləyin sürəti, torpağın temperaturu, torpağın fiziki xassələri, bitkilərin növü, yaşı və s.

Qrunut suları 5*m*-dən dərinədə yerləşəndə buxarlanma və transpirasiya demək olar ki, müşahidə olunmur. Havanın rütubət çatışmazlığı artdıqca, transpirasiya sürətlənir. Havanın temperaturu yüksəldikcə də transpirasiya çoxalır. Ən az transpirasiya temperaturun ən aşağı qiymətlərinə uyğundur. Qışda enliyarpaqlı meşələrdə transpirasiya illik transpirasiyanın cəmi 0.4-4%-ni təşkil edir.

Bitki örtüklü və bitki örtüyü olmayan torpağın səthindən buxarlanma yağıntıların miqdarından asılıdır. Bitki örtüyü olmayan torpaq səthindən illik buxarlanma illik yağıntının miqdarı artdıqca tədricən çoxalır. Bitki örtüklü torpaq səthindən isə buxarlanma kəskin artır. Su səthindən buxarlanma isə, yağıntılar

artdıqca, əksinə, azalır. Bu havanın rütubət çatışmazlığı və gənəşli günlərin sayının azalması ilə izah olunur. İllik yağıntıların miqdarı 760 mm olduqda bitki örtüklü torpaq və su səthindən buxarlanma eyni olur.

Hövzə səthinin amilləri. Hövzə səthinin amilləri çay axımının ləng dəyişən amilləri qrupuna aiddir. Bu amillərin zaman dəyişkənliyi çox zəif olduğu üçün belə hesab edilir ki, onlar bir neçə onillik ərzində heç dəyişmir. Hövzə səthinin amilləri başlıca olaraq litosferlə bağlıdır.

Relyef. Axıma təsir baxımından relyefin aşağıdakı göstəriciləri daha böyük maraq kəsb edir: sutoplayıcının okean səviyyəsindən orta hündürlüyü, hövzədə hündürlüklərin dəyişmə diapazonu, ərazinin parçalanma dərəcəsi, yamaqların ekspozisiyası.

Relyefin elementləri üç əsas iqlim elementlərinin ərazi üzrə paylanmasına təsir göstərir: yağıntılar, buxarlanma və havanın temperaturu. Bunlar isə öz növbəsində çay axımının səth və yeraltı toplananlarının zamana görə və ərazi üzrə dəyişməsinə müəyyən edir. Relyef elementləri sutoplayıcının səthində axın şırıxaqlarının sürətini, məcrada və yamaqlarda suyun qaçış müddətini dəyişməklə axımın əmələgəlmə şəraitinə təsir göstərir. Onlar həmçinin hövzədə qarın yığılma və ərimə proseslərinə, maye yağıntıların infiltrasiyasına və akkumulyasiyasına təsir edir.

Geniş düzənliklərdə nisbi hündürlüklərin 100-200 m-ə qədər artması ərazinin ümumi rütubətliyini və bununla əlaqədar çay axımını çoxaldır. Axımın hündürlüyə görə artması dağlıq ərazilərdə daha aydın şəkildə müşahidə olunur.

Ümumi halda dağ çayının hövzəsində üç əsas relyef forması üstünlük təşkil edir: dağlar, dağətəyi formalar və düzənliklər. Dağ relyef formaları yamaqların dikliyi, ərazinin kəskin parçalanması, dərələrin dərin və ensiz olması və güclü denudasiya ilə səciyyələnir. Hövzə ensiz, yamaqların meyilli böyük oldu-

ğu üçün atmosfer yağıntılarının çox hissəsi səth axımının yaranmasına sərf olunur, infiltrasiya isə kiçik olur. Dağətəyi zonada meyllik nisbətən azalır, dərə genişlənir, səth axımı bir qədər azalır, buxarlanma və infiltrasiya isə əksinə, artır. Düzənlik ərazilərdə isə hövzənin səthində akkumulyasiya güclənir, səth axımı zəifləyir, buxarlanma və süzülməyə sərf olunan itkilər artır.

Qışda yağarlarda düzən ərazilərdən sovrulan qar yığılır və bu, qarın ərimə prosesini ləngidərək çay axımını tənzimləyir.

Orta dağlıq və alçaq dağlıq ərazilərdə çaylar başlıca olaraq yağış suları ilə qidalanır. Hövzənin orta hündürlüyü artdıqda axımın əmələgəlməsində qar sularının rolu da artır. Buzlaqların yayıldığı rayonlarda bu qida mənbəyi də böyük əhəmiyyət kəsb edir.

Yamacların ekspozisiyası hövzənin rütubətlənmə şəraitinə və beləliklə, çay axımına böyük təsir göstərir. Rütubət gətirən küləklərə istiqamətlənmiş dağ yamaclarına daha çox yağıntı düşür: Böyük Qafqazın cənub-qərb yamaclarına 4000 mm, Pamir dağlarının cənub-qərb yamaclarına 2500 mm. Eyni bir dağ silsiləsinin rütubət gətirən küləklərə istiqamətlənmiş və əks ekspozisiyalı yamaclarında eyni hündürlükdə yağıntıların fərqi 300-1000 mm ola bilər. Müxtəlif ekspozisiyalı yamaclarada yerləşən çayların axımı 2-4 dəfə və daha çox fərqlənə bilər. Məsələn, Ural dağlarının qərb yamacları çaylarının illik axımı, şərq yamacların çaylarından 1,5-2,0 dəfə çoxdur.

Dağlararası çökəkliklərə atmosfer yağıntıları az düşür (100-300 mm).

Yamacların ekspozisiyası və dikliyi onların radiasiya balansına da təsir göstərir. Məsələn, Zabaykalyədə meylliyi 25° olan şimal yamacda radiasiya balansı üfüqi səthə nisbətən 25% az, cənub yamacda isə əksinə, 10% çoxdur.

Geoloji quruluş və torpaq örtüyü. Çay hövzəsinin geoloji

quruluşu və torpaq örtüyü ilk növbədə infiltrasiya prosesinə təsir göstərir. Hövzənin səthinə düşən yağıntıların yeraltı suların qidalanmasında iştirakı torpaq örtüyündən çox asılıdır. Torpaq-süxur təbəqəsi rütubətin yeraltı akkumulyatorudur. Onlar gursululuq və daşqın dövrlərində suyun bir hissəsini yığıb saxlayır, azsulu dövrdə isə çaya qaytarır. Yeraltı suların yatım şəraiti dağ süxurlarının litoloji tərkibindən və yerləşməsindən asılıdır. Çay hövzəsinin hidrogeoloji şəraiti ərazinin geoloji quruluşu ilə müəyyən olunur.

Hidrogeoloji şərait yeraltı hövzənin akkumulyasiya qabiliyyətini və sonra bu suların yeraltı axım formasında çayları qidalandırmasını səciyyələndirir.

Hövzə səthinin suudma qabiliyyəti əhəmiyyətli dərəcədə torpaq tiplərindən və onların mexaniki tərkibindən asılıdır. Torpaq hissəcikləri iri olduqda, onların sukeçirməsi və suverməsi sürətlənir, susaxlama qabiliyyəti isə zəifləyir. Buna görə də hövzəsində qumlu torpaqların üstünlük təşkil etdiyi çayların rejimi, gilli torpaqların daha geniş yayıldığı ərazi çaylarının rejimindən fərqlənir. Cədvəl 5.5-dən göründüyü kimi, qumlu torpaqların suverməsi gillicəyə nisbətən 5 dəfə çoxdur. Meşə torpaqları çöl torpaqlarına nisbətən daha məsaməli olduğu üçün, onların sukeçirmə və suvermə qabiliyyəti daha yüksəkdir.

Hövzənin təşkil olunduğu süxurların suudma qabiliyyəti atmosfer yağıntılarının infiltrasiyasına güclü təsir edir. Təbiidir ki, nə qədər çox su süzülərsə, çayların yeraltı sularla qidalanma şəraiti də bir o qədər yaxşı olar.

Hövzəsi yumşaq, məsaməli və ya çatlı süxurlardan təşkil olunmuş çayların yeraltı axımı daha yüksək olur. Məsələn, Qarabağ vulkanik yaylasından başlanğıcını götürən çayların qidasının 50-70%-ni yeraltı sular təşkil edir. Əksinə, daha sementləşmiş və kristallik quruluşlu süxurların yayıldığı ərazi çaylarının yeraltı axımı kəskin azalır.

Torpaq-süxurların su-fiziki xassələri

Torpaqların mexaniki tərkibi	Təsərrüfat sahəsi	Sukeçirmə, <i>mm/dəq</i>	Suvermə, % (tam rütubət tutumuna nisbətən)
Gillicəli	Tarla	0,19	12,0
	Meşə	0,24	13,5
Qumlucalı	Tarla	0,23	33,5
	Meşə	0,51	48,0
Qumlu	Tarla	0,99	57,3
	Meşə	0,93	61,7

Bəzi ərazilərdə axımın əmələgəlməsində *karst* böyük rol oynayır. Karstın axıma təsiri, xüsusilə azsulu dövrlərdə, digər fiziki-coğrafi amillərin təsirindən güclü ola bilər. Bu təsir müxtəlif istiqamətlidir, yəni çayın axımını həm çoxalda, həm də azalda bilər. Karstın təsiri nəticəsində kiçik çayların axımı daha kəskin dəyişir.

Karstın intensiv inkişaf etdiyi ərazilərdə çay şəbəkəsi olmaya da bilər. Lakin belə ərazilərdə formalaşan yeraltı sular bir və ya bir neçə çay sisteminin qidalanmasında fəal iştirak edir. Məsələn, Pandiver yüksəkliyində, təqribən 1000 km^2 ərazidə çay şəbəkəsi yoxdur və burada düşən yağıntılar yüksəkliyin ətəyində bulaqlar (200-ə qədər) şəklində səthə çıxır və bir neçə çaya başlanğıc verir. Krım yaylasında atmosfer yağıntılarının ən çox düşdüyü ərazidə səth axımı əmələ gəlmir. Burada da infiltrasiya olunmuş yağıntı suları, xeyli aşağı hündürlüklərdə qrunut suları şəklində çayları qidalandırır.

Çay hövzəsinin sahəsi böyüdükcə, karstın çay axımına təsiri zəifləyir, çünki belə süxurların yayıldığı ərazinin nisbi sahəsi azalır.

Mürəkkəb geoloji quruluşa malik ərazilərdə çayın səth və yeraltı sutoplayıcılarının sərhədləri üst-üstə düşməyə bilər.

Karst süxurlarının geniş yayıldığı ərazilər buna misal ola bilər.

Çay hövzəsinin geoloji quruluşu və torpaq örtüyü çay axımının, xüsusilə minimal axımın əmələ gəlməsinə görə birəns olan hidroloji rayonların sərhədləri müəyyən edildikdə hökmən nəzərə alınmalıdır.

Bitki örtüyü. Bitki örtüyü və xüsusilə, meşənin çay axımına təsirinin öyrənilməsi həm nəzəri, həm də praktiki əhəmiyyət kəsb edir. Buna görə də bu məsələyə çoxsaylı elmi tədqiqatlar həsr olunmuşdur. Hələ XIX əsrdə V.V. Dokuçayev, A.İ. Voyeykov, XX əsrdə A.P. Boçkov, M.İ. Lvoviç və başqaları meşənin çay axımına təsirini öyrənmişlər. V.Y. Vodoqretski, O.İ. Krestovski və S.F. Fyodorov bu məsələni daha ətraflı tədqiq etmişlər. Uzun müddət meşənin çay axımına təsiri haqqında bir-birinə əks iki fikir mövcud olmuşdur: meşə çay axımını yalnız artırır və ya yalnız azaldır. Bu ziddiyyət həm problemin mürəkkəbliyi, həm də onun öyrənilməsində müxtəlif yanaşmaların tətbiqi ilə izah olunur. Çox zaman meşənin növ tərkibi, yaşı və sıxlığı, yəni meşə biogeosenozunun dəyişkən strukturu nəzərə alınmırdı. Həm də meşənin ümumi çay axımına təsiri öyrənilirdi və hidroloji rejimin ayrı-ayrı fazalarında formalaşan çay axımına təsirinə isə baxılmırdı.

Meşə bitkiləri ilk növbədə atmosfer yağıntılarına təsir göstərir. Onların bir hissəsini ağacların yarpaqları, budaqları saxlayır və yerin səthinə gəlib çatmağa qoymur. Sıx və cavan şam meşələrində yağıntıların 25%-i, küknar meşələrində isə 35%-i yer səthinə çatmır və bunların demək olar ki, hamısı buxarlanmaya sərf olunur. Lakin meşənin növ tərkibi və sıxlığı dəyişdikcə, yağıntıların itkiyə gedən miqdarı da dəyişir. Çox cavan və yaşlı meşələrdə bu itki nisbətən az, ortayəşli (35-70 il) meşələrdə isə nisbətən çoxdur. Ağacların yarpaq və budaqlarından transpirasiya da belə dəyişir. Buna görə də meşə massivindən cəm buxarlanma onun yaşından asılıdır. Cavan və

ortayaşlı meşələrdə cəm buxarlanma açıq (meşəsiz) ərazilərə nisbətən 20% çox olur.

Çox cavan və yaşlı meşələrdə cəm buxarlanma meşəsiz sahələrə nisbətən 10%-ə qədər az ola bilər.

Meşə-çöl zonasında meşəli və meşəsiz sahələrin növbələndiyi ərazilərin üzərində yağıntılar artır. Meşələr qış mövsümündə qar örtüyünün ərazi üzrə paylanmasına güclü təsir göstərir. Bu, meşə-çöl zonasında daha aydın hiss olunur: meşədə qar ehtiyatı açıq ərazilərə nisbətən 50-70% çox ola bilər. Meşə təbii zonalarının qarışıq meşələrində bu artım 20-30%, iynəyarpaqlı meşələrdə isə 5-10% təşkil edir. Qarın belə paylanması açıq və meşəli ərazilərdə küləyin rejimi ilə bağlıdır və kiçik çayların hövzələri üçün daha səciyyəvidir.

Meşə örtüyü olan hövzələrdə torpaqlar daha məsaməli olur və infiltrasiya prosesi daha intensiv gedir. Meşənin yumşaq döşəməsi də özündə böyük miqdarda su akkumulyasiya edir. Bu səbəblərdən, çox az hallarda və yalnız bəzi yerlərdə güclü yağışlardan və ya qar əridikdən sonra meşədə səth axımı müşahidə olunur. Axımın əsas hissəsi torpağın üst qatlarında (30-60 sm) və qrunt sularının birinci horizontunda baş verir. Lakin, hidroloji fazanın sululuğu azaldıqca, səth sularının çox hissəsi yerin altına süzülür. Çoxsulu illərdə meşəli çay hövzəsində səth axımı və qrunt sularının mövsümi hissəsinin cəmi, yaz axımının 70-80%-ni, azsulu illərdə isə yalnız 20-40%-ni təşkil edir. Bu o deməkdir ki, azsulu illərdə yeraltı suların qidalanma şəraiti yaxşılaşır və aralıq fazada çaylara yeraltı axım artır. Beləliklə, meşə, axımın il ərzində mövsümlərə görə paylanmasına təsir göstərir. O, çoxsulu fazada axımı azalda, azsulu fazada isə, əksinə, artırabilir.

Beləliklə, meşənin çay axımına təsiri bir çox fiziki-coğrafi amillərdən asılıdır: ərazinin ümumi rütubətliyi (iqlim amilləri), relyef, torpaq örtüyü, hövzənin hidrogeoloji xüsusiyyətləri,

meşənin sıxlığı və yaşı, hövzənin meşə ilə örtülülük dərəcəsi (meşəlik əmsalı) və s.

Göl və bataqlıqlar. Göllər çayın axımına və rejiminə bəzən o qədər güclü təsir göstərir ki, qalan amillərin təsiri heç hiss olunmur. Göllər onlara daxil olan suyu toplayır və sonra tədricən çaya verir, yəni çayın təbii rejimini tənzimləyir. Tənzimləmənin xarakteri konkret fiziki-coğrafi şəraitdən (təbii zona), gölün tipindən (çökəkliyin forması), hidrometrik müşahidə məntəqəsinə yaxınlıqdan, hövzədə göllərin sayından və onların axarlı-axarsız olmalarından, göllərin yeraltı sularla əlaqəsindən asılıdır.

İfrat və kifayət qədər rütubətli zonalarda su səthindən və torpaqdan buxarlanma çox az fərqlənir. Buna görə də göllərdən buxarlanma ilə əlaqədar itki o qədər də böyük əhəmiyyət kəsb etmir və göllər yalnız çay axımını tənzimləyir. Gölün tənzimləyici prizmasının həcmindən asılı olaraq bu tənzimləmə aylıq, mövsümi və çoxillik ola bilər. Müxtəlif axım xarakteristikalarına göllərin təsiri məhz tənzimləmənin xarakterindən asılıdır. Məsələn, eyni bir gölün minimal, mövsümi və illik axıma təsiri müxtəlif ola bilər. Mövsümi tənzimləmə şəraitində minimal və maksimal axım əhəmiyyətli dərəcədə dəyişə bilər, illik axım isə ola bilər dəyişməz qalsın.

Arid zonada su səthindən buxarlanma hövzə səthindən (qurudan) buxarlanmaya nisbətən 5-6 dəfə çoxdur. Buna görə də gölün sahəsi nə qədər böyük olarsa, buxarlanma ilə əlaqədar itkilər də bir o qədər çox olar. Bəzən bu itkilər göldə akkumulyasiya olunmuş su həcmindən də artıq ola bilər. Bununla əlaqədar, hövzəsində göl olan çayların axımı, gölsüz çaylara nisbətən azalır, xüsusilə azsulu (quraq) illərdə.

Gölsüz çayda gursululuğun piki yüksək, aralıq fazanın su sərfələri isə kiçikdir. Göllü çayda gursululuğun piki nisbətən aşağı, aralıq fazanın su sərfələri isə əksinə, böyükdür.

Hövdədə çoxsaylı axarsız göllər olduqda, onlar səth və yeraltı suları akkumulyasiya edir və sonra buxarlandırır. Belə hallarda göllərin çay axımına təsiri mənfidir, yəni onlar axımı azaldır.

Əsas çayın məcrasında yerləşən göllər, qollarda yerləşən göllərlə müqayisədə çay axımına daha güclü təsir göstərir, xüsusilə müşahidə məntəqəsinin yaxınlığında olduqda. Çayların yuxarı axımında yerləşən göllərin həcmi çox zaman kiçik olur və onlarda toplanan su yalnız qısa müddət ərzində çayların qidalanmasında iştirak edir.

Bataqlıqların çay axımına təsiri birmənalı deyildir və onların tipindən, yerləşdikləri ərazinin iqlim və hidrogeoloji şəraitindən, bataqlığın səthinin xarakterindən və s. asılıdır.

Bataqlıqlar da göllər kimi hövzəyə düşən yağıntıların bir hissəsini akkumulyasiya edərək çayın axımını tənzimləyir. Lakin onların tənzimləyici rolu göllərə nisbətən zəifdir. Bataqlıqdan axım, onun fəal layının su ehtiyatı tükənənə qədər davam edir. Bataqlıq sularının səviyyəsi inert laydan aşağı düşdükdə bataqlıqdan axım kəsilir. Belə hallarda hövzəyə düşən yağıntılar əvvəlcə inert, sonra isə fəal layın su ehtiyatlarının bərpasına sərf olunur və axımın bir hissəsi çay şəbəkəsinə gəlib çatmır.

Bataqlıqların səthindən buxarlanma çay axımına böyük təsir göstərir, xüsusilə arid zonada.

Buzlaqlar. 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 qalan bütün mövsümlərdə buzlağın müxtəlif qatlarında buzun temperaturu ərimə temperaturuna yaxın olur.

Geotermik istiliyin hesabına buzlağın alt hissəsi əridikdə əmələgələn axım çox azdır və $0.1-0.2 \text{ l/(s km}^2\text{)}$ -ə qədər olur. Hərəkətdə olan buzlağın enerjisinin dissipasiyası nəticəsində əmələ gələn axım da təxminən belə qiymətlərlə səciyyələnir. Buna görə də belə hesab edilir ki, qışda buzlaqlardan axım əmələ gəlmir.

Buzlaqlar enerji balansının dəyişməsinə çox tez reaksiya göstərir: temperatur və günəş radiasiyasının sutkalıq tərəddüdləri nəticəsində axım da dəyişir. Buna görə də buzlaq çayları ilin ən isti aylarında daha bolsulu olur. Bu mövsümi effekt hövzə səthinin buzlaqlarla örtülmə dərəcəsindən asılıdır. Alp dağlıq rayonunun (İsveçrə) üç müxtəlif çay hövzələrinin bəzi göstəriciləri cədvəl 5.6-da verilmişdir.

Cədvəl 5.6.

Buzlaqlarla örtülmə dərəcəsi müxtəlif olan çay hövzələri

Çay	Hövzənin sahəsi, km^2	Dəniz səviyyəsindən hündürlük, m	Buzlaqların nisbi sahəsi, %
Arez	359	1080	0
Lütşayn	379	2050	19.5
Massa	195	2920	67.8

Bu çay hövzələrinin birində buzlaqlar yoxdur, digər iki hövzədə isə buzlaqlar var, lakin onların sahələri müxtəlifdir. Buzlaq çaylarının axımı, hövzəsində buzlaqlar olmayan çayların axımından dəfələrlə çoxdur.

Buzlaqların əriməsi nəticəsində əmələ gələn axımın xüsusi halı buzlaq daşqınıdır. Belə daşqınlar buzlaq əriyərkən akkumulyasiya olunmuş böyük su həcmnin qəfildən azad olması nəticəsində yaranır. 1922-ci ildə İslandiyada baş vermiş

belə bir daşqın zamanı maksimal su sərfi $48000 \text{ m}^3/\text{s}$ olmuşdur. Bu maksimal qiymət Missisipi və Missuri çaylarının orta çoxillik su sərfindən 3 dəfə çoxdur.

“*Buzlaqların ərinti suları*” ifadəsi heç də həmişə birmənalı başa düşülməmiş və indi də başa düşülmür. XX əsrin əvvəllərində E.M.Oldekop (1917) və L.K.Davıdovun (1929) fikirlərinə əsasən hesab olunurdu ki, məsələn, Orta Asiya çaylarının qidalanmasında buzlaq suları üstünlük təşkil edir. Əslində buzlaq suları dedikdə, bilavasitə buzlağın ərimesi nəticəsində əmələ gələn axım başa düşülməlidir (Шульц, 1965). Bu anlayışa fərn sahələri və ya buzlaq dilləri üzərindəki mövsümi qarın ərimesindən yaranan suların da daxil edilməsi əsassızdır (Виноградов, Виноградова, 2008). Hazırda belə hesab olunur ki, Orta Asiyanın dağ çaylarının qidalanmasında buzlaq sularının payı 10%-dən azdır. Başlıca olaraq buzlaqlarla qidalanan çayların rejimində su sərfələrinin sutkalıq gedişi aydın seçilir. 2000-ci ilin məlumatlarına görə Samur çayının illik axımının 2,9%-i ($0,019 \text{ km}^3$), Qusarçayın isə 0,9%-i ($0,004 \text{ km}^3$) buzlaqların ərinti sularının payına düşür.

5.6.3. Çay axımına antropogen amillərin təsiri

Su ehtiyatlarına və hidroloji rejimə təsirin xarakterinə görə İ.A.Şiklomanov (Водные ресурсы России..., 2008) *antropogen amilləri* beş qrupa bölür.

1. *İstifadə məqsədilə çay məcrasından birbaşa sugötürmələrlə və ya istifadə olunmuş suların yenidən çaya atılması ilə bağlı amillər*. Bu qrupa məişətdə, sənayedə, kənd təsərrüfatında suya olan tələbatı ödəmək üçün sugötürmələr aiddir. Çay axımının bir hissəsinin bir hövzədən digər hövzəyə ötürülməsi də bu qrupa aid edilir. Bu amillərin çayların hidroloji xarakteristikalarına təsiri götürülən və geri qaytarılan suyun həcmnin

çayın təbii axımına nisbətindən asılıdır. Kiçik və orta çayların axımı böyük çaylarla müqayisədə daha güclü dəyişir. Çay hövzəsində axımın əmələgəlmə şəraiti olduğu kimi qalır.

2. *Çay məcrasının dəyişdirilməsi ilə bağlı amillər*: su anbarlarının inşası, çay sahillərinin bərkidilməsi, məcranın düzləndirilməsi, dərədə çınqıl hasilatı və s.

Su ehtiyatlarından daha çox istifadə etmək məqsədilə 1940-1950-ci illərdən başlayaraq mövsümi və çoxillik dövr ərzində axımı tənzimləyən su anbarları inşa olunur. Hazırda bütün dünya üzrə su anbarlarının ümumi faydalı həcmi 4000km^3 təşkil edir ki, bu da sabit çay axımının miqdarını orta hesabla 25% artırmağa imkan vermişdir. Lakin su anbarları vasitəsilə çay axımının tənzimlənmə prosesi, daha doğrusu anbarların inşası və istismarı bir çox hallarda ətraf mühitə mənfi təsir göstərir. Buna görə də son 20 ildə su anbarlarının sayı çox zəif sürətlə artır. Çox güman ki, bu tendensiya gələcəkdə də davam edəcəkdir.

Arid və semi-arid zonalarda su anbarlarının inşası su səthindən buxarlanma nəticəsində regionların ümumi su ehtiyatlarını əhəmiyyətli dərəcədə azaldır. Həmçinin, geniş ərazilər suyun altında qalır. Bütün bunları nəzərə alaraq, son illərdə su anbarları əsasən dağlıq regionlarda və əhali seyrək məskunlaşmış bölgələrdə tikilir.

Bu qrupa aid olunan qalan amillərin təsiri, adətən yerli xarakter daşıyır və çayların müəyyin hissələrində hiss olunur.

3. *Çayın sutoplayıcı səthinin dəyişdirilməsi ilə bağlı amillər*:

- torpaqların şumlanması, aqrotexniki tədbirlərin həyata keçirilməsi, dağ çəmənlərinin otlaq kimi istifadə olunması və s. Adətən bu amillər kiçik və orta çayların hidroloji rejiminə, maksimal və minimal axımına, axımın il

ərzində paylanmasına təsir göstərir. Bu təsir illik axıma ən zəif, gətirmələr axımı və çay sularının keyfiyyətinə isə güclü olur;

- bataqlıqların və bataqlıqlaşmış ərazilərin qurudulması; başlıca olaraq, kiçik və orta çayların hidroloji rejiminin kəmiyyət göstəricilərinə və illik axımına təsir edir;
- meşələrin qırılması və bərpa olunması; kiçik və orta çayların su balansının əsas ünsürlərini, hidroloji rejimini və suyun keyfiyyətini dəyişdirir; onların təsir dərəcəsi meşənin tipi və yaşından asılıdır və tədbirlər həyata keçirildikdən sonra onilliklər ərzində müşahidə oluna bilər;
- urbanizasiya kiçik və orta çayların su balansı və axımının bütün xarakteristikalarını dəyişdirir, yeraltı sulara və suların keyfiyyətinə təsir göstərir.

4. *Eyni zamanda həm məcradan birbaşa sugötürmələr, həm də sutoplayıcı səthin dəyişdirilməsi nəticəsində axıma təsir göstərən təsərrüfat fəaliyyəti amilləri* (suvarma əkinçiliyi, yeraltı suların istismarı və s.); quraq ərazilərdə geniş yayılmış suvarma əkinçiliyi kiçik, orta və böyük çayların bütün axım göstəricilərinə və suyunun keyfiyyətinə güclü təsir edir.

Yeraltı sulardan istifadə çaylara yeraltı axımı azaldır, buxarlanmanı və sutoplayıcıda axımın əmələgəlmə şəraitini dəyişdirir.

5. *Ümumi meteoroloji və iqlim xarakteristikalarının dəyişməsi ilə əlaqədar su balansına, su ehtiyatlarına və çayların hidroloji rejiminə təsir göstərən antropogen amillər:*

- təsərrüfat fəaliyyətinin bitki örtüyünə təsiri, urbanizasiyanın inkişafı, su anbarlarının inşası, suvarılan və qurudulan ərazilərin genişləndirilməsi nəticəsində regional iqlimin və meteoroloji şəraitin dəyişməsi; qeyd edilən

tədbirlər həyata keçirilən ərazilərdə yer səthinin əks etdirmə qabiliyyəti (albedo), buxarlanma, torpağın nəmliyi və meteoroloji rejimin digər xarakteristikaları dəyişir ki, bu da əsasən kiçik, bəzən isə orta çayların su balansı və hidroloji rejimində öz əksini tapır;

- şirin su ehtiyatlarından çox böyük həcmdə istifadə nəticəsində qlobal iqlimin və rütubət dövrünün mümkün dəyişmələri; təsərrüfatda istifadə üçün su mənbələrindən götürülən, lakin geri qaytarılmayan suların bir hissəsi su buxarı şəklində atmosfərə qayıdır ki, bunun da nəticəsində əlavə yağıntılar düşür və əlavə su ehtiyatları yaranır. Bu, yalnız sahəsi milyonlarla kvadrat kilometr olan ərazilərdə baş verə bilər.
- atmosferin tərkibinin dəyişməsinə təsir edən amillər; müxtəlif yanacaq növlərindən istifadə artdıqca, atmosferdə karbon qazının (CO_2) və digər parnik qazlarının, həmçinin atmosfer aerosolunun miqdarı çoxalır ki, bu da troposferdə temperaturu artırır. Bunun nəticəsində atmosferin ümumi sirkulyasiyası, yağıntılar, buxarlanma və su ehtiyatları regional və qlobal miqyasda dəyişir.

5.6.4. Müxtəlif təbii zonalarda axımın əmələgəlmə xüsusiyyətləri

Tundra və meşə tundra. Bu ərazinin səciyyəvi xüsusiyyəti, donuşluq və maye su arasındakı mürəkkəb qarşılıqlı əlaqədir. Donuşluq suyun süzülməsinə mane olur və su səthdə yığılır. Göllər, gölməçələr, dayaz bataqlıqlar su ilə dolu olur. Buxarlanma zəifdir. Hər bir yağışdan sonra daşqın müşahidə olunur. Kiçik və hətta orta çayların səthi uzun müddət ərzində buz bağlayır.

Tayqa. Yağıntıların bir hissəsi bitki örtüyünün islanmasına

sərf olunur. Meşənin döşəməsi, mamır və şibyələr rütubəti akkumulyasiya edir, səth axımı və torpaqdan buxarlanmanı azaldır. Donuşluq yayılan ərazilərdə infiltrasiya zəifləyir və yağış daşqınları aydın seçilir. Lakin çox zaman yaz gursululuğu üstünlük təşkil edir. Meyvlik çox kiçik olan yastı ovalıqlarda bataqlıqlar yaranır. Klassik misal kimi Qərbi Sibir ovalığını göstərmək olar. Qalın torf qatı və sıx bataqlıq bitkiləri çayların rejimini yaxşı tənzimləyir.

Çöl zonası. Ərazidə rütubət kifayət qədər deyil və dayanıqsızdır. Hava şəraiti və axım dəyişkəndir. Çayların qidalanmasında qar örtüyünün rolu böyükdür. Külək qarı suayırıcıya yaxın ərazilərdən çökəklik, yarıq, qobu və çay dərələrinə sovurur. Torpağın donması çay axımına güclü təsir göstərə bilər. Təbii (dəyişdirilməmiş) çöllərdə bitki örtüyü qar və yağış sularının sutoplayıcı səthdə hərəkət sürətini zəiflədir. Qrunt suları yerin səthinə daha yaxın yerləşir; bulaqlar daha çox saylı, onların rejimi isə daha dayanıqlıdır. Çöllərin həddən artıq şumlanması torpağın nəmliyinin azalmasına, səth axımı və eroziyanın güclənməsinə səbəb olmuşdur.

Yarımsəhra və səhra zonası. Bitki örtüyü kasıbdır. Səth axımı üstünlük təşkil edir. Eroziya çox intensivdir. Dağətəyi ərazilərdə bedlendlər yayılmışdır. Buxarlanma və mümkün buxarlanma arasında fərq çox böyükdür.

Rütubətli (yağışlı) ekvatorial meşələr. İllik yağıntıların miqdarı 2000 mm-dən artıqdır. Vahid sahəyə düşən bitki kütləsi ən çoxdur. Çayların rejimi kifayət qədər dayanıqlıdır.

Şimal rayonlarda yağıntıların çox hissəsi axım əmələ gətirir və axım buxarlanmadan çox olur. Orta enliklərdə axım və buxarlanma təqribən bərabərdir. Cənub rayonlarda buxarlanma axımdan bir neçə dəfə çox olur (cədvəl 5.7).

Müxtəlif təbii zonalarda su balansı elementlərinin nisbətləri

<i>Təbii zona</i>	<i>Çay</i>	<i>Yağıntı- lar, P</i>	<i>Buxarlanma, E</i>	<i>Axım, R</i>	<i>E/P</i>	<i>R/P</i>
Tayqa	Mezen	475	129	346	0,4	0,73
Qarışıq meşələr	Kostroma	560	332	228	1,4	0,41
Meşə-çöl	Psel	467	359	101	3,6	0,22
Çöl	Luqan	475	412	63	6,5	0,13

5.6.5. Dağlıq ərazilərdə axımın əmələgəlmə xüsusiyyətləri

Dağlıq ərazilərin üç əsas göstəriciləri-yüksəklik, meyllik və yamacların səmti axımın əmələgəlmə şəraitinə həm birbaşa, həm də dolayı yolla təsir göstərir. Burada iqlim şəraitinin hündürlüyə görə dəyişməsi, ərazi çaylarının hidroloji xüsusiyyətlərində əks olunur.

Bu “standart atmosfer” modeli ilə yaxşı izah olunur. Bu model 45⁰ şimal enliyində atmosferin orta statistik vəziyyətini səciyyələndirir (cədvəl 5.8) Bu cədvəldə müxtəlif mütləq hündürlükdə atmosferin bir sıra əsas xarakteristikalarının qiymətləri verilmişdir.

Həm dağlıq, həm də düzənlik ərazilərdə axımın əmələgəlmə proseslərinin fizikası eynidir. Lakin dağlıq ərazilərdə bütün bu proseslər daha qabarıq şəkildə müşahidə olunur. Relyef iqlim şəraitinə və landşaftlara təsir göstərir, onlar isə axımın kəmiyyəti və rejimini təyin edir (Шульц, 1965).

Mütləq hündürlük artdıqca atmosfer təzyiqi azalır, temperatur aşağı düşür, günəş radiasiyası artır. Baxılan istiqamətdə qışın davamiyyəti artır, yay qısa olur, yaz gec, payız isə tez başlayır.

Cədvəl 5.8.

Dəniz səviyyəsindən müxtəlif hündürlüklərdə standart atmosferin xarakteristikaları

Hündürlük, <i>m</i>	Temperatur, °C	Havanın təzyiqi, <i>HPa</i>	Havanın sıxlığı, <i>kq/m³</i>
0	15.0	1013	1.225
1000	8.5	899	1.112
2000	2.0	795	1.007
3000	-4.5	701	0.909
4000	-11.0	617	0.819
5000	-17.5	540	0.736
6000	-24.0	472	0.660
7000	-30.4	411	0.590
8000	-36.9	357	0.526
8848	-42.4	315	0.476

Havanın təzyiqi hündürlüyə görə azaldığından, mümkün buxarlanma artmalıdır. Məhz bu səbəbdən mütləq hündürlük artdıqca, su səthində buxarlanma da artır:

$$K=0,000172 H+1, \quad (5.25)$$

burada, *K*-mümkün buxarlanma əmsalı (mümkün buxarlanmanın verilən hündürlükdəki qiymətinin okean səviyyəsindəki qiymətə nisbəti); *H*-okean səviyyəsindən hündürlükdür, *m*.

Mümkün buxarlanma əmsalının müxtəlif hündürlüklərdə qiymətləri cədvəl 5.9-da verilmişdir.

Cədvəl 5.9.

Mümkün buxarlanma əmsalının müxtəlif hündürlüklərdə qiymətləri

H, <i>m</i>	0	500	1000	2000	3000	4000	5000	5814	6000	7000	8000	8848
K	1	1.09	1.17	1.34	1.52	1.69	1.86	2.00	2.03	2.20	2.38	2.52

Çay hövzəsindəki hündürlüklər fərqi, daha doğrusu sutoplayıcı sahələrin yüksəklik zonalarına görə paylanması axım rejiminə birbaşa təsir göstərir. Əgər, mülayim qurşağın düzənliklərində yaz gursululuğu 15-50 gün davam edirsə, dağlıq ərazilərdə hündürlük fərqi 3000-5000 *m* olduqda bu rəqəm 100-180 gün təşkil edir.

Müxtəlif ekspozisiyalı yamacların çay axımının formalaşmasına təsirinin fərqli olmasının əsas səbəbi bu yamaclarda günəş radiasiyasının kəmiyyətinin eyni olmamasıdır. Bu fərq, yamaclarda formalaşan landşaftların strukturunda əks olunur. Şimal və cənub yamaclarda formalaşan landşaft tipləri daha kəskin fərqlənir. Çox zaman bu yamaclardan biri meşə ilə örtülü olduğu halda, o birində çəmən və çöl bitkiləri üstünlük təşkil edir.

5.6.6. Yer Kürəsində çay axımı

Orta çoxillik su sərfi 10000 m^3/s -dən çox olan 15 ən böyük çay hövzəsinin sahəsi və axım göstəriciləri cədvəl 5.10-da verilmişdir.

Bu çayların orta illik su sərfələrinin variasiya əmsalı 0,03 (Qanq-Brahmaputra) və 0,26 (Parana-Uruqvay) arasında dəyişir. Ayrı-ayrı materiklər üçün bu əmsal 0,06 (Şimali Amerika) və 0,10 (Afrika və Avstraliya Okeaniya ilə birlikdə), okeanlar üçün isə 0,04 (Atlantik okeanı) və 0,11 (Sakit okean) arasında tərəddüd edir. Yer kürəsinin bütün çaylarının illik axımının variasiya əmsalı 0,25 təşkil edir. Bu rəqəmlər qlobal çay axımının dəyişkənliyinin kiçik olduğunu göstərir. Lakin Yer kürəsinin quru hissəsində illik axımın ərazi üzrə dəyişkənliyi çox böyükdür.

Brahmaputra və Meqhna çaylarının aşağı axınları arasında Şillonq platosu yerləşir. Onun çox dik cənub yamacında məşhur Çərapunca kəndi və eyni adlı ən çox yağıntı qeydə alınmış

meteoroloji müşahidə məntəqəsi yerləşir. Müxtəlif mənbələrə görə burada illik yağıntıların orta qiyməti 11-12 *min mm* təşkil edir. Çərapuncadan 6 *km* cənub-şərqdə Vario çayının sağ qollarından biri üzərində hündürlüyü 351 *m* olan Mavsmay şalələsi var. Ehtimal olunur ki, qapayıcı məntəqəsi şalələ olan bu kiçik çay hövzəsi illik axımın kəmiyyətinə (axım moduluna) görə “dünya çempionu”dur.

Güman olunur ki, Çərapuncanın ətrafındakı kiçik çayların orta illik axımı 10-11 *min mm* təşkil edir. 1856-cı ildə isə çox böyük ehtimalla bu rəqəm 22 *min mm* olmuşdur. Bu rəqəmlər illik axımın mümkün maksimal həddlərini səciyyələndirir.

Dünyanın bir sıra regionlarının kiçik çay hövzələrində formalaşan axım kəmiyyəti çox böyükdür:

- Kamerun vulkanının cənub və cənub-qərb yamacları;
- Myammada Arakan-Yoma və Tenasserim sıra dağlarının müvafiq olaraq Benqal körfəzi və Andaman dənizlərinə istiqamətlənmiş yamacları;
- Tailand və Kambocada Kardamon dağları;
- Tayvan adasında Tsıqaoşan silsiləsinin şimal yamacı;
- Havay adaları.

Yer kürəsinində elə yerlər də var ki, orada axım praktiki olaraq yaranmır. Belə ərazilərə ilk növbədə Böyük səhranın ən quraq hissələri aiddir (Liviya səhrası, Tanəzruft, Tidikelt). Digər quraq ərazilər arasında Atakama və Seçura səhraları (5-28⁰ c. e.), Turfan çökəkliyi seçilir.

Bəzi yerlərdə yeraltı sular çox nəhəng bulaqlar şəklində səthə çıxır:

- Mçiştə (Abxaziya, Bzıb silsiləsinin ətəyində), su sərfi 200 *m³/s*;
- Lyuta (Çernoqoriya-Monteneqro, Adriatik dənizinin sahilində), su sərfi 170 *m³/s*;

5.7. Çaylarda suyun hərəkəti və su rejimi elementləri üzərində müşahidələr

- Voklyuz (Fransa, Avinondan şərqdə), su sərfi $110 \text{ m}^3/\text{s}$;
- Krasny klyuç (Rusiya, Ufa çayı dərəsinin sol yama-cında), su sərfi $110 \text{ m}^3/\text{s}$.

Cədvəl 5.10.

Yer kürəsinin böyük çaylarının orta çoxillik axım göstəriciləri

Çayın adı	Höviznin sahəsi, min km^2	Su sərfi, m^3/s	Axım modulu, l/s km^2	Axım layı, mm
Amazon	6920	219312	31,7	1000
Brahmaputra-Qanq-Meqhna	1750	44021	25,2	794
Konqo	3500	41200	11,8	371
Orinoko	1000	32009	32,0	1010
Yansızi	1810	31788	17,6	554
Parana-Uruqvay	3100	25703	8,3	262
Yenisey	2580	20347	7,9	249
Lena	2490	17082	6,9	216
Missisipi	2980	16322	5,5	173
Mekonq	790	16005	20,3	639
Çjutszyan	454	13640	30,0	947
Ob	2990	12804	4,3	135
Amur	1860	11251	6,0	191
Makkenzi	1780	10300	5,8	183
Müqəddəs Lavrenti	1030	10142	9,8	311

5.7. ÇAYLARDA SUYUN HƏRƏKƏTİ VƏ SU REJİMİ ELEMENTLƏRİ ÜZƏRİNDƏ MÜŞAHİDƏLƏR

5.7.1. Suyun hərəkət rejimləri və növləri

Çay sutoplayıcısında axımın əmələgəlmə prosesi suyun məcraya çatması və orada hərəkəti ilə tamamlanır. Təbii ob-yektlərdə su daima hərəkətdədir. Buna səbəb onun axarlı

olmasıdır. Daxili və xarici qüvvələr onu zamana görə və ərazi üzrə paylayır. Plastiklik xassəsinə malik olan buz da axarlıdır.

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

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

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

Suyun hərəkətinin iki hidrodinamiki rejimi var: laminar və turbulent. “Laminar” sözü “laylı”, “turbulent” isə “qarışıq” və ya “nizamsız” mənası daşıyır. Doğrudan da, *laminar rejimdə* su hissəcikləri qarışmadan paralel trayektoriyalar üzrə hərəkət edir. *Turbulent rejimdə* isə onların hərəkəti xaotik xarakter daşıyır və axında burulğanlar yaranır, suyun qarışma prosesi güclənir, axının sürət istiqaməti və kəmiyyəti aramsız dəyişir. Axının sürəti artdıqda laminar hərəkət turbulent hərəkətə keçə bilər.

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

$$Re = \frac{vh}{\nu} \quad (5.26)$$

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

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

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

Axında daxili sürtünmə və sürətin şaquli paylanması hidrodinamiki rejimdən asılıdır.

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

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

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

Turbulent axında daxili toxunma gərginliyi, τ , suyun özlülüyündən deyil, turbulent mübadilə əmsalından, A , asılıdır:

$$\tau = A \frac{du}{dz} \quad (5.28)$$

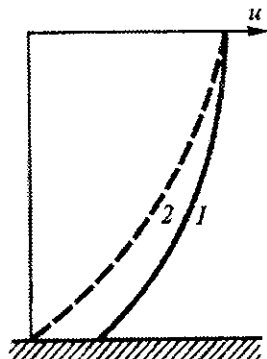
burada, $\frac{du}{dz}$ -zamanə görə ortalaşdırılmış sürətin şaquli qradientidir.

Turbulent mübadilə əmsalını, A , təyin etmək üçün empirik

asılılıqlardan istifadə olunur. Bu asılılıqların parametrləri axının dərinliyi, sürəti və digər xarakteristikalarıdır.

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

Turbulent axında sürətin şaquli paylanması loqarifmik əyri, ellipsin bir hissəsi, parabola və s. ilə ifadə olunur. Bütün hallarda maksimal sürət səthdə qeydə alınır. Qeyd etmək lazımdır ki, laminar axınla müqayisədə turbulent axında sürət şaqul üzrə tədricən dəyişir və dibdə sürət sıfırdan fərqli olur (şəkil 5.6).



Şəkil 5.6. Turbulent (1) və laminar (2) hərəkətdə suyun sürətinin dərinlik üzrə paylanması.

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

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

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

$$Fr = \frac{v^2}{gh} \quad (5.29)$$

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

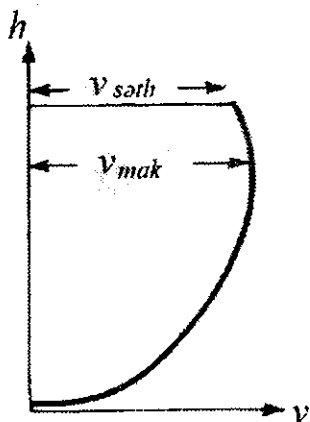
Əgər, $Fr > 1$ olarsa, axın coşğun, $Fr < 1$ olarsa, sakit və $Fr = 1$ olarsa, axın böhran vəziyyətində hesab edilir.

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

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

5.7.2. Çayın en kəsiyində sürətin paylanması

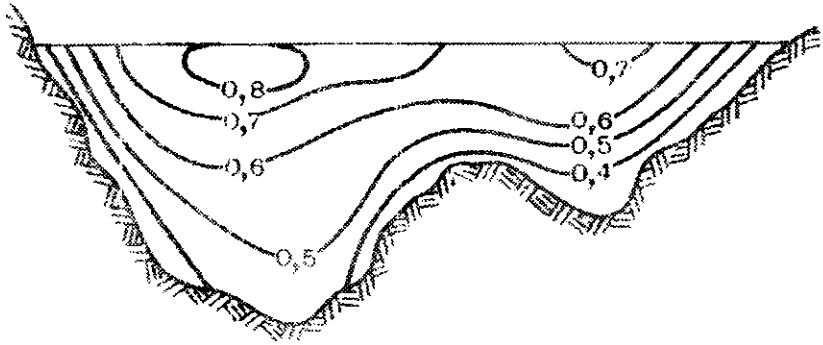
Axının müxtəlif nöqtələrində suyun hərəkət sürəti eyni deyildir: sürət çayın dərinliyi və eni boyu dəyişir. İxtiyari şaqulda ən kiçik sürət dibdə müşahidə edilir və buna səbəb məcranın kələ-kötürlüüyüdür. Dibdən səthə doğru sürət əvvəlcə intensiv artır, sonra bu artım zəifləyir və maksimum səthdə və ya səthdən $0,2 h$ (h -dərinlikdir) məsafədə qeydə alınır. Şaqul boyu sürətin dəyişmə əyrisi *sürət epyurası* adlanır (şəkil 5.7).



Şəkil 5.7. Dərinlik üzrə sürətin paylanma əyrisi

Şaqul üzrə sürətin dəyişməsinə dibin relyefi, buz örtüyü, külək və su bitkiləri təsir göstərir. Çayın dibində iri daşlar olduqda onların önündə sürət kəskin azalır. Məcəradakı bitki örtüyü onun kələ-kötürlüyünü artırır və bu da sürətin azalmasına səbəb olur. Çayın səthi buz bağladıqda, əlavə sürtünmə qüvvəsi yarandığına görə, sürətin ən böyük qiyməti səthdən 0,5h məsafədə müşahidə olunur. Axın istiqamətində əsən külək suyun səthində sürəti artırır.

Çayın eni boyu da sürət dəyişir: o, sahilə yaxın yerlərdə kiçik, axının ortasında isə ən böyük olur. Çayın canlı en kəsiyində sürətin paylanması haqqında təsəvvür əldə etmək üçün izotaxlardan istifadə edilir. *İzotax*, sürətləri eyni olan nöqtələri birləşdirən səlis əyri xətlərə deyilir (şəkil 5.8).



Şəkil 5.8. Çayın canlı en kəsiyində sürətin paylanması

Əgər, çayda sürət bilavasitə ölçülməyibsə, onda axının orta sürəti *Şezi düsturuna* görə hesablanı bilər:

$$\bar{v} = C\sqrt{\bar{h}i} \quad (5.30)$$

burada, $\bar{v}$ -axının orta sürəti; $\bar{h}$ -canlı en kəsiyinin orta dərinliyi; i -çayın meyilliyi; C - Şezi əmsalıdır.

Şezi əmsalı sabit kəmiyyət deyildir. Onun qiyməti məcranın dərinliyi və kələ-kötürlüyündən asılıdır. Bu əmsalı təyin etmək

üçün çoxsaylı empirik düsturlar təklif olunmuşdur:

Manning düsturu

$$C = \frac{1}{n} R^{1/6} \quad (5.31)$$

Pavlovskinin düsturu

$$C = \frac{1}{n} R^y \quad (5.32)$$

burada, R -hidravlik radiusdur və çayın canlı en kəsiyinin yaş perimetrə nisbətində bərabərdir; n -*kələ-kötürlük əmsalıdır* və xüsusi cədvəllərə görə tapılır. Düstur (5.32)-dəki, y , parametri aşağıdakı düstura görə hesablanır.

$$y = 2.5 \sqrt{n} + 0.13 - 0.75 \sqrt{R(\sqrt{n} - 0.1)} \quad (5.33)$$

Şezi düsturundan görünür ki, hidravlik radius (və ya orta dərinlik) artdıqca, axının sürəti də artır. Bu ona görə baş verir ki, dərinlik artdıqca, məcranın *kələ-kötürlüyünün* sürətə təsiri azalır. Dərinliyin artması Şezi əmsalının da böyüməsinə səbəb olur.

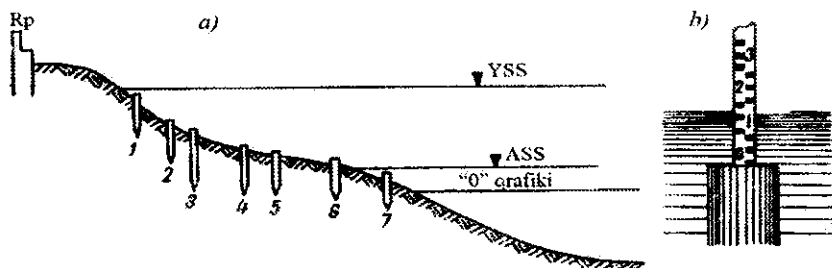
Düzənlik çaylarının axını dağ çayları ilə müqayisədə daha sakit, su səthi hamar olur. Dağ çaylarında su səthi öz na-hamarlığı ilə seçilir və çox vaxt su köpüklənir. Axın məcrada maneələrə (məsələn, iri daşlara) rast gəldikdə, onların önündə *hidravliki sıçrayış* və ya su sıçrayışı baş verir.

Beləliklə, axının xarakteri, dərinlik, sürət, deməli, həm də meylik bir-biri ilə sıx əlaqəlidir: su sərfinin eyni bir qiymətində meylik və sürət artdıqca, əksinə dərinlik azaldıqca axın daha coşğun olur; meylik və sürət azaldıqca, əksinə dərinlik artıqca axın daha sakit olur.

Adətən, dağ çayları coşğun, düzənlik çayları isə sakit axınlı olur. Lakin düzənlik çaylarının astanalı hissələrində də axın coşğun ola bilər. Coşğun rejimdə axının turbulentliyi güclənir.

5.7.3. Səviyyə üzərində müşahidələr

Səviyyənin tərəddüdləri üzərində müşahidələr *suölçmə məntəqələrində* yerinə yetirilir (şəkil 5.9).



Şəkil 5.9. Dirəkli suölçmə məntəqəsi və suyun səviyyəsinin daşınan tamasa ilə ölçülməsi (SS-yüksək su səviyyəsi; ASS-aşağı su səviyyəsi).

Su səthinin hündürlüyü başlanğıc və ya sıfırıncı müstəviyə nəzərən ölçülür. Belə YSS müstəvi çayın ən alçaq səviyyəsindən aşağıda seçilməlidir. Bu müstəvinin mütləq və ya nisbi yüksəkliyi *qrafikin sıfırı* adlanır. Səviyyə, tamasaların köməyi ilə 1 sm dəqiqliklə ölçülür. Tamasaların iki tipi var: daimi və daşınan. *Daimi* (stasionar) *tamasalar* körpülərin dayaqlarına və ya çay məcrasının yamacına basdırılmış dirəklərə bərkidilir. Çayın sahillərinin dikliyi az, səviyyə tərəddüdlərinin amplitudu böyük olduqda müşahidələr *daşınan tamasa* (əl tamasası) vasitəsilə yerinə yetirilir. Bunun üçün çayın məcrasına və subasasına eyni bir kəsik (xətt) boyu dirəklər basdırılır. Dirəklərin başlıqlarının yüksəkliyi nivelirləmə yolu ilə hidrometrik məntəqənin sahilə yerləşdirilmiş reperinə görə təyin olunur. Reperin mütləq və ya nisbi yüksəkliyi müşahidə məntəqəsi quraşdırıldıqda təyin olunur. Daşınan tamasa ilə suyun altında qalan və ya sahilə ən yaxın olan dirəyin üzərindəki su layının hündürlüyü ölçülür. Ölçmə nəticəsində alınan qiymətə müvafiq dirəyin yüksəkliyi əlavə edilir və səviyyənin yekun qiyməti

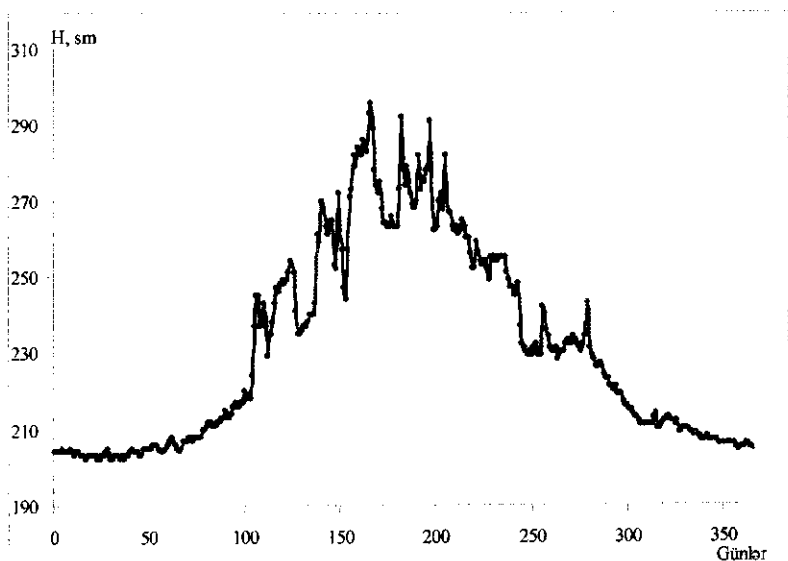
hesablanır.

Hidromterik müşahidə məntəqələrində səviyyə sutka ərzində 2 dəfə ölçülür: yerli vaxtla saat 8 və 20-də. Orta sutkalıq səviyyə səhər və axşam müşahidələrinin ədədi ortası kimi təyin olunur.

Hazırda səviyyəni avtomatik rejimdə qeyd edən müasir müşahidə sistemləri var.

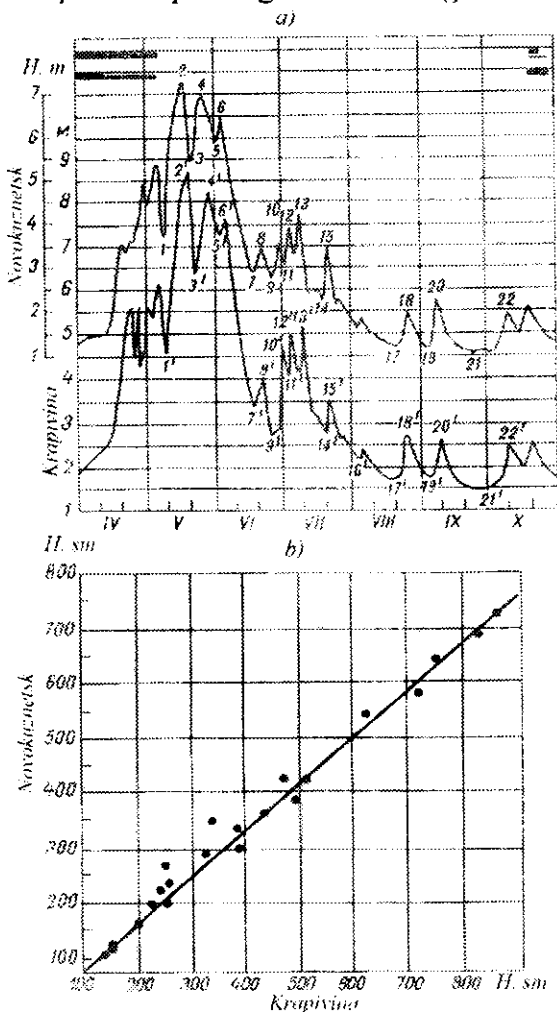
Təqvim ili başa çatdıqdan sonra hər bir məntəqə üçün orta sutkalıq (gündəlik) səviyyə cədvəli tərtib olunur. Bu cədvəldə, həmçinin hər bir təqvim ayı və il üçün orta, ən yüksək və ən aşağı səviyyələr qeyd edilir. Bu səviyyələrə *səciyyəvi səviyyələr* deyilir və onlar haqqında məlumatlar hidroloji illiklərdə çap olunur.

Sutkalıq səviyyələrin qiymətlərinə görə onların tərəddüd qrafiki qurulur ki, o da səviyyənin ildaxili dəyişməsi haqqında əyani təsəvvür yaradır (şəkil 5.10).



Şekil 5.10. Dağ çayının hidrografı

Əgər, eyni bir çayın əhəmiyyətli qollar tökülməyən hissəsində yerləşən iki hidrometrik müşahidə məntəqəsi üçün qurulmuş səviyyələrin tərəddüd qrafiklərini müqayisə etsək, onda onların çox oxşar olduqlarını görmək olar (şəkil 5.11).



Şəkil 5.11. Tom çayının Novokuznetsk və Krapivino məntəqələrində sutkalıq su səviyyələrinin tərəddüd qrafikləri (a) və uyğun səviyyələr arasında əlaqə qrafiki (b).

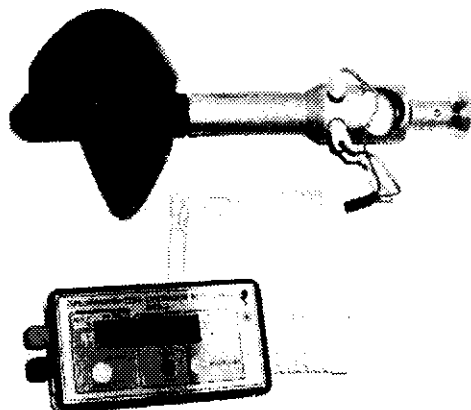
Çay üzərindəki iki məntəqədə su rejiminin eyni bir fazasına aid səviyyələrə *uyğun səviyyələr* deyilir. Hər iki qrafikdə səviyyələrin maksimum və minimumları, həmçinin onların bir-birinə uyğun olmaları aydın seçilir. Aşağıda yerləşən məntəqənin qrafikində maksimum və minimumlar yuxarı məntəqə ilə müqayisədə bir qədər gec müşahidə edirlər. Bu iki məntəqənin uyğun səviyyələrinin müşahidə olunma vaxtları arasındakı zaman fərqi su kütləsinin yuxarı məntəqədən aşağı məntəqəyə qaçış müddətinə bərabərdir. Uyğun səviyyələr arasında həmişə sıx əlaqə olur (şəkil 5.11).

Belə düzxətli əlaqə qrafiklərindən suyun səviyyəsinin qısa müddətli proqnozlarında istifadə olunur. Belə ki, yuxarı məntəqədə müşahidə edilmiş səviyyəyə görə aşağı məntəqədə səviyyənin proqnozu verilir.

5.7.4. Çaylarda suyun hərəkət sürətini ölçmə üsulları

Çaylarda suyun sürəti adətən hidrometrik fırlanğıclarla ölçülür. Onların köməyi ilə istənilən nöqtədə axının ortalaşdırılmış sürətini təyin etmək mümkündür. Fırlanğıcların müxtəlif tipləri var (şəkil 5.12).

Milli Hidrometeorologiya Departamentinin hidroloji müşahidə məntəqələrində əsasən Rusiyada istehsal edilmiş fırlanğıclardan istifadə olunur. Almaniyanın "Ott", Fransanın "Neyrfluks", ABŞ-ın "Prays" tipli fırlanğıcları yüksək dəqiqlikləri ilə seçilir.



Şəkil 5.12. HCP-1M fırlanğıcı.

Sürət ölçüldükdə *fırlanğıc* ştanqa və trosun köməyi ilə tələb olunan dərinlikdə yerləşdirilir. Metaldan hazırlanmış ştanqanın diametri 27 mm və uzunluğu 3 m təşkil edir. Onun üzərində hər 10 sm-dən bir bölgülər var. Ştanqadan dərinlik 2 m-ə qədər, sürət isə 1,5 m/s-dən kiçik olduqda istifadə edilir.

Fırlanğıc trosun köməyi ilə suya salındıqda bucurqaddan istifadə olunur. Tələb olunan dərinlik bucurqadın sayğacına görə müəyyən edilir. Sürətin böyük qiymətlərində axın fırlanğıcı aparmasın deyə, trosun ucuna xüsusi yük asılır.

Fırlanğıc sürət ölçülən dərinlikdə elə yerləşdirilir ki, onun pəri axına əks istiqamətli olsun. Sürət böyük olduqca, pər daha sürətlə fırlanır. Fırlanğıcın oxu 20 dövr etdikdən sonra xüsusi qurğunun köməyi ilə səs və ya işıq siqnalı verilir. İki qonşu siqnal arasındakı zaman fərqi görə pərin 1 saniyədə etdiyi dövrlərin sayı hesablanır. Fırlanğıc hazırlanan zavodlarda onlar arvalaşdırılır, yəni pərin 1 saniyədəki dövrlərinin sayı ilə axının hərəkət sürəti arasında asılılıq müəyyən olunur. Bu asılılıqdan istifadə edərək 1 saniyədəki dövrlərin sayına görə sürət təyin olunur.

Fırlanğıcın sürət iki üsulla ölçülür.

1. *Nöqtə üsulu*. Sürət axının en kəsiyi boyu bir neçə şaqulda və müxtəlif nöqtələrdə ölçülür. Şaqulda dərinlikdən asılı olaraq nöqtələrin sayı 1-5 arasında dəyişir. Şaqulda *orta sürət* ($\bar{V}_s$) - aşağıdakı empirik düsturlarla hesablanır: Sürət 1 nöqtədə ölçüldükdə

$$\bar{V}_s = V_{0.6h} \quad (5.34)$$

burada, $v_{0.6h}$ -suyun səthindən 0,6 h dərinlikdə ölçülmüş sürətdir (h-şaqulda dərinlikdir).

Sürət 2 nöqtədə ölçüldükdə

$$\bar{V}_s = \frac{1}{2} (V_{0.2h} + V_{0.8h}) \quad (5.35)$$

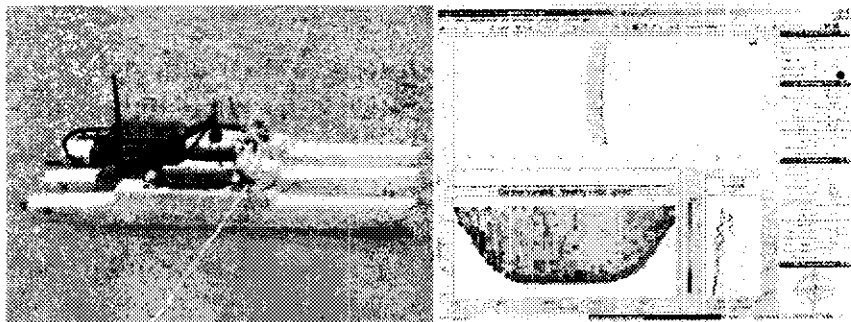
Sürət 5 nöqtədə ölçüldükdə

$$\bar{V}_s = \frac{1}{10} (V_{səth} + 3v_{0.2h} + 3v_{0.6h} + 2v_{0.8h} + V_{dib}) \quad (5.36)$$

Ölçmə nöqtələrinin sayı artdıqca, şaqulda orta sürətin hesablanması dəqiqliyi də artır.

2. *İnteqrasiya üsulu.* Fırlanğıc şaqullar üzrə və ya çayın canlı en kəsiyi boyu tədricən aramsız hərəkət etdirilir. Bu halda şaqulda və ya çayın en kəsiyində birbaşa orta sürətin qiyməti təyin olunur.

Hazırda praktikada daha müasir ölçmə cihazlarından istifadə olunur. Belə cihazlara misal kimi Sontek-ADP cihazını göstərmək olar (şəkil 5.13). Bu cihaz böyük çaylarda su sərfi ölçülərkən tətbiq olunur. Cihaz qayıqda yerləşdirilir və bir sahildən o biri sahilə kimi çayın canlı en kəsiş profilini tərtib etməyə və orta sürəti hesablamağa imkan verir. Eyni zamanda sürətin dərinlik və en kəsiş boyu paylanması, həmçinin su sərfinin qiyməti avtomatik rejimdə kompyuterin ekranında göstərilir.



Şəkil 5.13. Sontek-ADP cihazı

Dərinliyi az olan kiçik axınların sürətini ölçmək üçün mikro fırlanğıclardan istifadə edilir.

Xüsusi hallarda, məsələn, daşqın və sel keçdikdə axının sürəti üzgəclərlə təqribi qiymətləndirilə bilər. Dairəvi formalı bu üzgəclərin qalınlığı 3-5 sm, diametri isə 15-30 sm təşkil

edir. Onları əsasən taxtadan və plasmadan hazırlayırlar.

Üzgəcləri sahildən çaya atmaq (tullamaq) olar. Bunun üçün uzunluğu l m (10-50 m) olan düzxətli çay hissəsi seçilir. Çay hissəsində iki kəsik qeyd olunur. Saniyəölçənə görə üzgəclərin bu iki kəsik arasındakı məsafəni qət etmə vaxtı, t , təyin olunur. Sürət məlum düstura görə tapılır:

$$V_{\text{səth}} = \frac{l}{t} \quad (5.37)$$

5.7.5. Su sərfinin təyini üsulları

Əgər, çayda suyun hərəkət sürəti Şezi düsturuna görə hesablanırsa, onda *su sərfi* aşağıdakı düsturla təyin olunur:

$$Q = \bar{v} \omega \quad (5.38)$$

burada, $\bar{v}$ -çayın canlı en kəsiyində orta sürət; ω -canlı en kəsiyinin sahəsidir və dərinlik ölçmə işlərinə görə hesablanır.

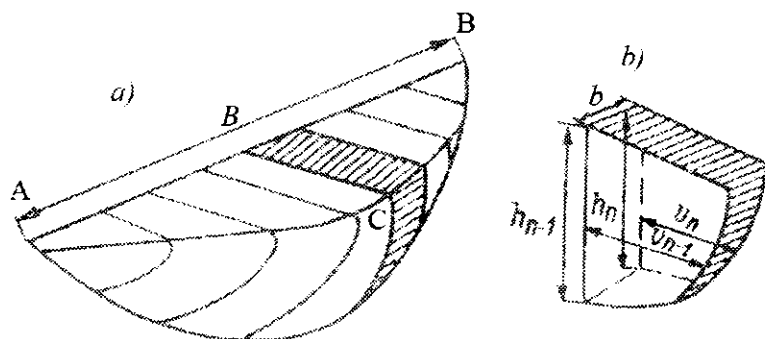
Bu düsturla daha çox əvvəllər keçmiş daşqın və sellərin sahillərdəki izlərinə görə onların *maksimal su sərfələri* təyin olunur.

Sürət fırlanğıcla ölçüldükdə, su sərfi başqa üsulla təyin olunur. Belə hesab edək ki, çayın canlı en kəsiyinin bütün şaqullarında sürət ölçülüb və hər bir şaqulda orta sürət məlumdur. Onda su sərfini müəyyən bir su həcmi-sərf modeli kimi təsəvvür etmək olar (şəkil 5.14).

Bu su həcmi canlı en kəsik müstəvisi, suyun üfüqi səthi və əyrixətli $v = f(h, B)$ səthi məhdudlandırır. Bu həcm və beləliklə, su sərfi aşağıdakı düsturla ifadə olunur:

$$Q = \int_0^B \int_0^h v dh db \quad (5.39)$$

Lakin sürətin eyni zamanda çayın dərinliyi və eni boyu dəyişməsinin, $v=f(h, B)$, riyazi qanunu məlum olmadığına görə su sərfi təqribi hesablanır.



Şəkil 5.14. Su sərfinin hesablanma sxemi:
a-sərf modeli; b-elementar sərf.

Sərf modelini canlı en kəsik sahəsinə perpendikulyar müstəvilərlə kəsməklə, elementar həcmələrə-hissə su sərfələrinə bölmək olar (şəkil 5.14b).

Ümumi su sərfi bu hissə su sərfələrinin, ΔQ_i cəmi kimi təyin olunur. Hər bir *hissə su sərfi* canlı en kəsiyinin iki qonşu sürət şaquli və ya su kəsiyi (sahil xətti) ilə yaxın şaqul arasında qalan ω_i hissəsindən keçir.

Beləliklə, ümumi su sərfi, Q , bərabərdir:

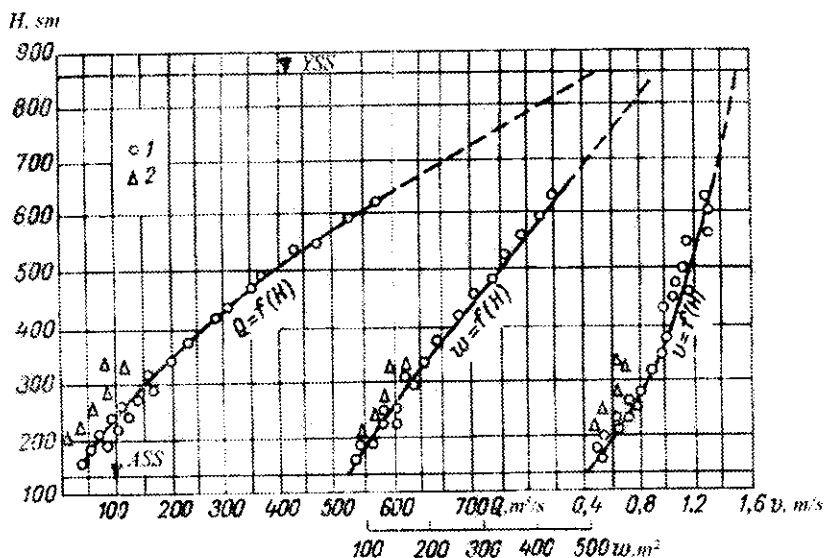
$$Q = \sum_{i=1}^n \Delta Q_i = K v_1 \omega_{0,1} + \left(\frac{v_1 + v_2}{2} \right) \omega_{1,2} + \dots + \left(\frac{v_{n-1} + v_n}{2} \right) \omega_{n-1,n} + K v_n \omega_{n,0}, \quad (5.40)$$

burada, K -dəyişən parametrdir və onun qiyməti sahillərin xarakterindən asılı olaraq 0,7-0,9 arasında dəyişir. Çayın sahilində ölü zona olduqda, $K=0,5$.

Su sərfi məlum olduqda çayın bütün canlı en kəsiyi üçün orta sürət $v = \bar{Q} / \omega$ düsturuna görə hesablanır.

Su sərfini ölçmək üçün digər metodlar da tətbiq olunur və bu məsələlərə “hidrometriya” kursunda baxılır.

Məlum olduğu kimi, çaylarda suyun səviyyəsi hər gün ölçülür, çünki bu ölçmə işləri çox sadə olmaqla az vaxt və vəsait tələb edir. Çayın eni və su sərfindən asılı olaraq, su sərfini ölçmək üçün bir neçə saat vaxt və müvafiq olaraq daha çox vəsait tələb olunur. Buna görə də il ərzində müxtəlif mövsümlərdə cəmi 40-60 dəfə su sərfi ölçülür. Lakin çay sularından istifadə ilə bağlı müxtəlif layihələri həyata keçirərkən bir çox hallarda ilin hər bir günü üçün su sərfi haqqında məlumatlar tələb olunur. Bu problemi həll etmək üçün *sərflər ayrısından*, $Q=f(H)$, yəni su sərfi ilə səviyyə arasında asılılıqdan istifadə edilir (şəkil 5.15).



Şəkil 5.15. Canlı en kəsiyi üçün sərflər, sürətlər və sahələr ayriləri:

1 – yay mövsümünün sərfləri; 2 – qış mövsümünün sərfləri.

Bu tip empirik əlaqələrdən istifadə edərək, səviyyənin məlum qiymətlərinə görə ilin hər bir sutkası üçün su sərfi təyin olunur. Sutkalıq su sərfələrinə görə hər bir dekada, ay və nəhayət təqvim ili üçün orta su sərfi hesablanır. Konkret bir il və ya çoxillik dövr üçün təyin edilmiş orta, ən böyük və ən kiçik su sərfələrinə *səciyyəvi su sərfələri* deyilir. Sutkalıq su sərfələrinə görə su sərfələrinin tərəddüd qrafiki-hidroqraf qurulur.

5.8. MƏCRƏ PROSESLƏRİ

5.8.1. Axın və məcranın qarşılıqlı təsiri

Məcranın əsas xarakteristikaları onun uzununa və eninə profilləri, planda vəziyyəti və dərinliklərin paylanmasıdır. Çay məcrası dəyişikliklərə və deformasiyalara məruz qalır. Hərəkətdə olan (axan) suyun təsiri altında çayın məcrası və subasasının morfoloji quruluşunda baş verən fasiləsiz dəyişikliklər *məcrə prosesi* adlanır. Bu prosesə həmçinin iqlim və qismən tektonik amillər də təsir göstərir.

Məcrə prosesi məcrə və subasarda eroziya hadisəsi, gətirmələrin daşınması və çökdürülməsi ilə müşayiət olunur.

Məcrada baş verən dəyişikliklərin istiqaməti (məsələn, eroziya, akkumulyasiya) gətirmələr sərfi və axının nəql etmə qabiliyyətinin nisbətindən asılıdır. Başqa sözlə, bu prosesə təkcə çay hissəsindəki amillər deyil, bütöv sutoplayıcının təbii şəraiti təsir göstərir. Məsələn, çay axımının kəmiyyəti və rejimi, gətirmələr axımının formalaşma şəraiti ilk növbədə hövzənin iqlim şəraiti və döşəmə səthin xassələri ilə müəyyən olunur. Ümumiyyətlə, müxtəlif təbii zonalarda yerləşən çayların su və gətirmələr sərfələrinin fərqli təbii şəraitdə formalaşmasına baxmayaraq, onlarda baş verən məcrə proseslərinin ümumi qanunauyğunluqları var. Bu qanunauyğunluqların səciyyəvilərindən biri axın və məcranın qarşılıqlı təsiridir.

Məcrə deformasiyaları iki fərqli mühitin qarşılıqlı təsiri nəticəsində baş verir. Bunlardan biri maye mühit (çay axını), o biri isə bərk mühitdir (məcranın təşkil olunduğu süxurlar və axının nəql etdiyi bərk hissəciklər-gətirmələr).

Məcrə axını məhdudlandırır və suyun hərəkətini istiqamətləndirir, yəni məcrə axını idarə edir. Digər tərəfdən, məcranı formalaşdıran bərk hissəciklər axının təsiri altında hərəkətə gəlir. Bu hərəkət nəticəsində su ilə məcranın sərhədində axının dinamik strukturuna, yəni axının dərinliyi və eni boyu sürətin kəmiyyəti və xarakterinin paylanmasına, həmçinin axının eni və dərinliyinin nisbətində daha uyğun sərhəd formaları əmələ gəlir. Beləliklə, axın da öz növbəsində məcraya təsir göstərərək onu idarə edir. Çay məcrasının formasındakı dəyişikliklər öz növbəsində axının strukturunun dəyişməsinə səbəb olur və bu dəyişmələr demək olar ki, eyni vaxtda baş verir.

Axın və məcrə arasındakı qarşılıqlı təsir çay yatağının təşkil olunduğu bərk hissəciklərin ölçülərindən, yəni dayanıqlığından çox asılıdır. Məsələn, Yenisey və Amudərya çaylarının axın sürətləri təqribən eynidir, lakin Yeniseyin yatağı çay daşlarından, Amudəryanın yatağı isə xırda qumdan təşkil olunub. Bu fərqa görə, Yenisey çayında suyun sürətinin hətta daşqın zamanı dəyişməsi məcraya çox zəif təsir göstərir. Əksinə, Amudərya çayında daşqın fazasında bir neçə gün, bəzən isə bir neçə saat ərzində məcrə deformasiyaları baş verir.

Axın və məcrə arasında qarşılıqlı təsirin xüsusiyyət və qanunauyğunluqlarını nəzərə almaqla çay məcralarını düzləndirmək və axını idarə etmək olar.

Məcrə proseslərinin öyrənilməsinin metodoloji və nəzəri əsasları XIX əsrin axırları və XX əsrin əvvəllərində V.M.Loxtin, N.S.Lelyavski, M.A.Velikanov, N.İ.Makkaveyev, İ.V.Popov, R.S.Çalov, N.B.Barışnikov, M.Farq, Y.Ə.İbadzadə və b. tərəfindən inkişaf etdirilməyə başlanmışdır.

5.8.2. Çay məcrələrinin dayanıqlıq dərəcəsinə görə təsnifatı

Adətən, bütün çay boyu həm eroziya, həm də akkumulyasiya prosesi baş verir. Lakin çayın müxtəlif hissələrində bu proseslərin intensivliyi fərqlidir. Yuxarı axında sürət daha böyük olduğuna görə eroziya prosesi üstünlük təşkil edir və yataq dərinləşir. Orta axında eroziya və akkumulyasiya prosesləri bir-birini tarazlaşdırır. Buna görə də bu hissədə *çayın uzununa profili* dayanıqlı olur. Aşağı axında akkumulyasiya prosesi və yan eroziya üstünlük təşkil edir, çayın dibi tədricən qalxır. Məsələn, Xuanxe çayının yatağı aşağı axında hər il 1-10 sm qalxır. Nəticədə, məcranın suburaxma qabiliyyəti azalır və əksinə, ətraf ərazilərdə subasma riski artır. Oxşar hadisə Kür və Kuban çaylarında da müşahidə olunur. Bu təbii fəlakətlə mübarizə aparmaq məqsədi ilə su anbarları inşa olunur və sahilbərkitmə işləri yerinə yetirilir.

Axın məcrada hamar məcrə formaları yaratmağa çalışır. Belə məcrada axın yerli müqavimətləri dəf etməyə minimal enerji sərf edir, yatağın yuyulma intensivliyi azalır və əksinə, məcranın dayanaqlığı artır. Nəzəri cəhətdən, axınla məcranın belə qarşılıqlı təsiri nəticəsində məcranın ən dayanıqlı forması yaranmalıdır. Başqa sözlə, kifayət qədər uzun çay hissəsinin yuxarı və aşağı en kəsiklərindən keçən gətirmələrin miqdarı təqribən bərabər olmalıdır. Bu isə o deməkdir ki, baxılan çay hissəsində yuyulma və akkumulyasiya prosesləri bir-birini tarazlaşdırır. Axın isə dinamik dayanıqlı vəziyyətdə olur, yəni onun məcranı yumağa sərf etdiyi enerji yataqdakı hissəciklərin yuyulmaya müqavimət qüvvəsinə təqribən bərabər olur.

Məcranın dayanıqlıq dərəcəsi bir tərəfdən yatağı formalaşdıran bərk hissəciklərin çəkisindən (ağırlıq qüvvəsindən) digər tərəfdən isə axının hissəciklərə təsir qüvvəsi və axın sürətinin kvadratına mütənasib olan ağırlıq qüvvəsindən asılıdır. Bu

qüvvələrin qarşılıqlı təsiri nəticəsində bərk hissəciklərin məcranın dibindən qopması (ayrılması), onların daşınması və ya çökməsi baş verir.

Məcranın dayanıqlıq dərəcəsini kəmiyyətcə qiymətləndirmək üçün bir sıra əmsallar təklif olunmuşdur:

$$\eta = \frac{d}{i}, \quad (5.41)$$

burada, d -bərk hissəciklərin (gətirmələrin) orta diametri, mm ; i -çayın meyilliyidir.

$$\eta = \frac{gd}{v_d^2} \quad (5.42)$$

burada, g -sərbəstdüşmə təcili; d -gətirmələrin orta diametri, mm ; v_d -axının dib sürətidir, m/s .

$$\eta = \frac{d}{hi}, \quad (5.43)$$

burada, d -gətirmələrin orta diametri, mm ; i -çayın meyilliyi; h -axının dərinliyidir, m .

Bu düsturların müəllifləri müvafiq olaraq M.V.Loxtin, M.A.Velikanov və N.İ.Makkaveyevdir.

Yuxarıdakı düsturlardan göründüyü kimi, məcradakı hissəciklərin ölçüləri artdıqca və çayın meyilliyi azaldıqca, məcrə daha dayanıqlı olur.

A.M.Velikanov çay məcralarının dayanıqlıq dərəcəsinə görə təsnifatını yerinə yetirmiş və aşağıdakı 5 əsas çay tipi ayırmışdır.

1. Gətirmələri çox az olan və nisbətən yuyulmayan süxurlardan təşkil olunmuş məcralarda axan çaylar. Bu çayların məcraları ən dayanıqlıdır. Bunlara qayalı süxurlardan təşkil olunmuş dağ çayları və iri çınqıllı məcraya malik düzənlik çayları (Yenisey, Tom) aiddir.
2. Dib eroziyası və akkumulyasiya prosesləri periodik olaraq eyni yerlərdə baş verən çaylar, məsələn, Volqa çayı.

3. Məcrələrinə yuyulma və akkumulyasiya nəticəsində izobatların quruluşu dəyişən, lakin sahil xətləri demək olar ki, dəyişməyən çaylar. Məcrənin yuyulması və dolması müxtəlif hissələrdə müşahidə olunur, növbəli dayazlıqların yeri və forması ildən-ilə dəyişir. Bu tipə az dayazlıqlı düzənlik çayları aiddir, məsələn, Visla çayı.
4. Daşqın zamanı həm dərinliyi, həm də planda sahil xətləri kəskin dəyişən, yatağı yaran çaylar. Bu çox dayanıqsız çaylardır. Onların axın sürəti böyük olur və asan yuyulan süxurlardan təşkil olunmuş məcrələrdə axır. Kür çayının aşağı axını, Amudərya belə çaylara tipik misallardır.
5. Selli çaylar. Sel zamanı məcrə deformasiyalarının sürəti demək olar ki, axının sürəti ilə eyni olur.

5.8.3. İllik və çoxillik məcrə deformasiyaları

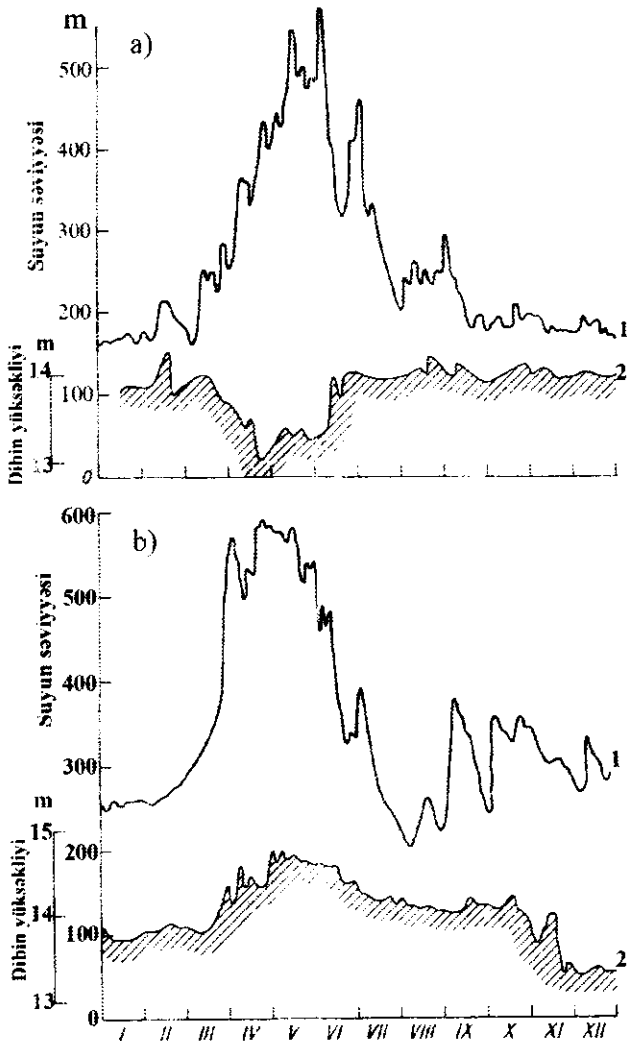
Çay məcrələri axının təsiri altında fasiləsiz olaraq dəyişir. Bu dəyişmələri iki qrupa bölmək olar: illik və çoxillik dəyişmələr.

İllik dəyişmələr başlıca olaraq su rejiminin müxtəlif fazalarında çayın sululuğunun dəyişməsi ilə bağlıdır. Daşqının keçməsi nəticəsində baş verən məcrə deformasiyaları axının sürəti, su sərfi, daşqın dalğasının davamiyyəti, həmçinin çay dərəsi və məcrənin morfoloji xüsusiyyətlərindən asılıdır.

Daşqın zamanı çay döngələrinin batıq hissələrində yuyulma prosesi düzxətli çay hissələri ilə müqayisədə daha intensiv gedir. Eninə axınlar yuyulmuş bərk hissəciklərin bir hissəsini əks tərəfdəki qabarıq sahilə aparır. Lakin bu asılı hissəciklərin çox hissəsi çay boyu aşağıda yerləşən növbəli dayazlıqda yığılır.

Daşqın keçdikdən sonra səviyyə azaldıqca, məcrə deformasiyalarında əks proses başlayır. *Növbəli dayazlıqda* meylik artdığından axın onun yalını tədricən yuyur və yuyulmuş bərk hissəciklər aşağıda yerləşən *quytulda* (dərın hissədə) yığılır.

Növbəli dayazlıq və quytullarda məcranın dib yüksəkliklərinin dəyişməsi Kür çayının misalında şəkil 5.16-da göstərilir.



Şəkil 5.16. Kür çayında suyun səviyyəsi (1) və dibin yüksəkliyinin (2) ildaxili dəyişməsi: a –dərindən hissədə; b –dayaz hissədə.

Güclü daşqınlar zamanı çay suları subasara çıxır. Bu zaman çayın əyriliyi azalır, meylik, dərinlik və sürət isə artır. Bu isə çay dərəsinin yuyulmasını intensivləşdirir.

Məcrələri asan yuyulan süxurlardan təşkil olunmuş Volqa, Don, Dnepr çaylarında yaz gursulu dövrdə növbəli dayazlıqların hündürlüyü 2-3 m, bəzən isə 5-6 m artır.

Çoxillik məcrə deformasiyalarının səbəbləri aşağıdakılardır:

1. Quru hissələrinin qalxması və enməsi;

2. Çayın eroziya bazisinin dəyişməsi;

3. Çoxillik dövr ərzində axının məcraya eyni bir istiqamətdə təsir göstərməsi.

Quruda baş verən şaquli tektonik hərəkətlərin sürəti zəif olsa da, uzun illər ərzində qalxma və ya enmə müşahidə olunan ərazilərdə çayların meyilliyi dəyişir. Bu isə öz növbəsində birstiqamətli *çoxillik məcrə deformasiyalarına* səbəb olur.

XX əsrin 30-cu illərində Xəzər dənizinin səviyyəsinin düşməsi nəticəsində ora tökülən çayların aşağı axınında məcrələr dərinləşmişdi. Əksinə, 1978-1995-ci illərdə səviyyə qalxdığına görə mənəb hissədə şişmə hadisəsi baş vermiş, meylik azalmış və çay məcrələri dolmağa başlamışdır.

Çoxillik məcrə deformasiyalarına ən yaxşı misal çay döngələrinin çay aşağı yerdəyişməsidir. Bu, çoxillik dövr ərzində axının məcraya eyni bir istiqamətdə təsir göstərməsi nəticəsində baş verir.

5.8.4. Çay məcrələrinin planda formaları və onların dəyişmələri

Çay məcrələrinin planda formaları müxtəlif olur və onların hamısı üçün aydın seçilən əyrilik səciyyəvidir. Məcrələrin əyri olmasında eninə axınların rolu böyükdür. Bu axınlar əsas axının dinamik oxu əyildikdə yaranır.

Bəzi çay dərələrinin planda forması (*oroqrafik əyri-üyrülük*) məcranın müvafiq forması (*hidroqrafik əyri-üyrülük*) ilə üst-üstə düşür. Belə hal məcraları çətin yuyulan süxurlardan təşkil olunmuş çaylar üçün səciyyəvidir. Məsələn kimi, Azərbaycanın bütün çaylarının yuxarı axınlarını, Dnestr çayını və s. göstərmək olar. Bu tip çayların adətən, subasarı olmur.

Bəzi hallarda oroqrafik və hidroqrafik əyri-üyrülük tam üstə-üstə düşmür. Dərənin yamacları çay döngələrinin əmələ gəlməsini yalnız qismən məhdudlandırır.

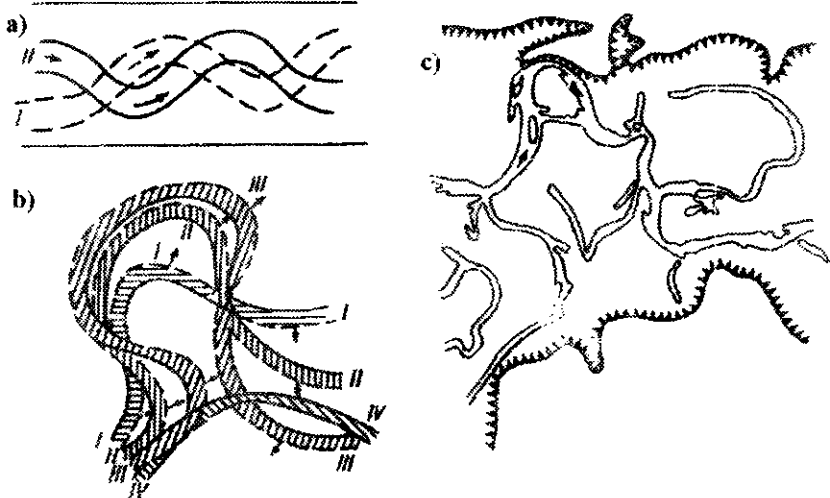
Əksər hallarda isə oroqrafik və hidroqrafik əyri-üyrülüklər tamamilə bir-birilə üst-üstə düşmür. Çay enli dərənin dibi ilə axır, öz məcrasının yerini böyük sahədə dəyişdirir və çoxsaylı axmazları olan geniş subasar yaradır.

Nadir halda əyri-üyrülüüyü olmayan və ya çox az olan çay məcralarına rast gəlinir. Belə çay məcraları dərənin dibi həddində özünə paralel olaraq yerini dəyişə bilər. Subasar geniş olur və düzxətli axmazlar məcraya paralel yerləşir.

İri çay döngələri *meandr* adlanır. Bu termin Türkiyədəki Meandr çayının yunanca adından götürülüb. Məcranın planda təsvirinin zamana görə dəyişməsi, meandrlaşması və inkişafı üçün aşağıdakı şərtlər ödənməlidir:

- çay təbii rejimə malik olmalıdır;
- daşqın və ya yaz gursulu faza aydın seçilməlidir;
- gətirmələr axımının kəmiyyəti böyük olmalıdır.

Dərənin dibinin eni subasarın enindən asılı olaraq *meandrlaşma prosesi* üç müxtəlif formada təzahür edir (şəkil 5.17).



Şəkil 5.17. Meandrların tipləri;

a-məhdudlanan meandrlaşma; b-sərbəst meandrlaşma; c-tamamlanmayan meandrlaşma (İ.V.Popova görə)

1. Subasarı ensiz olan çay məcraları planda zəif əyri-üyrüklü, sinusoidə yaxın formalı olur. Bu sinusoidin amplitudu dərənin eni ilə müəyyən olunur, yəni dərənin yamaqları amplitudun böyüməsini məhdudlandırır. Məcrə deformasiyaları planda çay döngəsinin çay aşağı maneəsiz sürüşməsi kimi təsvir olunur. Çay döngəsinin forması və ölçüləri əhəmiyyətli dəyişikliyə uğramır. Kifayət qədər uzun müddət ərzində meandr yerini tam dəyişdiyinə görə çay sahilinin qabarıq və batıq hissələri də əvvəlki yerlərini dəyişirlər. Çay döngəsinin bu cür sürüşməsi batıq sahilin yuyulması və yuyulma materiallarının qabarıq sahilə yığılması ilə nəticələnir. Belə meandrlaşma prosesi *məhdudlanan meandrlaşma* adlanır.
2. Geniş dərəli çay hissələrində dərənin yamaqları məcranın dərəyə perpendikulyar istiqamətdə yerdəyişməsinə mane

olmur. Batıq sahillərin maneəsiz yuyulması nəticəsində döngənin forması tədricən dəyişir. İlk sinusoid formalı döngə ilgək formalı döngəyə çevrilir. Əvvəlcə, döngə məhdudlanan meandrlaşmada olduğu kimi çay aşağı sürüşməyə başlayır. Lakin növbəti mərhələdə döngənin sürüşməsi onun genişlənməsi ilə əvəzlənir və dəyirmi forma alır. Deformasiya prosesi iki qonşu meandrın zirvələri arasındakı ensiz quru zolağın yarılması və çay döngəsinin ayrılmış hissəsinin axmaza çevrilməsi ilə yekunlaşır. Bundan sonra tədricən yeni çay döngəsi yaranmağa və inkişaf etməyə başlayır. Bu tip meandrlaşma prosesi *sərbəst meandrlaşma* adlanır.

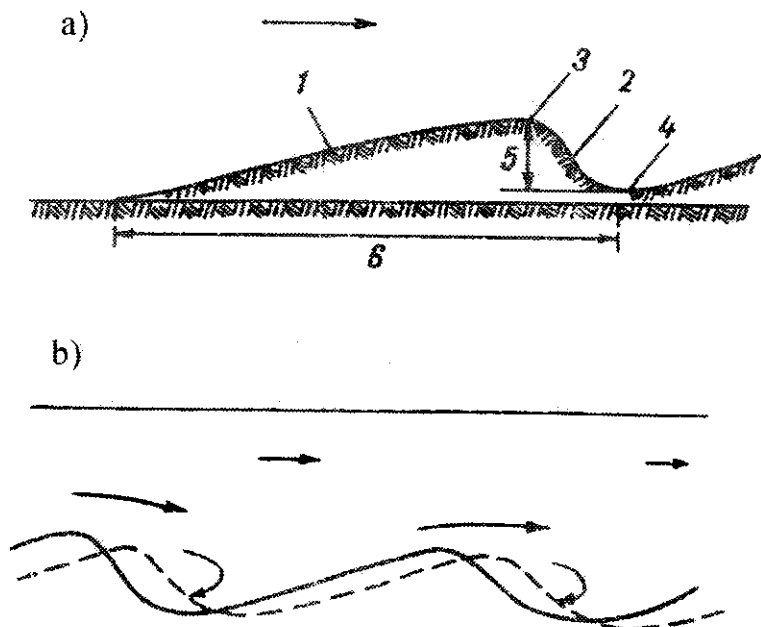
3. Alçaq subasarlı çaylarda sərbəst meandrlaşma üçün səciyyəvi olan tam meandrlaşma prosesi müşahidə olunmur. İki qonşu meandrın zirvələri bir-birinə çox yaxınlaşmamış, onların arasındakı kifayət qədər enli quru zolağı yarılır. Məcəra ikilənir. Düzlənmiş qol subasarın alçaq hündürlüklü yerləri ilə axır. Adətən bu qol əsas məcraya çevrilir və köhnə məcra tədricən öz funksiyasını itirir. Bu tip meandrlaşma *tamamlanmayan meandrlaşma* adlanır. Böyük çaylarda məcranın düzlənməsi bir neçə il (İrtiş çayı) və ya bir neçə onillik ərzində (Ob, Volqa, Oka) baş verir.

Məcranın düzlənməsi nəticəsində çayın meyilliyi, axının sürəti, məcranın yuyulmasının intensivliyi, yerli gətirmələr axımı artır. Bu gətirmələr çayın aşağı hissələrində yığılaraq öz növbəsində meyilliyi və məcra deformasiyalarının xarakterini dəyişdirə bilər.

5.8.5. Çay məcraları və subasarlarının morfoloji elementləri

Çay məcralarında dərinliklər erozion-akkumulyativ mənşəli məcra formalarının yerləşməsindən asılı olaraq dəyişir.

Ən sadə məcrə forması *qırçınlardır*. Onlar məcranın dibində qum, bəzən isə çınqılın yığılması nəticəsində əmələ gəlir (şəkil 5.18). Qırçının əsas elementləri onun yuxarı və aşağı yamacları, yalı, ətəyi, hündürlüyü və uzunluğudur.



Şəkil 5.18. Qırçının əsas elementləri (a) və onun hərəkət sxemi (b): 1-ön yamac; 2-aşağı yamac; 3-yalı; 4-ətək; 5-qırçının hündürlüyü; 6-qırçının uzunluğu.

Qırçınlar çay boyu yerlərini dəyişirlər. Bu hərəkətin mexanizmi belədir. Axın qırçının yalını keçdikdən sonra, onun ətəyində üfüqi fırlanma oxlu burulğan yaradır. Qırçının yuxarı yamacından yuyulmuş bərk hissəciklər qırçının ətəyinə düşür və burulğanın əks istiqamətli axını bu hissəcikləri qırçının aşağı yamacına sıxır. Getdikcə, qırçın böyüyür və çay aşağı

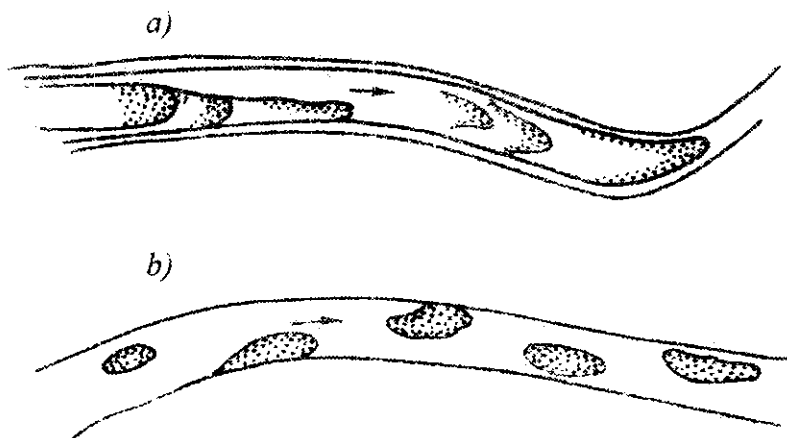
yerini dəyişir (şəkil 5.18b).

Beləliklə, qırçınların hərəkətinə gətirmələrin məcranın dibi ilə hərəkəti kimi baxılmalıdır.

Qırçınların ölçüləri müxtəlif olur. Kiçik çaylarda onların hündürlüyü bir neçə santimetrə, böyük çaylarda (məsələn, Ob çayı) isə 5-6 metrə çatır. Ən böyük qırçınların uzunluğu 3 km və daha çox, ən kiçiklərininki isə bir neçə santimetr təşkil edir.

Çay məcralarında daha çox kiçik ölçülü qırçınlar əmələ gəlir və məcranın kələ-kötürlük dərəcəsi onlardan asılıdır.

Əksər düzənlik çaylarında qırçınlar məcranın demək olar ki, bütün enini tutur. Bunlara *lentli qırçınlar* deyilir (şəkil 5.19a).



Şəkil 5.19. Lentli(a) və yan yığımlı qırçınlar(b).

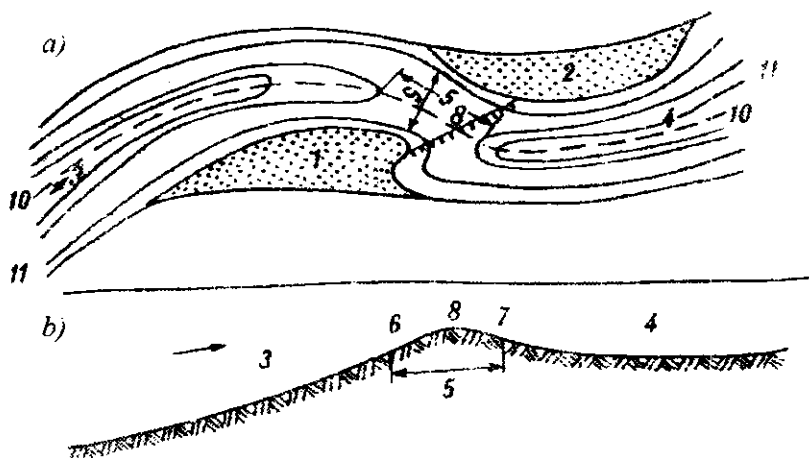
Qırçınların başqa bir növü *yan yığımlı* adlanır. Onlar faktiki olaraq lentli qırçınların azsulu dövrlərdə suyun altından çıxan və quruyan hissələridir. Adətən, yan yığımları hər iki sahil boyu şahmat qaydasında yerləşirlər (şəkil 5.19b).

Qum qırçınlarının daha bir növünə *calğam* deyilir. Onlar

məcranın orta hissəsində böyük həcmdə gətirmələrin yığılması nəticəsində əmələ gəlir. Calğanlar uzunsov formalı olur, çayı qollara ayırır və azsulu dövrlərdə quruyaraq müvəqqəti adalara çevrilirlər.

Növbəli dayazlıqlar və subasarlər daha mürəkkəb məcrə formaları sayılırlar.

Növbəli dayazlıq qum qırçınının əmələ gətirdiyi dayaz məcrə hissəsidir. O, azsulu dövrdə sağ və sol sahillərdə yaranmış iki yan yığımını birləşdirir. Düzənlik çayları üçün *növbəli dayazlıq* və *quytulların* bir-birini əvəz etməsi səciyyəvi haldır. *Quytul* məcranın iki qonşu növbəli dayazlıq arasındakı dərin hissəsinə deyilir. Növbəli dayazlığın müxtəlif hissələri şəkil 5.20-də göstərilir.



Şəkil 5.20. Növbəli dayazlığın sxemi:

a-plan; b-uzununa profil; 1-yuxarı dil; 2-aşağı dil; 3-yuxarı quytul; 4-aşağı quytul; 5-yəhər; 6-ön yamac; 7-ətək; 8-yal; 9-təknə; 10-farvater; 11-izobatlar.

Növbəli dayazlıqlar gətirmələrin akkumulyasiyası üçün əlverişli şərait olan yerlərdə yaranır. Belə şərait, məsələn, axı-

nın sürəti azaldıqda onun gətirmələri nəql etmə qabiliyyətinin zəifləməsi nəticəsində yaranır. Axının sürətinin azalması dağ çayları düzən əraziyə çıxdıqda, məcra kəskin genişləndikdə, çay iri qol qəbul etdikdə və s. hallarda müşahidə olunur.

Adətən, düzənlik çaylarında quytul çay döngələrində, növbəli dayazlıq isə iki qonşu döngəni birləşdirən düzxətli hissədə əmələ gəlir. Batıq sahildə eninə axınlar məcranı yuyur, düzxətli hissədə isə yuyulmuş hissəciklər yığılır. Əslində bu hadisə yaz qursulu dövr üçün səciyyəvidir. Azsulu dövrdə, əksinə, növbəli dayazlıqlar yuyulur. Beləliklə, növbəli dayazlıqlar və quytulların mövsümi deformasiyaları baş verir.

Çoxillik məcra deformasiyaları nəticəsində məcranın planda forması və dərinliklər dəyişir. Bu məsələ Fərq qanunlarında öz əksini tapmışdır:

1. Çay boyu ən böyük dərinliklər xətti batıq sahilə sıxılmağa çalışır;
2. Quytulun ən dərin hissəsi və növbəli dayazlığın ən dayaz hissəsi, müvafiq olaraq məcranın ayrılığı ən böyük və ən kiçik olan nöqtələrindən quytul və növbəli dayazlığın uzunluqları cəminin təqribən $\frac{1}{4}$ hissəsi qədər çay aşağı yerləşir;
3. Məcra ayrılığının tədricən dəyişməsinə dərinliklərin tədricən dəyişməsi uyğundur;
4. Məcranın ayrılığı artdıqca, dərinlik də artır.
5. Çay döngəsinin uzunluğu müəyyən həddə qədər artdıqca, dərinliklər əvvəlcə artır, sonra isə azalır: hər bir çay hissəsində döngə uzunluğunun elə bir müəyyən orta qiyməti var ki, o qiymətdə dərinliklər ən böyük olur.

Fərq “qanunları” məcraları asan yuyulan süxurlardan təşkil olunmuş düzən çayları üçün doğrudur. Çətin yuyulan süxurlardan təşkil olunan çay məcralarının ölçüləri və onlarda dərinliklərin paylanması belə qanunauyğunluqlara tabe olmur.

Subasar axının nəql etdiyi gətirmələrin yığılması və məcranın planda deformasiyaları nəticəsində yaranır.

Gursulu dövr və daşqınlar zamanı çay suları subasara çıxır. Belə hallarda axının məcrası iki hissədən ibarət olur: azsulu dövrə uyğun çay məcrası və subasar. Suyun yüksək səviyyələrinə və onların enmə fazasında həm məcrə, həm də subasar intensiv deformasiyaya məruz qalır. Bu deformasiyalar məcrə və subasar arasında gətirmələr mübadiləsi prosesində baş verir. Meandrlaşma gedən məcralarda döngənin batıq sahilində yuyulma güclənir və yuyulma materialları qabarıq sahilə yığılır. Beləliklə *sahil qumluğu (plyaj)* yaranır. Onlar formalarına görə yan yığımını xatırladır. Lakin sahil qumluğu nisbətən hərəkətsiz məcrə formalarıdır və yalnız çay döngəsi ilə birlikdə hərəkət edirlər.

Sahil qumluğunun xarici sərhəddi boyu *qar şırımı* və *dil* əmələ gəlir. Onlar axının sürəti azaldıqda qum qırçınlарının yerdəyişməsinin zəifləməsi və sahilə bitişməsi nəticəsində yaranırlar.

Qırçınlарın kənar hissələri quruyaraq qar şırımına çevrilirlər. Qar şırımları getdikcə böyüyərək çay boyu uzanan dil əmələ gətirirlər. Çayın sahili və dil arasında uzanan su sahəsi *tərsənə* adlanır.

Dil və sahil qumluğu üzərində bitki örtüyü formalaşır və bu səbəbdən növbəti daşqınlar zamanı gətirmələrin akkumulyasiyası daha da artır. Onların ölçüləri böyüyür və bu tədricən *sahil bəndlərinin* əmələ gəlməsinə şərait yaradır. Sahil bəndləri subasar relyef forması sayılır.

Sahil bəndinin hündürlüyü artdıqca, sahil bəndlərinin ikinci sırasının əmələ gəlməsi üçün şərait yaranır. Zaman keçdikcə, bu bəndlər müasir məcradan uzaq düşmüş olurlar. Sahil bəndlərinin formalaşması üçün bir ildən bir neçə onilliyə kimi vaxt tələb olunur.

Subasarin relyefi çox mürəkkəbdir. Onun səthi çayın qolları və axmazlar vasitəsi ilə parçalana bilər.

Şerti olaraq subasarda üç hissə ayrılır:

- məcrakənarı hissə (nisbətən qalxmış hissə);
- mərkəzi hissə (birinci hissəyə nisbətən bir qədər aşağıda yerləşən hamar hissə);
- terrasyanı hissə (bataqlıqlaşmış ən aşağı hissə).

Yuxarıda qeyd olunanlar yalnız düzən çaylarına aiddir. Dağ çaylarının məcra prosesləri nisbətən zəif öyrənilmişdir.

5.8.6. Məcra proseslərinin tipləri

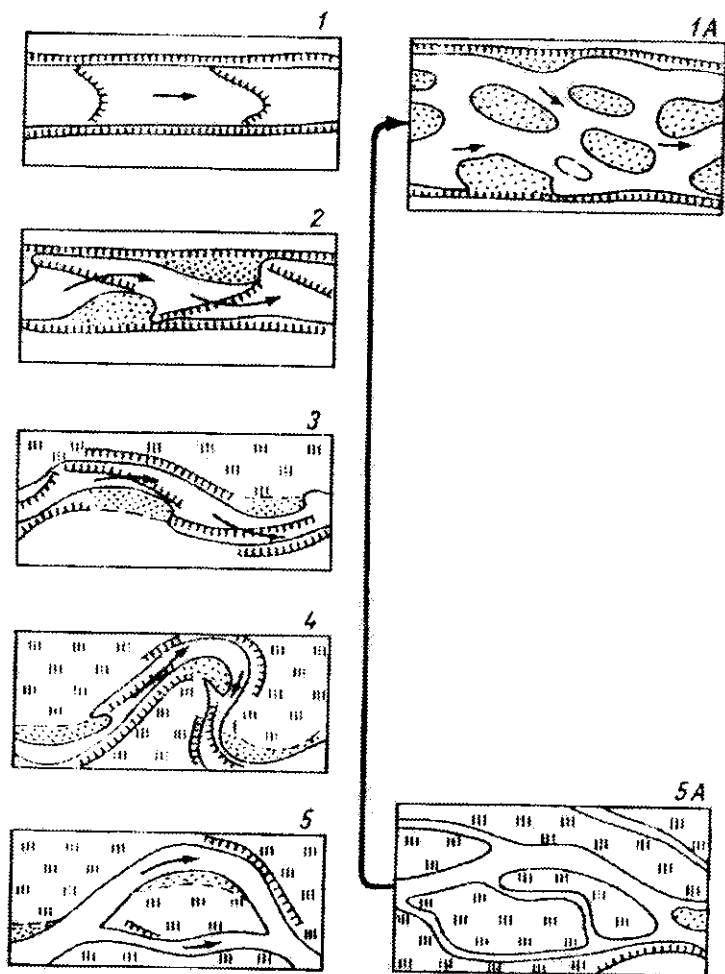
Məcra proseslərinin rəngarəngliyinə baxmayaraq N.Y.Kondratyev və İ.V.Popov onları aşağıdakı tiplərə ayırırlar (şəkil 5.21):

- lentli-qırçınlı;
- yan yığımlı;
- calğamlı (məcra çoxqolluluğu);
- məhdudlanan meandrlaşma;
- tamamlanmayan meandrlaşma (subasar çoxqolluluğu).

Bu məcra tiplərinin hər birinə keyfiyyətə fərqli deformasiyalar və məcra formaları uyğundur. Bu, axının nəqlətmə qabiliyyətinin, həmçinin məcranın formalaşmasında asılı və dib gətirmələrinin rolunun dəyişməsi ilə əlaqədardır. Məsələn, sərbəst meandrlaşmadan məhdudlanan meandrlaşmaya, sonra isə yan yığımlı və lentli-qırçınlı tipə keçid zamanı məcranın ayrı-ayrılıqlı azalması baş verir. Lentli-qırçınlı tiptən calğamlı tipə keçid axının nəqlətmə qabiliyyətinin artdığını göstərir, çünki bu zaman məcranın en kəsiyi böyüyür.

Lentli-qırçınlı məcra prosesi tipi. Bu tiptə lentli qırçınlar su rejiminin bütün fazalarında öz bütövlüyünü saxlaya bilər. Yalnız onların ölçüləri və sürüşmə (hərəkət) sürəti bir qədər dəyişir. Planda məcra deformasiyaları demək olar ki, baş vermir. Lentli

qırçınlrın hərəkət sürəti bəzən 200-300 m/il təşkil edir. Məcrə prosesinin bu tipi subasarsız və dərəsinin yamaqları çətin yuyulan süxurlardan ibarət çay hissələrində müşahidə olunur.



Şəkil 5.21. Məcrə proseslərinin tipləri:

1-lentli-qırçınlı tip; 2-yan yığımlı tip; 3-məhdudlanan meandrlaşma; 4-sərbəst meandrlaşma; 5-tamamlanmayan meandrlaşma; 1A-cəlğəm tipi və ya məcrə çoxqolluluğu; 5A- subasar çoxqolluluğu.

Yan yığımlı məcra prosesi tipi. Bu tipdə yaz gursulu dövrdə iri qum qırçınları məcra boyu hərəkətə gəlir. Azsulu dövrdə qırçınlardan yuxarı hissəsi quruyur və hərəkətsiz yan yığımları əmələ gəlir. Yan yığımları məcranın əyri-üyrülüynü artırır. Qırçının bir hissəsi suyun altında qalır və növbəli dayazlığın yalını əmələ gətirir. Su qırçının yalını aşaraq quytula daxil olur. Tədricən yal yuyulur və yuyulmuş material quytulda yığılır. Bu tip prosədə də planda məcra deformasiyaları baş vermir və subasar yaranmır.

Calğamlı məcra prosesi tipi. Bu tip məcra prosesi inkişaf edən çay hissələrində axın böyük həcmdə dib gətirmələri nəql edir. Enli məcra yaranır və məcra boyu bir-biri ilə əlaqəsi olmayan qırçınlardan hərəkəti müşahidə olunur. Azsulu dövrlərdə suyun səviyyəsi düşdükdə bu qırçınlardan məcranın bütün eni boyu səpələnən calğamlar əmələ gətirir. Calğamlar quruduqda adalara çevrilir. Çayın qolları bu adaların arası ilə axır və çox-qollu məcra yaranır. Bu tipə daha çox çay dağlıq ərazidən çıxdıqda və ya mənşəbə yaxın hissədə rast gəlinir.

Məcra proseslərinin digər tipləri-məhdudlanan, sərbəst və tamamlanmayan meandrlaşma planda məcra deformasiyaları və subasaların əmələ gəlməsi ilə səciyyələnirlər. Kür çayının aşağı axırında sərbəst meandrlaşma müşahidə olunur.

Qeyd etmək lazımdır ki, məcra proseslərinin istənilən tipində akkumulyasiya və eroziya hadisələri axının nəql etmə qabiliyyəti və axında gətirmələrin miqdarı ilə sıx əlaqəlidir. Əgər, axında gətirmələrin miqdarı onun nəql edə biləcəyi kəmiyyətdən böyükdürsə, onda gətirmələrin akkumulyasiyası baş verir. Əksinə, çay hissəsində axının nəql etmə qabiliyyəti gətirmələrin miqdarından çoxdursa, onda məcra yuyulur. Məcra yuyulduqda isə onun en kəskin sahəsi böyüyür, beləliklə, sürət azalır və məcranın yuyulması zəifləyir və ya dayanır.

5.8.7. Çay mənşəbləri və onların tipləri

Hər bir çay mənşəb hissədə özünəməxsus xüsusiyyətlərə malikdir. Bu, çayın rejim xüsusiyyətləri və onun töküldüyü dəniz, göl və ya digər çayda baş verən dəyişikliklərin çaya təsirindən asılıdır.

Dəniz və iri göllərə tökülən çayların əsasən iki tip mənşəbi olur: *delta* və *estuari*. Delta çoxqollu məcrədir və o, böyük miqdarda gətirmələri nəql edən çay dənizin dayaz hissəsinə töküldükdə yaranır. Estuari qıf formalı nisbətən ensiz və dərin körfəzdir. O, adətən, qurunun səthi çökdükdə dəniz suları altında qalan çay dərəsinin aşağı hissəsində yaranır. Estuaridə gətirmələrin yığılmasına dənizdəki qabarma-çəkilmə və sahil cərəyanları mane olur. Amazon, Parana, Ob, Yenisey və s. çayların estuariləri var.

Dənizə tökülən çayların mənşəblərində gətirmələrin rejimi başlıca olaraq onların miqdarından və qabarma zamanı miqra-siyasından asılıdır. Çay mənşəbinə gətirmələrin əsas hissəsi yaz gursulu dövr və güclü daşqınlar zamanı gətirilir. Burada gətirmələrin çökməsi çayın axın sürətinin azalması və çay boyu daşqın dalğasının yastılanması nəticəsində baş verir. Güclü qabarmalar və böyük şişmələr vaxtı yalnız iri gətirmələr çökür, xırda hissəciklər isə çay yuxarı aparılır. Çəkilmə hadisəsi zamanı mənşəb hissədə yuyulma və gətirmələrin dənizə nəqli güclənir.

Çayın, bəzən isə dənizin gətirdiyi gətirmələr mənşəb hissədə yığılaraq dil, adalar və dayazlıq əmələ gətirirlər ki, bu da *say* adlanır. Say çay sularının hərəkətinə mane olur və axın, adətən iki hissəyə bölünür. Beləliklə, qollar yaranır. Hər bir qolda gətirmələrin çökməsi və calğamların əmələ gəlməsi məcranın şaxələnməsinə səbəb olur. Nəticədə çoxqollu məcrə-delta yaranır. Delta tədricən dənizə doğru böyüyür.

Deltada bataqlıqlaşmış ərazilər olur və bitki örtüyü yaxşı inkişaf edir. Hidroqrafik şəbəkə çoxsaylı qollar və axmaz

göllerlə təmsil olunur. Nil, Volqa, Orinoko, Xuanxe, Qanq və s. çayların müxtəlif formalı deltaları var. Məsələn, Kür və Missisipi çayları vintvari deltalara malikdirlər. Bu çaylar dənizə gətirmələr axımı çox olan uzun və ensiz qollarla tökülürlər.

Xəzər dənizinə tökülən Sulak çayı dimdikvari delta əmələ gətirir.

Bəzi hallarda güclü buxarlanma nəticəsində və ya karst hadisəsi geniş yayılmış ərazilərdə çay öz mənsəbinə çatmır. Belə çayların mənsəbi bəzən kor mənsəb adlanır (Pirsaat, Kuma çayları).

Estuarilərin xüsusi forması *liman* adlanır. O, çay dərəsinin dəniz suları altında qalmış mənsəb hissəsidir. Limanlar dənizin sahil zolağının çökməsi nəticəsində yaranır.

Dəniz sahilinə bitişik və dənizin əsas hissəsindən dil ilə ayrılmış dəniz hissəsi *laqun* adlanır.

5.8.8. Hidrotexniki qurğuların məcrə proseslərinə təsiri

Çay axınına təsirinə görə hidrotexniki qurğuları iki əsas qrupa bölmək olar:

1. Məcrənin sahilləri boyu yerləşdirilən qurğular;
2. Çayın məcrasında onun eni boyu yerləşdirilən qurğular.

Birinci qrup qurğulara düzləndirici qurğular da deyilir. Bunlara misal olaraq çay sahillərini bərkitmək üçün inşa edilən *qoruyucu bəndləri* göstərmək olar. Onların vəzifəsi çay sahillərindəki yaşayış məntəqələrini, müəssisələri, əkin sahələrini, yolları və s. daşqın və sellərdən qorumaqdır. Bu qurğular axınla məcrənin arasında mövcud olan təbii qarşılıqlı əlaqəni pozur. Nəticədə məcrə deformasiyalarının intensivliyi kəskin artır.

Zaman keçdikcə, axın kəskin döngələri hamarlayır və dayanıqlı məcrə forması yaranır.

Axını düzləndirən və sıxan qoruyucu bəndləri bir-birinə paralel şəkildə hər iki sahil boyu yerləşdirməyə heç də həmişə

ehtiyac olmur. Axın və məcranın qarşılıqlı təsirinin əsas qanunauyğunluqları düzgün nəzərə alındıqda qoruyucu bəndlər növbə ilə gah sağ, gah da sol sahilə tikilə bilər. Bu yolla xeyli vəsaitə qənaət etmək mümkündür.

İkinci qrup hidrotexniki qurğular məcrə proseslərinə daha güclü təsir göstərirlər.

Su anbarlarının bəndləri belə qurğulara ən geniş yayılmış misaldır. Bəzən, kanala suyu öz axarı ilə vermək üçün çayın məcrasında çox da hündür olmayan bənd inşa olunur (Samur və Bəhramtəpə su qovşaqları).

Məcrada inşa olunan qurğular bütün hallarda özlərindən yuxarıda şişmə hadisəsi yaradır. Şişmə zonasında axın sürəti azalır, gətirmələr intensiv çökür, su anbarları lillənir.

Su anbarında gətirmələr çökdüyündən, bənddən aşağıya durulmuş su verilir. Belə suyun nəqlətmə qabiliyyəti yüksək olur. Gətirmələrdən azad olmuş axın intensiv şəkildə məcranı yumağa başlayır. Mərkəzi Asiya çaylarının bəzilərinə suyun bulanıqlığı çay su anbarına daxil olmazdan əvvəl 920 q/m^3 , bənddən 4 km aşağıda 26 q/m^3 , 87 km aşağıda isə 85 q/m^3 olmuşdur. Su anbarının fəaliyyət göstərdiyi ilk 6 il ərzində çayın dibi 72 sm yuyulmuşdur.

Ukraynada Dnepr çayı üzərində inşa edilmiş su anbarının bəndindən aşağıda 10 km məsafədə çox qısa müddət ərzində məcradakı süxur layı daha altda yerləşən qranit qatına kimi yuyulmuşdur.

Dağ çaylarında meyllik böyük olduğundan, aşağı byefdə məcrə daha intensiv dərinləşir ($2-3 \text{ m}$). Su anbarından çıxan su müəyyən hündürlükdən məcraya tökülür və bilavasitə bəndin arxasında dərinliyi $10-12 \text{ m}$ olan qıf əmələ gətirir.

Su anbarı lilləndikcə, bənddən aşağıya daha çox gətirmə daxil olur, məcranın yuyulması zəifləyir və çayın uzununa profili bərpa olunmağa başlayır. Çay sularının bir hissəsi su anba-

rına yığıldığına görə, bənddən aşağıda daşqınların maksimal su sərfi təbii rejimlə müqayisədə azalır. Nəticədə, çayın qollarının eroziya bazisi aşağı düşür və onlarda eroziya prosesi güclənir.

5.9. GƏTİRMƏLƏR AXIMI VƏ SELLƏR

Sutoplayıcının səthində axan ərinti və yağış sularının torpaq hissəciklərini hərəkətə gətirməsi *eroziya prosesi* adlanır. Bu hissəciklər çay məcrasına düşdükdə *gətirmələr axımı* əmələ gətirir. Eroziya prosesinin üç əsas növü var: səthi eroziya (sutoplayıcının səthində), dərinlik və yan eroziya (məcrada). Çayın yuxarı axınında dərinlik eroziyası, aşağı axınında isə yan eroziya üstünlük təşkil edir.

Sutoplayıcının səthindən yuyulan gətirmələrin əsas hissəsi yamacların aşağı hissəsindəki mənfi relyef formalarında, yarıq və qobularda, çay şəbəkəsinin ilkin elementlərində yığılır. Gətirmələrin az hissəsi gəlib çaya çatır. Kiçik ölçülü gətirmələr axında asılı vəziyyətdə, nisbətən iri hissəciklər isə məcranın dibinə hərəkət edir. Çay suları həm də həll olmuş maddələri (duzları) nəql edir. Asılı və dib gətirmələri həll olmuş maddələrlə birlikdə *sülb axım* adlanır.

Gətirmələr axımı haqqında məlumatlar su anbarları və kanallar layihələndirildikdə lillənmənin hesablanması üçün vacibdir. Külli miqdarda gətirmələr gəmiçilik üçün yararlı çaylarda dərinlikləri dəyişdirir.

Gətirmələr axımının formalaşması iqlim, geomorfoloji və antropogen amillərdən asılıdır. Bu amillərin ən vacibləri aşağıdakılardır:

- atmosfer yağıntılarının xarakteri, miqdarı və şiddətliyi;
- yamacların səmti, meyliyi və uzunluğu;
- geoloji şərait və torpaq tipləri;
- çay şəbəkəsinin sıxlığı.

Eroziya prosesinə təsir göstərən başlıca *iqlim amili* istilik və rütubətin nisbətidir.

Rütubətlik ifrat və kifayət qədər olan zonalarda yaxşı inkişaf etmiş bitki örtüyü torpağı bərkidir. Buna görə də bu zonalarda eroziyanın şiddətliyi azdır və gətirmələr, əsasən məcranın və ya onun yaxınlığında yerləşmiş yamacların yuyulması nəticəsində formalaşır.

Rütubət kifayət qədər olmayan zonada torpağın nəmliyi azalır, bitki örtüyü seyrəlir və leysanların şiddətliyi, səth sularının sürəti artır. Bütün bunlar gətirmələr axımını çoxaldır.

Dörd müxtəlif iqlim qurşağında iqlimin gətirmələr axımına təsirini öyrənən C.Korbel müəyyən etmişdir ki, eroziyanın sürəti ilə temperatur arasında sıx əlaqə var və ən şiddətli eroziya tropiklərdə müşahidə olunur. N.M.Straxov belə fərziyyə irəli sürür ki, tropik rayonlarda eroziyanın şiddətliyinin yüksək olması fəal kimyəvi aşınma ilə əlaqədardır. Lakin F.Furnye belə hesab edir ki, ən güclü eroziya mövsümi rütubətli tropik rayonlarda baş verir. Eroziyanın şiddətliyi mülayim və soyuq qurşaqlara doğru azalır. O, həmçinin göstərmişdir ki, eroziya həm də relyefdən asılıdır və bu asılılıq tropik enliklərdə mülayim qurşağa nisbətən zəifdir. S.Şumm da qeyd edir ki, gətirmələrin illik rejimi əsas çayın meylliyindən asılıdır.

V.Lanqbeyn və S.Şumm eksperimental meydançalarda tədqiqatlar apararaq müəyyən etmişlər ki, eroziyanın ən böyük qiymətləri yağıntıların illik miqdarı 250-350 mm olduqda müşahidə edilir. Yağıntıların miqdarı bu rəqəmlərdən çox olduqda bitki örtüyü daha yaxşı inkişaf edir. Bu isə eroziyanı və gətirmələr sərfini azaldır. Yağıntılar göstərilən miqdardan az olduqda gətirmələr axımı azalır, lakin belə rayonlarda leysanların şiddətliyi çox yüksək olduğundan, ani gətirmələr sərfi başqa rayonlarla müqayisədə çox böyük ola bilər.

Gətirmələr axımına çayın illik axımı, onun il ərzində pay-

lanması, gursulu dövr axımı və yağış daşqınları da təsir göstərir. Gətirmələr axımının formalaşmasında səth axımının rolu daha böyükdür.

Geomorfoloji amillər qrupuna ərazinin parçalanmasının morfoloji göstəriciləri (yerli eroziya bazislərinin yüksəkliyi, çay və yarıq-qobu şəbəkəsinin sıxlığı, sutoplayıcı və məcarrının meyllikləri, sutoplayıcının orta hündürlüyü) və geoloji quruluşu (dağ süxurlarının tipləri) aiddir. Bu amillər arasında çay şəbəkəsinin sıxlığı xüsusilə vacib rol oynayır. Dağlıq rayonlarda relyef və ərazinin hündürlüyünün rolu çox böyükdür, çünki gətirmələr axımının kəmiyyəti də yüksəklik üzrə dəyişir.

Şərqi Avropa düzənliyində də gətirmələr axımı şimaldan cənuba doğru artır və ümumiyyətlə, coğrafi zonallıq qanununa müvafiq paylanır. Burada formalaşmış təbii zonaların çaylarında gətirmələr axımının kəmiyyəti kəskin fərqlənir.

Məşə zonasında gətirmələr axımı beş əsas amildən asılıdır: ərazinin ümumi rütubətlənmə şəraitinin göstəricisi olan illik axımdan; gursulu dövrün başlanğıcından ən böyük gətirmələr sərfi müşahidə olunan günə qədər torpağın müsbət temperatur-ları cəmindən (torpağın donunun açılma intensivliyini səciyyələndirir); torpağın donma dərinliyindən (torpağın donunun açılma müddətini səciyyələndirir); yazda müşahidə olunan yağıntıların miqdarından və gursululuğun yığcamlığından.

Çöl zonasında payızda düşən yağıntıların ildən-ilə dəyişkənliyi çox böyükdür. Ona görə də burada yuxarıda göstərilən beş amilə altıncı amil-payız aylarının yağıntılar cəmi də əlavə olunur.

Yarımsəhra zonasında payızda torpağın nəmliyi çox az olur, yeraltı sular dərinədə yerləşir, torpağın donunun açılması üçün az istilik tələb olunur. Buna görə də torpaq örtüyünün vəziyyəti səthi yuyulmaya demək olar ki, təsir göstərmir. Bu zonada başlıca amillər orta illik su sərfi, yaz yağıntıları və gursulu-

luğun yığcamlığıdır.

Yuxarıda qeyd olunan amillər konkret təbii zonada gətirmələr axımının kəmiyyətinin zamana görə (ildən-ilə) dəyişməsinə təsir göstərir. Təbii zona daxilində gətirmələr axımının əraziyə görə dəyişməsi ləng dəyişən amillərdən asılıdır: sutoplayıcının sahəsi, sutoplayıcı və məcranın meylikləri, sutoplayıcının orta hündürlüyü, çay şəbəkəsinin sıxlığı, torpaq və süxurların tipi, sutoplayıcının meşələrlə örtülülük və şumlanma dərəcəsi.

Kiçik çayların gətirmələr axımına yerli amillər güclü təsir göstərir. Orta çayların gətirmələr axımı zonal amillərin təsiri altında formalaşır. Böyük çaylarda ayrı-ayrı landşaft zonalarının təsiri nivelirlənir və orta illik gətirmələr sərfinin dəyişkənliyi daşqının yüksəkliyi və gursulu dövrü su sərfələrinin artmasının şiddətliyi ilə təyin olunur.

Gətirmələr axımının formalaşma şəraitini öyrəndikdə çayın uzununa profilində ölçmələr yerinə yetirilən kəsiyin mövqeyi nəzərə alınmalıdır. Çayın uzununa profilinin forması çay boyu eroziya prosesinin şiddətliyinin göstəricisidir. Uzununa profilin sınma nöqtələrində gətirmələr axımı kəskin dəyişir, çünki axının nəql etmə qabiliyyəti dəyişir. Müəyyən edilmişdir ki, çay sutoplayıcısında və məcrada eroziya prosesinin şiddətliyi və axının gətirmələri nəql etmə qabiliyyəti meylliyə mütənəsidir.

5.9.1. Gətirmələr axımının növləri və il ərzində paylanması

Gətirmələr nəql olunma xarakterindən asılı olaraq iki növə bölünür: *asılı və dib gətirmələr*. Lakin gətirmələrin bu təsnifatı müəyyən mənada şərtidir, çünki axının hidravlik xarakteristikaları (sürət, dərinlik və s.) dəyişdikdə, gətirmələrin hərəkət rejimi də dəyişə bilər. Məsələn, eyni ölçülü hissəciklər axının sürətindən asılı olaraq asılı vəziyyətdə və ya dibdə hərəkət edə bilər. Gursululuq və daşqın zamanı axının sürəti böyüdüyün-

dən, dib gətirmələrinin bir hissəsi hərəkətə gəlir. Azsulu dövrlərdə isə, əksinə, sürət azaldığından, asılı gətirmələrin bir hissəsi çökərək dib gətirmələrinə çevrilir.

Asılı gətirmələr, adətən, kiçik ölçülü mineral hissəciklərdir və onlar su ilə eyni sürətlə hərəkət edir. Hissəciklərin asılı vəziyyətdə olmasının səbəbi axının turbulentliyidir. Asılı hissəciklərin miqdarı onların mənbələrindən asılıdır.

Dib gətirmələri qum, çınqıl, çay daşından ibarət olur. Onlar yalnız axının sürəti müəyyən bir böhran qiymətdən böyük olduqda hərəkətə gəlir.

Azərbaycanın bəzi çayları üçün asılı və dib gətirmələrin illik gətirmələr axımında payı cədvəl 5.11-də verilmişdir.

Cədvəl 5.11.

Asılı və dib gətirmələr axımının nisbəti

№	Çay- məntəqə	Asılı gətir.,%	Dib gətir.,%
1	Qusarçay-Quzun	80	20
2	Kürmükçay-İlisu	74	26
3	Göyçay-Göyçay	94	6
4	Gəncəçay-Zurnabad	83	17
5	Təngərud-Vaqo	84	16

Bu cədvəldən göründüyü kimi, Azərbaycan çaylarında gətirmələr axımının əsas hissəsi asılı gətirmələrin payına düşür. Dib gətirmələrinin axımı daşqınlar zamanı 20-30%, aralıq fazada isə 10%-ə yaxındır (Axıncaçay, Xaçıncaçay, Qoşqarçay). Digər dağlıq rayonların çaylarında da dib gətirmələrin payı asılı gətirmələrlə müqayisədə çox azdır. Düzenlik ərazi çayları üçün bu nisbət daha kiçikdir və 1-10% təşkil edir.

Asılı gətirmələr axımının ərazi üzrə paylanması, adətən, *suyun orta bulanıqlığının* dəyişməsi şəklində göstərilir. Bulanıqlıq çayın canlı en kəsiyində, onun uzunluğu boyu və zamana

görə dəyişir. Bir qayda olaraq, bulanıqlıq səthdən dibə doğru çoxalır. Bu, dibə yaxın hissədə gətirmələrin iri fraksiyalarının hesabına baş verir. Kiçik fraksiyalar isə ($0,001\text{ mm}$ -dən kiçik) dərinlik boyu bərabər paylanır.

Axının turbulentliyi gücləndikcə, asılı gətirmələrin dərinlik üzrə paylanmasıdakı qeyri-bərabərlik azalır.

Gətirmələrin çayın eni boyu paylanması çox mürəkkəb xarakter daşıyır və bu barədə müəyyən bir qanunauyğunluq qeyd etmək qeyri-mümkündür.

Çayın uzunluğu boyu gətirmələr sərfi və bulanıqlıq dəyişir. Adətən, çay boyu gətirmələr axımı çoxalır. Lakin, bəzən bu qanunauyğunluq pozulur, məsələn, Amu-Dərya çayında. Gətirmələrin bir hissəsi tədricən subasarda, qollarda və deltalarda çökür.

Şərqi Avropa düzənliyində şimaldan cənuba axan çayların bulanıqlığı mənsəb istiqamətində artır (Volqa, Don). Bu, qeyd olunan istiqamətdə eroziya prosesinin şiddətliyinin çayın sulu-luğuna nisbətən daha sürətlə artması ilə izah olunur. Cənubdan şimala doğru axan Sibir çaylarında (Ob, Yenisey, Lena), əksinə, mənsəb istiqamətində bulanıqlıq azalır.

Bulanıqlıq və asılı gətirmələr axımının il ərzində paylanması çay şəbəkəsinə daxil olan eroziya materiallarından və çayın su rejimindən asılıdır. Yaz gursululuğu müşahidə olunan çaylarda sutoplayıcının səthindən yuyulan gətirmələr su rejiminin bu fazasının birinci yarısında çay şəbəkəsinə daha çox daxil olur. Bu zaman gətirmələrin tərkibində xırda fraksiyalar üstünlük təşkil edir ($<0,005\text{ mm}$). Müəyyən bir vaxtdan sonra hövzədə aşınma məhsullarının miqdarı və çaya daxil olan gətirmələrin miqdarı azalır, lakin su səfləri isə hələ artmaqda davam edir. Gursululuğun ən böyük sərfi keçdikdə gətirmələrin iriliyi artır. Bu, eroziya materiallarının yarğan və qobulardan, habelə çay məcrasının yuyulması ilə bağlıdır. Lakin axının bu eroziya fəaliyyəti sutoplayıcının səthindən gətirmələrin

azalmasını kompensasiya etmir. Bu səbəbdən, yaz gursululuğu müşahidə olunan çaylarda, adətən, asılı gətirmələr sərfinin maksimumu su sərfinin maksimumundan əvvəl qeydə alınır. Kiçik çaylarda hər iki maksimum eyni vaxtda müşahidə olunur. Bəzən isə gətirmələr sərfinin maksimumu su sərfinin maksimumundan bir qədər sonra müşahidə olunur. Bu, kiçik çaylarda fəal məcrə prosesləri ilə əlaqədardır.

Buzlaqların ərinti suları ilə qidalanan çaylarda da bu iki maksimum çox zaman üst-üstə düşür. Eyni hadisə əsasən yağış suları ilə qidalanan dağ çaylarından keçən daşqınlar üçün də səciyyəvidir.

Çay axımı başlıca olaraq yeraltı sularla formalaşan dövrlərdə gətirmələr axımı az olur.

Şərqi Avropa düzənliyinin meşə zonasının çaylarında gətirmələr axımının 50-95%-i yaz, 1-30%-i yay-payız, 0-30%-isə qış mövsümünün payına düşür. Çöl zonasında yaz mövsümündə gətirmələr axımı qərbdən şərqə doğru artır. Zonanın qərbində yazda gətirmələr axımı illik axımın 45-70%, şərqində isə 70-95%-ni təşkil edir. Yay-payız və qış mövsümlərində gətirmələr axımı qərbdə 30-45%-dən, şərqdə 0,5-1,0%-ə qədər azalır.

Sibir çaylarında, kəskin kontinental iqlim şəraitində, yaz gursulu dövrdə illik gətirmələr axımının 80-95%-i keçir.

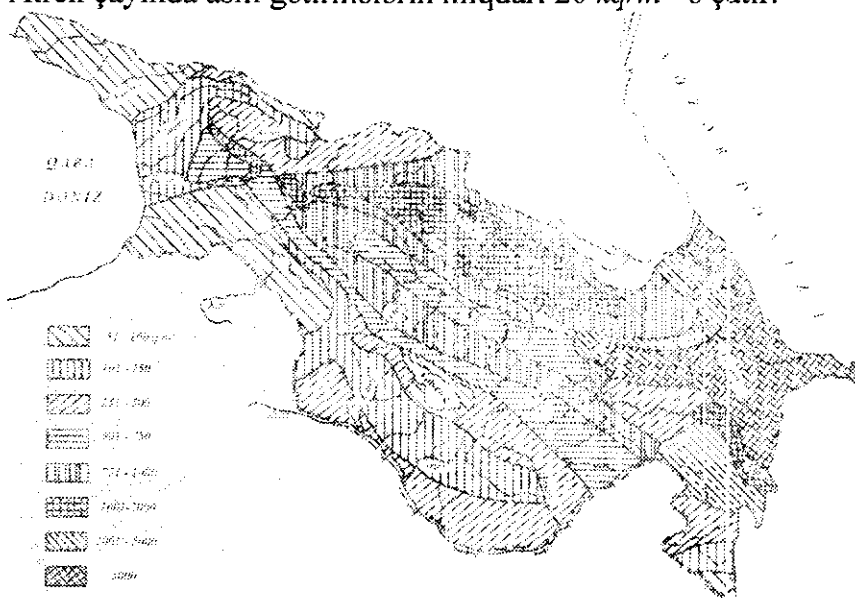
Başlıca olaraq qar suları ilə qidalanan Amu-Dərya çayında yaz gursululuğu zamanı gətirmələr axımının 75%-i müşahidə olunur. Sır-Dərya çayında da gursululuq dövrü gətirmələr axımı illik axımın 75%-ni təşkil edir. Lakin bu çayın qidasında qar suları ilə yanaşı buzlaq suları da iştirak etdiyinə görə, gətirmələr axımının əsas hissəsi yayda müşahidə olunur. Payız-qış mövsümündə gətirmələr axımı azdır və orta hesabla 5% təşkil edir.

Yuxarıda qeyd olunduğu kimi, çay gətirmələrinin formalaşması zonal və azonal amillərdən asılıdır.

Zonal amillərin təsiri nəticəsində çayların bulanıqlığı ərazi

üzrə *coğrafi zonallıq* qanununa müvafiq dəyişir. Lakin bəzən azonal amillərin təsiri nəticəsində *zonallıq* pozulur. *Azonal amillərin* təsiri dağlıq ərazi çaylarında daha aydın hiss olunur. Bu, dağ süxurlarının mozaik paylanması və onların litoloji tərkibi ilə əlaqədardır.

Tyan-Şan çaylarında suyun bulanıqlığı azdır və mənbəyə yaxın hissələrdə 100 q/m^3 təşkil edir. Altayda çay sularının bulanıqlığı 1000 q/m^3 -dan azdır. Amu-Dərya çayının sağ qollarının bulanıqlığı yüksəkdir və $2500\text{-}4000 \text{ q/m}^3$ təşkil edir. Atrek çayında asılı gətirmələrin miqdarı 20 kq/m^3 -ə çatır.



süxurların (gil, qum, əhəngdaşı, gilli şistlər) geniş yayılması ilə izah olunur. Ən az bulanıqlıq isə Cənubi Qafqazın qərb hissəsinin çayları (Kodori, İquri) üçün səciyyəvidir ($51-100 \text{ q/m}^3$).

5.9.2. Kontinental yamaclardan okeanlara asılı gətirmələr axımı

Ayrılıqda hər bir materikdən okeanlara daxil olan gətirmələr axımının qiymətləri cədvəl 5.12-də verilmişdir. Bütün materiklərdən birlikdə hər il Dünya okeanına 15700 mlrd.kq asılı gətirmələr daxil olur (daxili axım rayonları nəzərə alınmır).

Ən çox gətirmələr Asiya qitəsinin çaylarının payına düşür (67%). Bu, Asiyada asan yuyulan lyos süxurların geniş yayılması, çayların ən hündür dağ sistemləri olan Himalay, Kunlun, Pamir, Tyan-Şanın buzlaqları ilə qidalanaraq bolsulu olması ilə izah olunur. Cənubi Amerika materikinə sahəsi Şimali Amerikadan kiçik olsa da, gətirmələr axımı təqribən iki dəfə çoxdur. Şimali Amerika və Afrika çaylarının gətirmələr axımı təxminən bərabərdir.

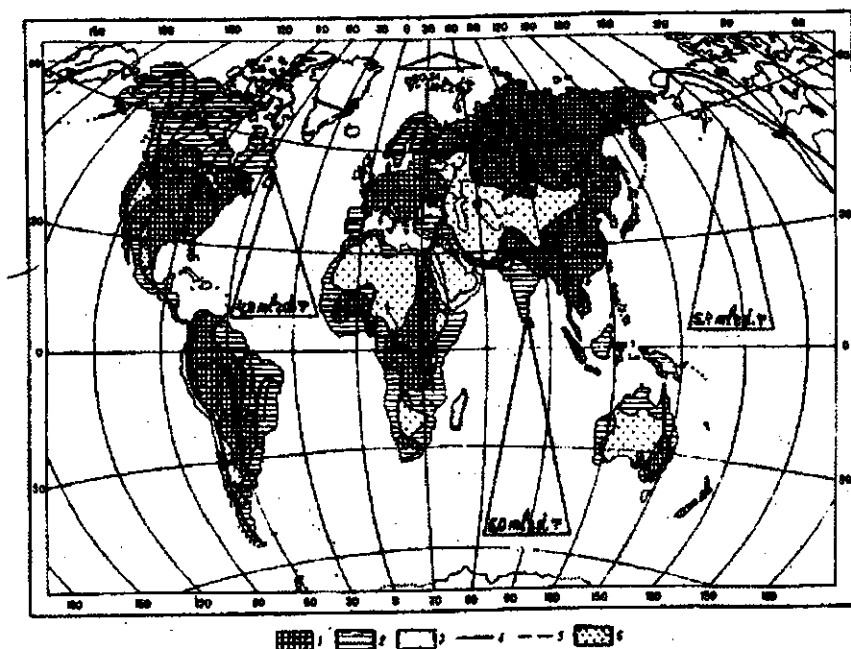
Bütün gətirmələrin cəmi 2.7%-i Avropa çaylarının, 1.3%-i isə Avstraliya və Okeaniya çaylarının payına düşür (cədvəl 5.12).

Cədvəl 5.12.

Qurudan (materiklərdən) okeanlara daxil olan asılı gətirmələr axımı

Materik/qitə	<i>Mlrd.kq/il</i>	%
Asiya	10500	67,0
Cənubi Amerika	2440	15,5
Şimali Amerika	1100	7,2
Afrika	988	6,3
Avropa	439	2,7
Avstraliya və Okeaniya	197	1,3
Cəmi	15700	100,0

Hər bir okeana ayrılıqda daxil olan asılı gətirmələrin miqdarı şəkil 5.23-də göstərilmişdir. Bu şəkildən göründüyü kimi, il ərzində ən çox gətirmələr Hind okeanı hövzəsi çaylarının payına düşür (6,0 mlrd. ton/il və ya 38%). Sakit okean hövzəsinin yamaclarından hər il 5,4 mlrd. ton (və ya 34%) gətirmələr daxil olur. Atlantik okeanının hövzəsi Hind və Sakit okeanlarının hövzələrinin cəmindən böyük olsa da, gətirmələr axımında onun payı nisbətən azdır (4,0 mlrd. ton/il və ya 26%). Ən az asılı gətirmələr axımı Şimal Buzlu Okean hövzəsi çaylarının payına düşür (2% və ya 0,34 mlrd. ton/il).



Şəkil 5.23. Dünya okeanına asılı gətirmələr axımı:

1-gətirmələr axımı üzərində müşahidə aparılan ərazilər; 2-gətirmələr axımı hesablama yolu ilə qiymətləndirilən ərazilər; 3-hesablamalarda nəzərə alınmayan ərazilər; 4-okean suayırıcıları; 5-daimi donuşluğun sərhəddi; 6-daxili axım sahələri.

Göründüyü kimi, qlobal miqyasda çayların gətirmələr axımı hesablandıqda yalnız asılı gətirmələr axımı haqqında məlumatlardan istifadə olunmuşdur. Dib gətirmələri axımının nəzərə alınmaması, böyük çaylar üçün onun kəmiyyətinin asılı gətirmələr axımının cəmi 5%-ə qədərini təşkil etməsi ilə əlaqədardır. Dib gətirmələri axımı haqqında məlumatlar həm də çox az və keyfiyyətsizdir.

5.9.3. Sel daşqınları

Sel axınları dağlıq ərazilərdə müşahidə olunan ən təhlükəli hidroloji hadisələrdən biridir. Bu hadisə haqqında elmi biliklərin ildən ilə artmasına baxmayaraq, sel probleminin həlli hələ də açıq qalır. Bunun bir neçə səbəbi var. Əvvəla, sellərin öyrənilməsi ilə müxtəlif elm sahələrinin (hidrologiya, geologiya, geomorfologiya, coğrafiya, mexanika) mütəxəssisləri adətən müstəqil məşğul olurlar. Kompleks tədqiqatların sayı çox azdır. Digər tərəfdən, məlum səbəbdən sel axınları keçən zaman sisteməlik ölçmələr yerinə yetirilmir. Nəhayət, sellərin çöl və eksperimental tədqiqatları çox böyük maliyyə resursları və entuziazm tələb edir. Sel axınları tip və xarakterlərinə görə fərqlənsələr də, onlar həmişə su və yumşaq-qırıntılı süxurların qarışığından ibarətdir.

“Sel” sözü türk və ərəb mənşəli hesab olunur və müxtəlif dillərdə fərqli səslənir. O, adətən “palçıqlı”, “palçıqlı-daşlı axın” mənasına uyğun anlayışlarla ifadə olunur: mur, mure (Almaniya), ruff, ryuffe (İsveçrə), qiss, qisse (Avstriya), bancir (Yava), sva (Karakorum, Himalay), uayko (Peru), yamasunami (Yaponiya).

Sel-böyük dağıdıcı qüvvəyə malik və mineral hissəciklərlə zənginləşmiş qısa müddətli daşqındır. Selin adi yağış daşqınlarından başlıca fərqi tərkibində iri daşlarla yanaşı küllü miqdarda müxtəlif ölçülü bərk hissəciklərin olmasıdır. Sel axımının

ümumi kütləsinin 80-85%-nə qədərini gətirmələr təşkil edə bilər. Adi daşqınlarda isə bu göstərici 10%-dən çox olur.

Selin böyük dağıdıcı qüvvəyə malik olmasının səbəbi onun sıxlığının, sürətinin böyük və tərkibində iri sükur qırıntılarının olmasıdır. Sel, hövzələrində böyük miqdarda aşınma məhsulları toplanmış və meylliyi 0,1%-dən çox olan dağ çaylarında və quru dərələrdə şiddətli leysanlar yağdıqda və ya qar örtüyü intensiv əridikdə müşahidə olunur. Sellər həm də buzlaq və uçqun göllərin dağılması (yarılması) nəticəsində də yaranır.

Sellərin yaranması üçün əlverişli olan təbii amillər aşağıdakılardır:

1. Dağlıq relyef: hövzə və dərələrin dik yamaclı, çayların meylliyinin böyük olması;

2. Yamaclarda, dərələrdə və məcralarda böyük miqdarda eroziya materiallarının olması;

3. Şiddətli leysan yağışların yağması və ya qarın intensiv eriməsi.

Sel daşqınları kiçik dağ çaylarında, xüsusilə quraq rayonlarda daha tez-tez baş verir. Onlar sutoplayıcıda bir neçə il ərzində yığılmış aşınma materiallarını çayın mənsəbi istiqamətində hərəkətə gətirir. Belə rayonlarda ümumi iqlim şəraiti, hövzənin geomorfoloji xüsusiyyətləri və yamaclarda bitki örtüyünün olmaması eroziyanı gücləndirir. Bəzən iri qırıntı materialları yamacların bütün səthini örtür və dərənin genişləndiyi yerdə iri gətirmə konusları əmələ gətirir. Təbiidir ki, belə qırıntı materialları kütləsi dayanıqsız tarazlıq vəziyyətində olur və buna görə də leysanlar bu tarazlığı poza bildikdə aşınma məhsulları hərəkətə gələrək sel daşqını əmələ gətirir.

Sel axınının başlıca xassəsi onun sıxlığı, yəni su və bərk maddələrin miqdarının nisbətidir. Məlumdur ki, suyun sıxlığı 1000 kq/m^3 təşkil edir. Əksər dağ sükurları üçün bu rəqəm orta hesabla 2700 kq/m^3 qəbul oluna bilər. Sel axınlarının sıxlığı

böyük intervalda ($1100-2500 \text{ kq/m}^3$) dəyişir. Selin hərəkət xüsusiyyətləri həm axının sıxlığı, həm də sel kütləsinin tərkibindən, yəni müxtəlif ölçülü hissəciklərin nisbi miqdarından asılıdır.

Sel kütləsinin tərkib və sıxlığından asılı olaraq sellər üç tipə bölünür:

1. *Gətirməli-sulu sellər*: axın həcmnin 50%-dən az hissəsini bərk faza təşkil edir ($1100-1500 \text{ kq/m}^3$).

2. *Palçıqlı sellər*: axın həcmnin 50%-dən çoxunu bərk faza təşkil edir və hissəciklərin əksəriyyətinin ölçüləri 1 mm -dən kiçik olur ($1600-2000 \text{ kq/m}^3$);

3. *Palçıqlı-daşlı sellər*: axın həcmnin 50%-dən çoxunu bərk faza təşkil edir və sükur qırıntılarının ölçüləri 1 mm -dən böyük olur ($2100-2500 \text{ kq/m}^3$).

Gətirməli-sulu sel axınının sıxlığı nisbətən az olur. O, güclü daşqın məcrada yığılmış iri qırıntı materiallarını hərəkətə gətirdikdə və öz nəqliyyə qabiliyyəti hesabına böyük miqdarda asılı və yuvarlanan gətirmələri daşıdıqda yaranır.

Palçıqlı sel axınının sıxlığı yüksək, tərkibi isə palçıqdan ibarət olur. Bəzən sel kütləsində sükur qırıntılarına da rast gəlinir.

Palçıqlı-daşlı sel axını çox yüksək sıxlığa malik olur. Bərk materialların əsas hissəsini sükur qırıntıları təşkil edir və onların aralarını isə palçıq doldurur.

Sel axınlarının hərəkət sürəti $2-10 \text{ m/s}$ arasında dəyişir. Selin sürətini adi hidrometrik üsullarla ölçmək mümkün olmur. Bununla əlaqədar, sürəti təxmini hesablamaq üçün strukturuna görə Şezi düsturuna yaxın düsturlardan istifadə olunur.

Təhlükəli hidrometeoroloji hadisələr arasında dağıdıcı qüvvəsinə və vurduğu ziyanın həcminə görə sellər, xüsusilə seçilir. Sellərin coğrafiyası çox genişdir. Onlar ən çox Qafqaz, Krım, Karpat, Himalay, Tyan-Şan, And, Alp dağ sistemlərində baş verir. 1921-ci ildə Malaya Almatinka çayında baş verən sel zamanı Almatı şəhərinin bir hissəsi dağılmış və çoxsaylı insan

tələfatı qeydə alınmışdır. 1939-cu ildə ABŞ-da Los-Anjeles yaxınlığında keçən sel də insan tələfatı və külli miqdarda maddi ziyanla nəticələnmişdir.

Sel Azərbaycanın demək olar ki, bütün dağlıq rayonlarında müşahidə olunur. Lakin Böyük Qafqazın cənub yamacı özünün sel aktivliyinə görə dünyanın ən güclü selli rayonları ilə bir sırada durur. Burada, xüsusilə Kiş və Şin çayları hövzələrində, selin əmələ gəlməsinin, güclü və dağıdıcı enerji potensialına malik olmasının bir neçə təbii və antropogen şərtləri var.

Y. B. Vinqradov və T. A. Vinqradova müxtəlif ölkələrdə (ABŞ, Fransa, Rusiya, Azərbaycan, Qırğızıstan və s.) selin keçməsinin bilavasitə şahidi olmuş insanların (cəmi 17 nəfər) xatirələrinin qısa öçerkini vermişlər (Виноградов, Виноградова, 2008).

1. Əylisçay (Araz hövzəsi, Zəngəzur silsiləsinin cənub-qərb yamacı). M.P.Pisarevin 9 aprel 1885-ci il tarixində Rusiya Texnika Cəmiyyəti Qafqaz bölməsinin iclasındakı çıxışından: "Çay suları yuxarı axından palçıq gətirməyə başladı və onun ardınca daş və ağaclarla qarışmış qatı palçıq kütləsi sürətlə yaxınlaşdı. Bu kütlələr bir neçə dəqiqəlik fasilələrlə bir-birinin ardınca keçir, dərədən kənarlara çıxır, qarşısına çıxan tikili və bağları dağıdır və ya tamamilə məhv edirdi. Selin hərəkəti kəsilməz axın şəklində baş verirdi. O gah kəskin zəifləyir, gah da çox böyük sürətlə axırdı. Bütün bunlar bir saatdan az davam etdi və sonra çayda palçıqın miqdarı kəskin azaldı".

2. Ordubadçay, 20 avqust 1931-ci il, T. Q. Çiknəverovun təsviri: "Çayın döngəsindən çıxan və sürətlə yaxınlaşan qonur rəngli çox hündür dalğa göründü. Bu dalğadan qopan daşlar uçur və dalğanı qabaqlayırdı. Palçıq, daş və ağaclardan ibarət kütlə çayın döngələrində yığılaraq məcranı doldurdu və sonra kənara çıxaraq tikili və bağları dağıtdı. Çay döngələrində selə uyğun səviyyələrlə seldən əvvəl müşahidə olunmuş səviyyələr

arasında fərq 5-6 m təşkil edirdi”.

3. Həmzəliçay (Bazardüzü massivi), 1930-cu il avqust ayının 30-dan 31-nə keçən gecə, A. L. Brilnskinin təsviri: “Sel axını qatı palçıq və həcmi $1m^3$ -ə kimi olan daşlardan ibarət idi. O, Həmzəliçayın dərəsi ilə yox, düz xətt boyu kənddən keçdi və öz yolunda gövdəsinin diametri 40 sm və daha böyük olan ağacları məhv etdi. Axının eni 60-100 m arasında idi”.

Başqa fəlakətli hadisələr kimi, sellər də insan tələfatı, yaşayış məntəqələrinin qismən və ya tamamilə məhvi, körpü və yolların dağılması, əkin sahələri və meyvə bağlarının sıradan çıxması və s. ilə müşayiət olunur.

Sellərin mənfi təsirini azaltmaq üçün müxtəlif tədbirlər həyata keçirilir. Xarici ölkələrdə selə qarşı ən səmərəli tədbir kimi dağ yamacları qorunur və orada əsaslı meşə-meliorativ işləri aparılır. Dağ yamaclarında sellə mübarizənin təşkili hər şeydən əvvəl meşə, kol və ot örtüyünün qorunmasını və inkişafını nəzərdə tutur. Bitki örtüyü eroziya prosesini kəskin zəiflədir.

Sel təhlükəsi əleyhinə yönəlmiş vacib tədbirlərdən biri eroziyaya uğramış dağ yamaclarında mal-qara otarılmasının nizama salınmasıdır. Otarılmadan sonra torpaq örtüyü 2-3 sm dərinliyə qədər boşalır və yuyulmaya məruz qalır.

Buzlaq və moren göllərindən böyük miqdarda su kütləsinin çıxması nəticəsində yaranan selləri aradan qaldırmaq üçün selli dövrün başlanğıcında bu göllərdən suyu buraxmaq lazımdır.

Azərbaycan şəraitində çınqılların bioloji bərkidilməsi üzrə təcrübələr müsbət nəticələr vermişdir. Çınqıllı dik yamaclarda ağ akasiya, çaytikanı, söyüd əkiləndən 6 il sonra çınqıl materiallarının hərəkəti dayanmışdır.

Çayların daha intensiv yuyulma sahələrini möhkəmlətmək üçün daş və ya betondan hazırlanmış bənd və qurşaqlar tətbiq olunur.

Yataq hidrotexniki tədbirləri və qurğuları əsas etibarilə sel axınlarını zəiflətməyə yönəlmişdir. Bu cür tədbirlər yaşayış məntəqələrini, avtomobil və dəmir yollarını, elektrik stansiyalarını, mədənləri və s. qorumaq üçün zəruridir.

Sellər arasında vulkan mənşəli *lahar* adlanan axınlar xüsusi yer tutur. Laharların ölçüləri və qalınlığı çox nəhəng ola bilər. Axının həcmi onlarla və yüzlərlə milyon *kub. metrə* çatır. Vulkan konuslarının yamaclarında müşahidə olunan bu sel axınları krater gölləri yarıldıqda, püskürmələr zamanı qar və buzlaqlar intensiv əridikdə yaranır.

Laharlar Malay arxipelağında, Filippində, Yaponiyada, Rusiyada (Kamçatkada), Şimali Amerikanın Kaskad dağlarında (məsələn, Sent-Helens vulkanının laxarları, 1980-ci il), And dağlarında (məsələn, Armero yaşayış məntəqəsini 1985-ci ildə məhv etmiş Ruis vulkanının laharları), İslandiyada, Yeni Zelandiyada baş vermişlər.

Yava adasındakı Kelud vulkanı 100 il ərzində 27 laharın yaranmasına səbəb olmuşdur. 1919-cu il baş vermiş püskürmə xüsusilə məşhurdur. Həmin püskürmə zamanı vulkanın yamaclarına 38 *mln. m³* su dağılmışdı. Qaynar laharlar 131 *km³* ərazini palçıqlı-daşlı kütlə ilə örtmüşdü. Çöküntülərin həcmi təqribən 100 *mln m³* təşkil etmişdi.

5.9.4. Su ilə əlaqədar təhlükəli və ziyanlı təbii hadisələr

Bir sıra təhlükəli təbii hadisələrin yaranma səbəbi sudur. Bunlara misal olaraq subasma bəndlərinin daşqın zamanı yarılması (uçması), torpaq eroziyası, sel axınları, sürüşmələr və s. göstərmək olar.

Əgər, hərəkətdə olan su hər hansı bir səbəbdən məcraya sığmırsa, onda geniş əraziləri su basır. Axının sürəti kəskin azaldıqda su altında qalan ərazilərin sahəsi daha da artır. *Subasmanın* yaranmasının üç əsas səbəbi var:

- qarın intensiv əriməsi və ya şiddətli leysanların yağması nəticəsində çox böyük həcmdə axımın yaranması;
- çayların mənsəb hissəsində *qovma* hadisəsi (küləyin axına əks istiqamətdə əsməsi);
- axının qarşısının qəfil kəsilməsi (uçqun, sürüşmə, hadisələri və s.)

Subasmanın mümkün səbəblərindən biri də lillənmə nəticəsində məcranın dolması və onun suburaxma qabiliyyətinin azalmasıdır. 2010-cu ilin aprel-may aylarında Kür çayının aşağı axınında müşahidə olunan fəlakətli subasmanın səbəblərindən biri məhz bu olmuşdur.

Çay dərəsinin hər il su altında qalan hissəsindən yuxarıda yerləşən ərazisini su basarsa, bu hadisəyə *subasma* deyilir.

Sualtında qalan ərazilər haqqında real təsəvvürlər aerofoto və kosmik şəkillər əsasında formalaşa bilər.

Sürüşmə hadisəsi yumşaq süxurların qravitasiya qüvvələrinin təsiri altında yamac boyu aşağı istiqamətdə hərəkətinə deyilir. Sürüşmənin baş verməsində süxurların sululuğu həlledici rol oynayır. Sürüşmə həmçinin seysmik hadisə nəticəsində də baş verə bilər.

Ümumi *eroziya prosesi* (gətirmələr axımının formalaşma prosesi) iki mərhələyə bölünür: hövzədə (sahəvi) və məcrada (xətti).

Birinci mərhələ sutoplayıcı səthdə axımın əmələ gəlməsi, torpağın yuyulması və bərk hissəciklərin məcraya daxil olması ilə əlaqədardır. İkinci mərhələ isə axınla yataqdakı allüvi və prollüvi arasında baş verən prosesdir. Yamaclarda eroziyanın aktivliyi səth axımının intensivliyi və torpaq örtüyü və ya yumşaq süxurların yuyulmaya davamlılığından asılıdır.

Sel axınlarına bölmə 5.9.3-də ətraflı baxılır.

5.10. ÇAYLARIN TERMİK VƏ BUZ REJİMİ

5.10.1. Çayların istilik balansı və temperatur rejiminin xüsusiyyətləri

Çayların termik rejimi su kütləsi ilə ətraf mühit (atmosfer) və çayın məcrası arasında baş verən istilik mübadiləsi nəticəsində formalaşır. Çayın səthi açıq olduqda (buz örtüyü olmadıqda) atmosferlə istilik mübadiləsinin toplananları aşağıdakılardır:

- su səthində udulan düz və səpələnən günəş radiasiyası, Q_r ;
- su səthindən effektiv şüalanma, Q_{ef} ;
- atmosferlə su səthi arasında birbaşa istilik mübadiləsi, Q_{at} ;
- buxarlanmaya sərf olunan və kondensasiya zamanı ayrılan istilik, $Q_{b/k}$.

Suyun səthi buz bağladığıda su kütləsi və atmosfer arasında istilik mübadiləsinin intensivliyi kəskin azalır. Buzun qalınlığı 10-20 sm olduqda artıq günəş şüaları suyu qızdırma bilmir və effektiv şüalanma müşahidə olunur. Kondensasiya və su səthindən buxarlanma baş vermir. Su kütləsi və atmosfer arasında birbaşa turbulent istilik mübadiləsi pozulur. Bu zaman istilik mübadiləsi buz və qar örtüyünün istilik keçiriciliyi hesabına baş verir.

Çay sularının ümumi istilik balansında məcra ilə istilik mübadiləsinin, Q_m payı atmosferlə mübadilə ilə müqayisədə xeyli azdır. Yayda su kütləsi öz istiliyinin bir hissəsini məcraya verir, qışda isə əks proses müşahidə olunur.

Axın hidravlik müqavimətləri aşdıqda onun enerjisinin bir hissəsi istilik enerjisinə çevrilir. Lakin, bu istilik miqdarı, Q_h ümumi istilik mübadiləsinin cəmi 2-3%-ni təşkil edir.

Beləliklə, buz örtüyü olmadıqda çayın qollar olmayan

hissəsində, t , zaman intervalı üçün istilik balansı tənliyi aşağıdakı kimi yazılır:

$$Q_r - Q_{ef} + Q_{at} + Q_{b/k} + Q_m + Q_h + Q_v - Q_a = \pm Q_t \quad (5.44)$$

burada, Q_v -çayın yuxarı kəsiyindən su kütləsi ilə daxil olan və Q_a -aşağı kəsiyindən xaric olan istilik miqdarıdır.

Çay sularının istilik balansında qrunut sularının gətirdiyi istiliyin payı cüzidir. Bu suların istiliyi yalnız çaylara termal sular daxil olduqda nəzərə alınə bilər.

Çayların istilik balansı elementlərinin nisbəti meteoroloji şəraitdən asılı olaraq dəyişir. İl ərzində çay sularının temperatur rejimində iki dövr aydın seçilir: su səthi açıq olan və buzla örtülü olan dövrlər. Birinci dövrdə su kütləsi intensiv qarışdığına görə çay suları meteoroloji şəraitin dəyişməsinə çox tez reaksiya göstərir. Suyun temperatur gedişi demək olar ki, havanın temperatur gedişinə uyğun olur. Bu, kiçik çaylarda daha aydın nəzərə çarpır. Yaz gursulu dövrdə suyun temperaturu havanın temperaturundan aşağı olur. Sonra isə əksinə, suyun temperaturu daha yüksək olur. Lakin bəzən bu qanunauyğunluq pozula bilər.

Buzlaq və daimi qarların ərinti suları ilə qidalanan çaylarda ilin bütün isti dövrü ərzində suyun temperaturu havanın temperaturundan aşağı olur.

Çayda buz örtüyü yarandıqdan sonra suyun temperaturu sabit qalır (0°C -yə yaxın).

5.10.2. Suyun temperaturunun çayın en kəsiyi və uzunluğu boyu dəyişməsi

Çaylarda suyun hərəkətinin turbulent xarakterli olması suyun temperaturunun en kəsik üzrə bərabər paylanmasına (homotermiya) səbəb olur. Bununla yanaşı, müxtəlif mövsümlərdə suyun temperaturunun çayın eni boyu və dərinliyi üzrə dəyişməsinin özünəməxsus xüsusiyyətləri də müşahidə olunur.

Çayların əksəriyyətində isti dövrdə suyun temperaturu sahil zonada axının mərkəzi ilə müqayisədə nisbətən yüksək, soyuq dövrdə isə, əksinə, aşağı olur.

Çayın en kəsiyi boyu ən kəskin temperatur dəyişmələri (8-9°C) əsas çay və onun qolunun temperatur fərqləri böyük olduqda qeydə alınır.

Dərinlik boyu temperatur dəyişmələri çox zəifdir. Yaz gursulu dövrdə dərinlik artdıqca temperatur azalır. Lakin səth və dib temperaturlarının fərqi 0.5°C-ni ötmür. Yayda səth sularının, payızda isə dib sularının temperaturu nisbətən yüksək olur.

Çayın uzunluğu boyu suyun temperaturunun dəyişməsi onun qida mənbələrindən, qolların olub-olmamasından, hövzənin yerləşdiyi təbii zona və landşaft qurşaqlarının istilik rejimi və digər xüsusiyyətlərindən asılıdır.

Demək olar ki, bütün çaylarda suyun temperaturu mənbədən mənsəbə doğru artır. Şimal istiqamətində axan çaylarda meşə-çöl zonasından meşə zonasına keçdikdə bu artım artıq müşahidə olunmur. Şimala doğru suyun temperaturu tədricən azalır.

Adətən, cənub istiqamətində axan çaylarda temperatur artımı aydın hiss olunur. Bu qanunauyğunluq yalnız əsas çay daha soyuq sulu qol qəbul etdikdə pozula bilər. Paralellər boyu axan çaylarda temperatur demək olar ki, dəyişmir.

Dağ çaylarında da temperatur mənbədən mənsəbə doğru artır. Bu yayda xüsusilə aydın müşahidə edilir.

Göllərdən başlanğıcını götürən çaylarda suyun temperaturu göldəki su kütləsinin temperaturundan çox asılıdır. Aydındır ki, göldə suyun həcmi nə qədər çox olarsa, bu təsir də bir o qədər güclü olar.

Çaylara isti sənaye və məişət tullantı sularının atılması onların təbii temperatur rejimini əhəmiyyətli dərəcədə poza bilər.

5.10.3. Çayların buz rejimi

Çayların buz rejimində üç faza ayırmaq olar:

- ilkin buz formalarının əmələ gəlməsi;
- suyun bütün səthinin buzla örtülməsi;
- çayın buzdan azad olması.

İlkin buz formaları axının sürəti zəif olan sahil zonada yaranır. Belə buz formalarına tipik misal kimi *sahil buzlarını* göstərmək olar. İlkin sahil buzları sakit şaxtalı gecələrdə əmələ gəlir. Əgər, gündüz temperatur müsbət olarsa, onda bu buzlar əriyir. Şaxtalar gücləndikcə, daimi sahil buzları yaranır. Onların eni və qalınlığı tədricən artır. Bu proses çayın bütün səthinin buzla örtülməsi ilə nəticələnir. Adətən sahil buzları ilə eyni zamanda və ya bir qədər gec *incə buz* əmələ gəlir.

Bir çox çaylarda bütün səth buzla örtülməzdən əvvəl *daxili buz*, dibdə isə *dib buzu* yaranır. Dib buzu məcranın daşlı hissələrində daha çox müşahidə olunur.

Sudaxili buz su elektrik stansiyaları və su kəmərlərinin istismarı zamanı çətinliklər yaradır: suqəbuledicilər və SES turbinlərinin çərçivələri buz bağlayır. Çayın bütün səthi buzla örtüldükdən sonra sudaxili buz əmələ gəlmir.

Sudaxili buzla əlaqədar olan və geniş yayılan buz formalarından biri də xəşəli buzdur. Bu, suyun səthinə qalxmış və tərkibində incə buz və xırda buz hissəcikləri olan buz formasıdır. *Xəşəli buz* hərəkətdə olduqda xəşəli buz axını müşahidə edilir. Xəşəli buz səth buzunun altında da yığıla bilər. Adətən, xəşəli buz çayın səthi buzla tam örtülməzdən əvvəl yaranır.

Dağ çaylarında sudaxili buz və xəşəli buz hər il və bütün qış mövsümü ərzində müşahidə olunur.

Bəzən səthi donmuş şimal və dağ çaylarında xəşəli buz çayın bütün canlı en kəsiyini doldurur və *buz tıxacı* əmələ gəlir. Bunun nəticəsində buz tıxacından yuxarı hissədə suyun səviyyəsi kəskin qalxır.

Bəzi çayların astanalı hissələrində buz adaları yaranır. Bu buz adaları sudaxılı buzdan ibarət və konus formasında olur. Bu konusun ölçüləri çayın dibindən suyun səthinə doğru böyüyür. Sahil buzu və incə buz parçaları xəşəli buzla birlikdə hərəkət etdikdə payız buz axını yaranır. Bu hadisə kiçik çaylarda müşahidə olunmur. Payız-qış mövsümündə bu çayların sululuğu az olduğundan, onların səthi birbaşa donur. Dağ çaylarında payız buz axını əvəzinə xəşəli buz axını baş verir.

Böyük düzənlik çaylarının sərt döngələrində və məcranın daraldığı yerlərdə üzən buz parçaları toplanır və *buz yığını* yaranır. Bu buz yığınları, buz tıxacları kimi su axınına dinamik müqavimət göstərir və çayın yuxarı hissəsində səviyyənin qalxmasına səbəb olur.

Payız buz axını bir neçə gündən bir aya kimi davam edə bilər.

Çayın bütün səthinin tərpənməz buzla örtülməsi havanın temperaturu, çayın sululuğu, məcranın morfolojiyası, axın sürətindən və s. asılıdır. Adətən kiçik çaylar daha tez buzla örtülür: hər iki sahil boyu əmələ gələn sahil buzları enlənərək birləşirlər. Böyük çaylarda *tərpənməz buz örtüyünün* formalaşması buz yığınlarının əmələ gəlməsi nəticəsində suyun hərəkət sürətinin azalması ilə əlaqədardır. Sibirin böyük çayları kiçik çaylarla müqayisədə orta hesabla 10 gün gec donur.

Dağ çaylarında tərpənməz buz örtüyü nadir hallarda yaranır.

Çayların buzla örtülmə tarixləri eninə zonallığa müvafiq dəyişir. Bəzən tərpənməz buz örtüyü fonunda buzdan azad su sahələri müşahidə olunur. Belə su sahələri mənşələrinə görə iki qrupa bölünür. Birinci qrup açıq su sahələri məcrada baş verən dinamik proseslərlə əlaqədardır və çayın düşməsi böyük olan astanalarda qeydə alınır. İkinci qrup açıq su sahələri termik mənşəlidir. Belə ki, onlar isti qunt suları və ya sənaye çirkab sularının çaya daxil olduğu yerlərdə müşahidə olunur.

Qış mövsümündə səth buzı və xəşəli buzun qalınlığı artır. Bu, çayın canlı en kəsiyinin daralmasına səbəb olur. Belə hallarda buzun altında basqı (təzyiq) yaranır, səth buzı sınır və çatlardan su buzun səthinə çıxır. Bu sular donaraq müxtəlif buz formaları əmələ gətirir. Bu hadisə daimi donuşluq zonası çayları üçün daha xarakterikdir.

Yazda havanın temperaturu 0°C -ni keçdikdən sonra buzun səthində və çayın sahillərində qar əriməyə başlayır. Bu, buzun da tədricən əriməsinə və möhkəmliyini itirməsinə səbəb olur. Çay axınının artan təzyiqi altında buz örtüyü parçalanmağa başlayır. İlk öncə buz örtüyünün çayın sahilləri ilə əlaqəsi zəifləyir və sahil boyu buzdan azad su zolaqları yaranır. Sahillərlə əlaqəsi kəsilən buz örtüyü qısa məsafələrdə yerdəyişmə edir. Adətən bir neçə belə yerdəyişmə baş verir. Zaman keçdikcə, buz örtüyü müxtəlif ölçülü hissələrə parçalanaraq hərəkətə gəlir və beləliklə, *yaz buz axını* başlayır.

Yaz buz axını zamanı da buz yığınları yaranır. Bu hadisə zamanı çayın canlı en kəsiyinin 50-80%-ni buz parçaları doldurur və suyun səviyyəsi yaz gursulu dövrün maksimal səviyyələrini ötür.

5.11. ÇAYLARIN HİDROKİMYƏVİ VƏ HİDROBİOLOJİ REJİM XÜSUSİYYƏTLƏRİ

5.11.1. Çayların hidrokimyəvi rejimi

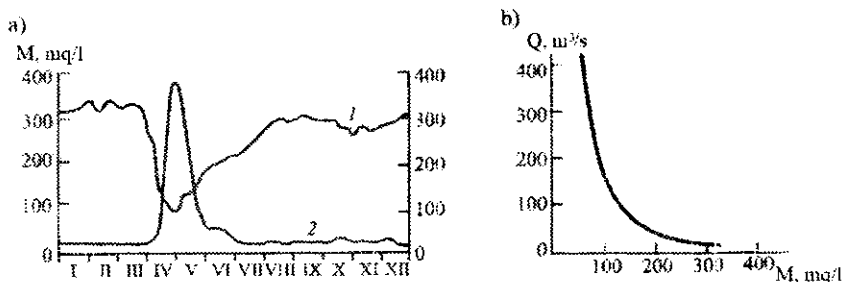
Çayların hidrokimyəvi rejimi dedikdə suyun kimyəvi tərkibi və ya onun ayrı-ayrı komponentlərinin hövzənin fiziki-coğrafi şəraiti və antropogen amillərdən asılı olaraq zamana görə qanunauyğun dəyişmələri başa düşülür.

Çay sularının minerallaşması adətən yüksək olmur və onlar şirin sulara aid edilir. O.A.Alekin çayları, onların minerallaşmasına görə dörd qrupa bölür:

- zəif minerallaşmaya malik çaylar ($<200 \text{ mq/l}$);
- orta minerallaşmaya malik çaylar ($200-500 \text{ mq/l}$);
- nisbətən yüksək minerallaşmaya malik çaylar ($500-1000 \text{ mq/l}$);
- yüksək minerallaşmaya malik çaylar ($>1000 \text{ mq/l}$).

İfrat və kifayət qədər rütubətli ərazi çayları ilk iki qrupa aiddir. Məsələn, Şimal Buzlu Okeana tökülən çayların minerallaşması zəifdir. Quraq ərazi çaylarının minerallaşması, xüsusilə azsulu dövrlərdə yüksək olur. Xəzər dənizinə Qazaxıstan ərazisindən tökülən Emba çayının minerallaşması 1500 mq/l -dən çoxdur.

Çayların minerallaşması onların qida mənbələrindən asılıdır. Yağış, qar və buzlaq suları ilə qidalanma üstünlük təşkil edən dövrlərdə minerallaşma ən az olur. Çayların qidasında yeraltı suların payı artdıqca, minerallaşma da artır. Buna görə də çayların minerallaşması mövsümü xarakter daşıyır: yaz gursulu dövrdə minerallaşmanın kəmiyyəti azalır, yay və qış azsulu dövrlərdə isə artır (şəkil 5.24a).



Şəkil 5.24. İl ərzində çayın minerallaşması (1) və su sərfinin (2) dəyişmə qrafikləri (a) və minerallaşma ilə su sərfi arasında əlaqə qrafiki (b).

Buna görə də adətən su sərfi artdıqca minerallaşma azalır (şəkil 5.24b).

Suda həll olmuş duzların sərfi, R_d aşağıdakı düstura görə hesablanır:

$$R_d = MQ, \quad (5.45)$$

burada, M -minerallaşma, kq/m^3 ($1000 \text{ mq/l} = 1 \text{ kq/m}^3$); Q -su sərfidir, m^3/s .

Həll olmuş duzların sərfinin ölçü vahidi gətirmələr sərfinin ölçü vahidi kimidir- kq/s .

Həll olmuş duzların illik axımı və ya ion axımı, W_d (ton) belə hesablanır:

$$W_d = \overline{R_d} \cdot 31.5 \cdot 10^3 = \overline{M} \overline{Q} \cdot 10^3 = \overline{M} \overline{Q} \cdot 31.5 \cdot 10^3 \quad (5.46)$$

burada, $\overline{R_d}$ -həll olmuş duzların orta illik sərfi, kq/s ; $\overline{Q}$ -orta illik su sərfi, m^3/s ; $\overline{M}$ -suyun orta illik minerallaşmasıdır, kq/m^3 .

O.A.Alekinin hesablamalarına görə Volqa çayının ion axımı 46.5 mln ton/il təşkil edir.

Müxtəlif çay sularının kimyəvi tərkibi çox oxşardır. Bu sular, adətən hidrokarbonat sinfinə və kalsium qrupuna aiddir. Minerallaşma zəif və orta olan çaylarda əsas ionların nisbəti belədir: $HCO_3^- > SO_4^{2-} > Cl^-$ və $Ca^{2+} > Mg^{2+} > Na^+ + K^+$. Minerallaşma artdıqca SO_4^{2-} və Cl^- anionları, həmçinin Na^+ kationunun nisbi miqdarı da artır.

Tundra zonasından səhra zonasına doğru çay sularında SO_4^{2-} və Cl^- ionlarının miqdarı artır və hidrokarbonat sinfi sulfat, hətta xlorid sinfinə dəyişir.

Keçmiş SSRİ ərazisinin 85%-də çay suları hidrokarbonat sinfinə aiddir. Mərkəzi Asiya çaylarının, Pirsaat, Ağsu və Girdimançayın orta və aşağı axınlarında, Qazaxıstanın yarım-səhradan axan çaylarının sularında SO_4^{2-} ionu, Viləşçayda və Astaraçayda Cl^- ionu üstünlük təşkil edir.

Çay sularında mineral maddələrdən (duzların ionları və mikroelementlər) başqa üzvi və qeyri-üzvi biogen maddələr də olur.

Beləliklə, həll olmuş maddələr axımı ion axımı və qalan həll

olmuş maddələr axımının cəminə bərabərdir. Keçmiş SSRİ çaylarının ümumi həll olmuş maddələr axımı 486 mln ton/il təşkil edir. Bunun 80%-i ion axımı, 16%-i üzvi maddələr axımı və 4%-i isə qalan həll olmuş maddələr axımının payına düşür.

Çay sularında həll olmuş qazlar arasında oksigen və karbon qazının əhəmiyyəti daha böyükdür. Oksigenin miqdarı yaz və yayda daha çox olur (10-12 mq/l). Karbon qazının miqdarı isə qışda ən çox, yayda isə ən az olur.

5.11.2. Çayların hidrobioloji xüsusiyyətləri

Çay sularında, çayların dibində və sahillərində çoxsaylı orqanizmlər yaşayır. Onlar, digər su obyektlərində olduğu kimi, dörd qrupa bölünür: plankton, bentos, nekton və neyston. Çayda yaşayan orqanizmlərin növ tərkibi rəngarəngdir və çayların axdıqları ərazilərin təbii şəraitindən asılıdır.

Çay planktonu fitoplankton, zooplankton və bakteriyalarla təmsil olunur. Yaşıl və göy-yaşıl yosunlar fitoplanktona aid edilir. Fitoplankton yay və payızın əvvəllərində daha yaxşı inkişaf edir.

Çay bentosu kifayət qədər zəngindir və çay xərçəngi, qurdlar və mollyuskalar ilə təmsil olunur. Onlara çayların aşağı axınlarında, xüsusilə deltalarda və sıx qamışıqlarda rast gəlinir. Çayların dibində dib yosunları bitir.

Çay nektonu əsasən balıqlardan (ixtiofauna) və bəzi iri onurğasızlardan ibarətdir. Çaylarda çoxsaylı balıq növləri yayılmışdır (forel, xarius, uzunburun, nalim və s.).

Çaylarda həmçinin ilan, tısbağa, su samuru, qunduz və s. yaşayır.

Fəsil 6

BUZLAQLARIN HİDROLOGİYASI

6.1. QAR VƏ BUZLAQLAR

Hidrosferin sülb hissəsini təşkil edən qar və buzlaqlar fiziki-coğrafi proseslərin formalaşması və insanların təsərrüfat fəaliyyətində böyük əhəmiyyətə malikdir. *Qar* - buludlardan buz kristalları formasında düşən atmosfer yağıntısıdır. Qrunta çökən yeni yağmış qar çox dəyanətsiz olub tezliklə dəyişir. Onun metamorfizmə uğrama intensivliyi və istiqaməti temperaturdan asılıdır. Hər il Yer səthinə təxminən $1,7 \cdot 10^{19}$ qram qar düşür ki, bunun da $2,7 \cdot 10^{18}$ qramı əriməyərək buzlaqların qidalanmasına sərf olunur.

Təbii buz - Yerin müxtəlif təbəqələrində mənfi temperatur şəraitində əmələ gəlir. Yerləşmə xüsusiyyətinə görə o atmosferdə, səthdə, yerin altında və dənizlərin səthində formalaşa bilər. Vaxt baxımından bu buzlar qısa dövrlü, mövsümü və çoxillik ola bilər. Təbii buzun mövcudolma (yaşama) dövrünü səth buzları timsalında nəzərdən keçirək. Beləliklə, qısa dövr-lüyə - epizodik yağmış (tez əriyən) qar, mövsümiyə - qış fəslinin qar örtüyü, çoxilliyə isə - buzlaqlar və çoxillik qarlar misal ola bilər. *Buz*-Yer səthində ən geniş yayılmış dağ süxurudur. Müxtəlif ərazilərdə (buzlaqlarda, aysberqlərdə, dənizlərdə, atmosferdə, yer altında, qar örtüyündə) yerləşən buzların ümumi kütləsi $2,423 \cdot 10^{22}$ tondur. Bu kütlənin 98,96%-i və ya $2,398 \cdot 10^{22}$ tonu buzlaqlarda cəmlənib. Müqayisə üçün qeyd edək ki, buzlaqların su həcmi, bütün səth suları həcmindən təxminən 32 dəfə, çay axımı həcmindən isə 600 dəfə artıqdır. Əgər müasir buzlaqlardakı buz kütləsini yer səthinə bərabər paylamaq mümkün olsaydı, o zaman təxminən 50 m qalınlığında buz

örtüyü əmələ gəlirdi. Buzlaqlardakı buz kütləsinin yeniləri ilə əvəz olunmasına orta hesabla 9600 il, Antraktidanın mərkəz hissəsindəki buzlar üçün təxminən 200 000 ildən artıq vaxt tələb olunur.

Atmosfer, litosfer və hidrosferin təmas sahəsindəki mənfi temperaturlu zona – *kriosfer* adlanır. Kriosferin yuxarı sərhədi təxminən 100 km yüksəkdə, (yüksək dərəcədə soyumuş mezo-pauza və oradakı gümüşü buludlar sahəsi) aşağı sərhədi Antraktidada yer səthindən 4-5 km dərinədə, qütbə yaxın adalarda 1,5-2,0 km və aşağı enliklərdə isə yer səthinə yaxınlaşır. Bütün kriogen proseslər: qar örtüyü, donmuş torpaq və dağ süxurları, buz əsaslı buludlar, dağ və örtük buzlaqları və yeraltı buzlar kriosferdə formalaşaraq inkişaf edir. Kriosferdəki prosesləri öyrənən elm sahəsi – *kriologiya* adlanır. Təbiətdə müxtəlif buzlar olsada, bizim öyrənəcəyimiz obyekt buzlaqlardır. *Buzlaq* - yer səthində sülb atmosfer yağıntılarının akkumulyasiyası və kipləşərək dəyişməsindən əmələ gələn buz kütləsi olub, ağırlıq qüvvəsinin təsiri ilə deformasiyaya və sərbəst hərəkətə malikdir. Buzlaqlar haqqında elm - *qlyasiologiya* və ya *buzlaqşünaslıq* adlanır. Qlyasiologiyanın məqsədinə aşağıdakılar aiddir: buzlaqların əmələgəlmə şəraiti və xüsusiyyətləri, onların tərkibi, quruluşu və fiziki parametrləri, geoloji və geomorfoloji fəaliyyəti, ərazi üzrə paylanması və coğrafi mühitlə qarşılıqlı əlaqələri.

Buzlaqlar haqqında ilk məlumatlar buzlaq massivlərinə yaxın ərazilərdə yaşayan və buzlaqların hərəkəti onların həyat şəraitinə təsir edən xalqlara məxsusdur. 1884-cü ildə qlyasioloqların ilk cəmiyyəti “Beynəlxalq buzlaq komissiyası” indiki adı “Qar və buzun Beynəlxalq komissiyası” yaradılır. Bu təşkilat qlyasioloji işlərin planlaşdırılması, metodik vəsaitlərin hazırlanması və buzlaqlara aid kitabların nəşr olunmasına yardımçı olur. Buzlaqların sistemli və metodik əsasla tədqiqi

Birinci (1882-1883-cü illərdə), İkinci (1932-1933) və Üçüncü (1957-1959-cu illərdəki) "Beynəlxalq geofiziki il" proqramları zamanı yerinə yetirilmişdir. 26 ölkənin mütəxəssisləri ekvatorial zonadan qütblərə kimi olan ərazilərin buzlaqlarını ekspedisiya və mütəmadi fəaliyyətdə olan 103 qiyasioloji məntəqədə tədqiq etmişlər. Dünyanın ən böyük buz örtüklü sahəsi olan Antarktidanın öyrənilməsinə daha geniş yer verilmişdir. "Beynəlxalq geofiziki il" çərçivəsində yerinə yetirilən qiyasioloji işlərin nəticələri 120 cildə toplanaraq dünya üzrə qiyasioloji məlumatların üç əsas mərkəzi sayılan Boulder (ABŞ), Kembriç (Böyük Britaniya) və Moskva (RF) şəhərlərində saxlanılır. Bu məlumatlar əsasında dünya üzrə buzlaqlar kataloqu, ayrı-ayrı ölkə və regionların buzlaqlarına həsr olunan bir sıra monqrafiyalar və atlaslar hazırlanmışdır.

Son onilliklərdə buzlaqların tədqiqi ilə əlaqəli yeni metod və cihazların hazırlanması və xüsusəndə kosmik üsullarla buzlaqların öyrənilməsi və buz məlumatlarının xəritələşdirilməsi qiyasiologiya elminin inkişafına yeni bir təkan vermişdir. Buzlaqların tədqiqində müəyyən əməyi olmuş alimlərdən L. Aqassis, A. Geym, H. Hess, S.V. Kalesnik, E. Driqalski, F. Maxaçek, F. Metsis, R. Klebersberq, R.F. Flint, P.A. Şumski, L. Llibutri, C. Çarlzvort, R. Şarp, V.M. Kotlyakov, M.V. Troinov, A.N. Krenke, J. Korbel, M.Q. Qrosvald, V.O. Fild, O.A. Avsyuk, Q.K. Tuşinskiy və b. göstərmək olar.

6.2. QAR XƏTTİ

Buzlağın əmələ gəlməsi üçün qarın illərlə toplanması əsas şərt sayılır. Qarın toplanabilmə şəraiti isə qarlı sahənin məkanı (hansı enlikdə yerləşməsi) və yüksəkliyindən asılıdır. Bu baxımdan, qar sərhədinin müəyyənləşdirilməsi buzlaqəmələgəlmə prosesində mühüm əhəmiyyət kəsb edir.

Qar sərhədi və ya qar xətti – elə bir səviyyədir ki, il ərzində ondan yuxarıda düşən atmosfer yağıntılarının miqdarı, çıxar hissəni təşkil edən ərimə və buxarlanmadan çoxdur. Deməli, qar sərhədində sülb atmosfer yağıntılarının gəlir-çıxarı (balansı) sifirə bərabərdir. İqlim və relyefin təsiri ilə bu xətdən yuxarıda qarın akkumulyasiyası, aşağıda isə əriməsi baş verir.

Qarın ərazidə toplanma və davamiyyəyindən asılı olaraq iqlim və yerli qar sərhədi müəyyənləşdirilir ki, onların xüsusiyyətlərini nəzərdən keçirərək.

İqlim və ya nəzəri qar sərhədi - elə sərhəddir ki, kölgə tutmayan, üfüqi (düz) səthdə sülb atmosfer yağıntılarının sifir balans meteoroloji vəziyyətin orta çoxillik şəraiti ilə şərtlənsin. Real şəraitdə belə bir yeri müşahidə etmək praktiki olaraq qeyri mümkündür, çünki dağlıq ərazinin relyefi girintili-çıxıntılıdır, dağ yamacları müxtəlif ekspozisiyaya malikdirlər və illərin meteoroloji şəraiti fərqli olduğundan real qar sərhədi də nəzəri qar sərhədindən fərqli olacaq. Ona görə də yerli və ya həqiqi qar sərhədi anlamına ehtiyac yaranır.

Yerli və ya həqiqi qar sərhədi - real ərazidə il ərzində (düşən) qarın ərimə mövsümünün axırında aşağı sərhədinin ən yüksəkdə tutduğu mövqedir. Yerli qar sərhədi yüksəkliyinin çoxillik məlumatları əsasında dağ silsiləsi və sistemlərinin ortalaşmış qar sərhədi müəyyənləşdirilir.

Beləliklə, ilin meteoroloji şəraitlə formalaşan - *həqiqi (yerli)* qar sərhədinin çoxillik məlumatları əsasında müəyyənləşən orta yüksəklik *iqlim qar sərhədidir*.

Qar sərhədinin müxtəlif ərazilərdəki yüksəkliyi bir çox amillərdən: atmosfer sirkulyasiyası, radiasiya şəraiti və havanın temperaturu, dağ sistemlərinin nisbi və mütləq yüksəkliyi, relyefin parçalanması və dağ silsilələrinin rütubətli hava kütlələri istiqamətinə nisbətən yerləşməsi (mövqeyi) və s. asılıdır. Qar sərhədinin ən aşağı yüksəkliyi yəni, dəniz səviyyəsində

olması Antarktida ərazisində, ən yuxarı yüksəkliyi isə (6000-7000 m) subtropik və tropik enliklərin quru kontinental iqlim sahələrində yerləşən And və Tibet dağlarındadır. Ümumən, qar sərhədinin yüksəkliyi şimal yarımkürə ilə müqayisədə cənub yarımkürədə nisbətən alçaqda yerləşir.

6.3. BUZLAĞIN ƏMƏLƏGƏLMƏ ŞƏRAİTİ

Buzlağın əmələ gəlməsində bir çox amillər iştirak etsədə onların əsasını iqlim və qismən relyef təşkil edir. Bu proses, qarın illərlə toplanması, toplanmış qarın firnə çevrilməsi və firn kütləsinin buzlağa çevrilməsi ilə tamamlanır. Qarın firnə və firnin buzlağa çevrilməsi mürəkkəb təbii proses olub müxtəlif iqlim şəraitində fərqlidir. Qar, firn və buzlaq – ümumən onların hamısı buzdur, amma tərkiblərindəki havanın miqdarı müxtəlifdir. Qar sərhədindən yüksəkdə yerləşən qar örtüyü yeni yağan qarın ağırlıq qüvvəsinin təsiri ilə zamanla sıxlaşaraq kipləşir və sıxlaşdıqca tərkibindəki havanın miqdarı azalır. Qar örtüyündəki qarın sıxlığı $0,10 \text{ q/sm}^3$ olarsa o zaman onun kütləsinin 88%-ni hava təşkil edir, sıxlıq $0,45 \text{ q/sm}^3$ olduqda bu kəmiyyət ~50%-ə yaxınlaşır. *Firn* – illərlə sıxlaşaraq kipləşən qarlar-buz arasında keçid təşkil edən təbii kütlədir. “Firn” sözünün (alman dilindən) mənası keçən ilki, əvvəlki illərdən qalmış qar deməkdir. Azərbaycanda - Böyük Qafqazın dağlıq hissəsində yaşayan əhali isə əvvəlki illərdən qalmış qarı *xarlanmış qar* adlandırır.

Buzlaq zonasında, yay mövsümünün müsbət temperaturlu saatlarında qar səthinin ərinti suları qar örtüyünün aşağı hissələrinə infiltrasiya olaraq oradakı hava boşluqlarının yerini tutur, mənfi temperatur şəraitində (gecə) isə qarlı-buzlu kütlə donaraq kipləşir. Beləliklə, ərinti sularının iştirakı ilə formalaşan firn *rejelyasiya firni* adlanır. Güclü küləklər qar

örtüyündəki qar dənəciklərinin sınaq xırdalanmasına və kipləşməsinə (rekristallaşmasına) səbəb olur ki, bu da öz növbəsində sıxlığın artmasını sürətləndirir. Uzun illər mənfi temperatur şəraitində toplanaraq sıxlaşan və güclü küləklərlə kipləşən qardan formalaşan firn *rekristallaşmış firn* adlanır.

Şerti olaraq, qarın firnə keçmə sərhədi onların sıxlıq kəmiyyətilə müəyyənləşdirilir. Qarın sıxlığı $0,05 - 0,45 \text{ q/sm}^3$, firnin sıxlığı isə $0,40 - 0,83 \text{ q/sm}^3$ arasında dəyişir. Qarın firn kütləsinə çevrilməsi əsasən iqlim amilindən asılı olduğundan bu prosesə sərf olunan müddət də müxtəlifdir. S.V. Kalesnik (1963) qeyd edir ki, qarın firnə çevrilməsinə tələb olunan müddət: And dağlarının Çili ərazisində - 4 ay, Alp və Alatau dağlarında - 1 il, Alyaskanın cənubunda - 4 il, Qrenlandiyada - 20 il və Antraktidanın şaxtalı - quru iqlim şəraitində isə - 2500 ilə yaxındır.

Firn kütləsi sıxlaşdıqca onun içərisində olan çat və məsəmələrdəki hava çıxır və çıxmağa imkan tapmamış hava buzun daxilində qabarcıq vəziyyətində ilişib qalır. Firnin sıxlığı $0,83 \text{ q/sm}^3$ -i keçdikdə o buz kütləsinə çevrilir.

Buzlaq buzundakı havanın miqdarı ümumi kütlənin təxminən 1-11%-i qədər ola bilər və yeni formalaşan buzlağa nisbətən köhnə buzlağın kütləsində havanın miqdarı nisbətən az olur və o qabarcıqlar daha yüksək təzyiqlə sıxılmış olurlar. Şəffaf buzlaq buzunun orta sıxlığı $0,90 \text{ q/sm}^3$ -ə yaxındır.

Firn kütləsinin buza çevrilmə müddəti temperatur və qarın akkumulyasiya şəraitindən asılı olub adətən 20-30 il vaxt tələb edir. Antraktidanın mərkəz hissələrində isə bu prosesin başa çatmasına 1000 ildən artıq vaxt lazımdır.

Beləliklə, sülb atmosfer yağıntılarının quru səthində toplanaraq sıxlaşması ilə müəyyən forma, ölçü, plastiklik və hərəkətə malik olan təbii buz kütləsi *buzlaq* (bəzi ədəbiyyatda *qletçer*) adlanır. Buzlaq buzu çökmə-metamorfik mənşəlidir.

Buzlağın özünəməxsus üç əsas xüsusiyyəti aşağıdakılardır:

1. Buzlaq – mənşə etibarı ilə çökmə xüsusiyyətlidir, yəni təbii qarın toplanmasından yaranır. Qütb zonalarına yaxın hissədəki dəniz və okean səthinin donması ilə əmələ gələn *pak* buz örtüyündən kəskin fərqlənir, çünki dəniz səthində əmələ gələn buz örtüyü əsasən su səthinin donmasından formalaşır, qarın bu prosesdəki rolu çox cüzdür.

2. Buzlaq – quru səthində formalaşır və onun bəzi ayrı-ayrı çıxışları və dili okean dayazlığına hərəkət edə bilər. Ümumən, bütün buzlaqlar materiklərdə yaranır.

3. Buzlaq – buzun xüsusiyyətlərindən asılı olaraq sərbəst, özünəməxsus hərəkətə malikdir. Yəni, qurudakı hər hansı bir hərəkətsiz buz parçasını və ya dəniz səthində külək və ya axınların təsirilə üzən aysberqi buzlaq adlandırmaq olmaz.

6.4. ÖRTÜK VƏ DAĞ-DƏRƏ BUZLAQLARI

Buzlaqlar əmələgəlmə xüsusiyyətləri və formalarına görə müxtəlif olduqlarından onları nisbi olaraq morfoloji və dinamik göstəricilərinə görə iki əsas: örtük və dağ-dərə qruplarına ayırırlar.

Örtük (materik) buzlaqları – mürəkkəb quruluşlu olub buz qalxanları, buz gümbəzləri, şelf buzlağı və buz çıxışlarından ibarət, min və milyonlarla kvadrat kilometr sahəni əhatə edə bilən vahid dinamik sistemdir. Qütblərə yaxın ərazilər üçün xarakterikdir. Buzun hərəkət sürəti buzayıricıdan kənarlara doğru artır. Buzun sərfi örtüyün kənarlarında yerləşən buz çıxışları (buzlaqlardan sınaq okeana düşən aysberqlər) və səthi ərime ilə baş verir. Örtük buzlaqlarının buz çıxışının hərəkət sürəti ildə 100-1200m təşkil edə bilər. Buz altındakı relyefin xüsusiyyətləri buz örtüyünün üstündə təzahür olunmur.

Örtük buzlaqlarının ümumi sahəsi 14,4 mln. km² olub, onlardan 85,3%-i Antraktidada, 12.1%-i Qrenlandiyada və 2,6%-i digər ərazilərdədir (Kanada Arktik arxipelaqında, İslandiya, Şpisbergen, Frans İosif Torpağı, Novaya Zemlya, Severnaya Zemlya adalarındadır). Ümumən bütün buzlaqlardakı buz kütləsinin 99 %-dən artığı örtük buzlaqlarında yerləşir. Antraktida və Qrenlandiyanın örtük buzlaqları planetar miqyasda atmosfer sirkulyasiyası və iqlimə təsir edən amildir.

Dağ-dərə buzlaqları – aydın seçilən qidalanma (firn hövzəsi) və ablyasiya zonaları (buzlaq dili) ilə xarakterizə olunurlar. Mülayim və isti iqlim ərazilərindəki dağ sistemləri üçün xarakterikdir. Dağ-dərə buzlaqları özlüyündə üç fərqli qrupa bölünürlər: zirvə, yamac (kar) və dərədə inkişaf edənlər. Zirvə buzlaqlarına misal olaraq: Qafqazda – Elbrus və Kazbek zirvələrini, Şimali Amerikada - Kordilyer, Cənubi Amerikada - And dağları, Afrikada – Klimancaro zirvəsi, Yeni Zelandiyada – Ruapexu zirvəsi, Kamçatkada – Şiveluç zirvəsi, Tyan Şan, Pamir və sair dağlarda müşahidə olunur.

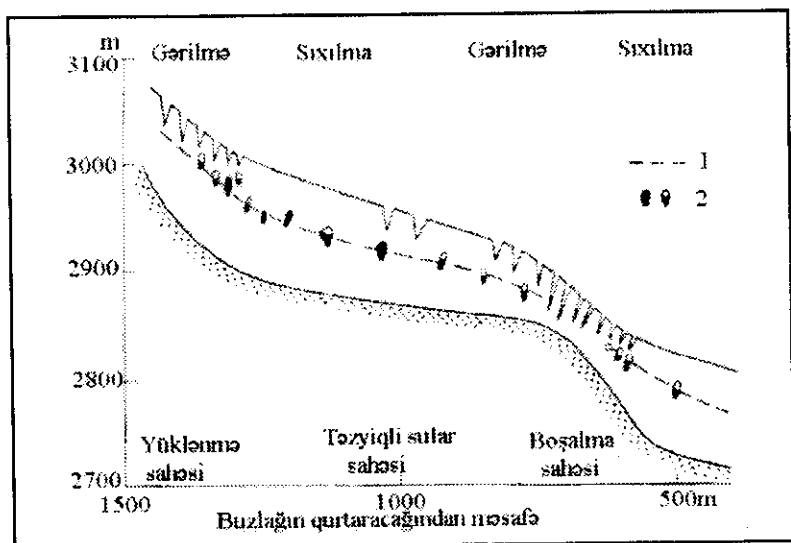
Yamac buzlaqlarına – kar, asılı və yamacda formalaşan buzlaqlar aiddir.

Dərə buzlaqlarına – dendrit (çoxşaxəli), Himalay və Türküstan tipləri aiddir. Bu buzlaqların firn zonasından başlayan buzlaq kütləsi dərə boyu uzanaraq qar xəttindən də aşağıya enə bilər. Buzlaq dili çox zaman morenlə örtülmüş olur. Türküstan tip dərə buzlağının firnlə qidalanma zonası olmur, onun qidasını yamaclardan daxil olan buz və qar uçqunları təşkil edir.

Dərə buzlaqlarının müxtəlif tipləri dağlıq zonalarda geniş yayılmışdır. Beləliklə qeyd etmək olar ki, örtük və dağ-dərə buzlaqlarının əmələgəlmə şəraiti, morfoloji xüsusiyyətləri və hərəkətdə olma şəraiti fərqli inkişaf edir.

Buzlaqlarla əlaqəli bir sıra hesablama və modelləşdirmə iş-

ləri aparılarkən onların termik şəraitinin nəzərə alınması tələb olunur. Temperatur şəraitinə görə onlar iki qrupa bölünür: *isti* (mülayim və ya izotermik) *buzlaqlar*, mövsümi temperatur dəyişmələrindən aşağı hissədəki buzun temperaturu daim buzun ərimə temperaturuna yaxındır. Bu səbəbdən buzlaq daxili boşluqlarda su toplanı bilər. Belə bir vəziyyəti şəkil 6.1-dəki Cankuat buzlağı təmsalında nəzərdən keçirək. İsti buzlaqlar mülayim və isti ərazilərdə yerləşən dağ-dərə buzlaqları üçün xarakterikdir.



Şəkil 6.1. Buzlağın uzununa profili
1-buzdaxili suyun səviyyəsi,
2-su ilə qismən və ya tam dolmuş buzlaq boşluqları.

Soyuq (qütb) *buzlaqlar*, mövsümi temperatur dəyişmələrindən aşağı hissədəki buzun temperaturu daim buzun ərimə temperaturundan azdır. Qütbətrafi ərazilərdəki örtük buzlaqları üçün xarakterikdir. Buzlaqların temperatur rejimi günəşdən

gələn və həm də geotermik istiliklə formalaşır. Geotermik istiliyin təsiri özünü qalın kütləyə malik örtük buzlaqlarında daha aydın göstərilir. Məsələn, Antraktidanın örtük buzlağının 10m dərinliyində buzun temperaturu -55°C olub, dibə doğru $-2, -3^{\circ}\text{C}$ -yə kimi artır.

6.5. BUZLAQLARIN QİDALANMASI VƏ BALANSI

Buzlaqların əsas qidasını buztoplayıcı hövzədə toplanan sülb atmosfer yağıntıları təşkil edir. İkinci dərəcəli qida mənbələrinə qar və firndə kondensasiya olan su buxarı, qar uçuqları ilə daxil olan və çovğunla gətirilən qar aiddir. Qidalanma sərhədi buzlağı iki əsas hissəyə ayırır:

1- qidalanma və ya akkumulyasiya hövzəsi, bu ərazi həm də firn sahəsi adlanır;

2- sərf olunan və ya ablyasiya sahəsi.

İqlim şəraitinin dəyişməsi firn qar xəttinin hərəkətinə səbəb olur ki, bu da öz növbəsində akkumulyasiya və ablyasiya sahələrinin artıb və ya azalmasını müəyyənləşdirir. İsinmə zamanı firn qar sərhədi daha yüksəyə qalxdığından ablyasiya prosesi intensivləşir.

Buzlaqlardakı buz kütləsinin yüksəklik üzrə dəyişməsi *buzlağın intensivliyi* adlanır. Ümumən, buzlaşmanın intensivliyi yüksək enliklərdən aşağı enliklərə doğru azalır, kontinental zonadan dəniz sahillərinə doğru isə artır.

Bəzən, vahid dağlıq zonada yerləşən və əsas buzlağı qidalandıran kiçik ölçülü buzlaqların bəzisi irəliləyir, digəri isə geriləyir (şəkil 6.2). Bunun əsas səbəbi lokal zonada qidalanmanın zəifləməsidir.



Şəkil 6.2. Pamir dağ sistemində əsas buzlağı qidalandıran iki dərə buzlağı. Sol tərəfdəki geriləyir, sağdakı irəliləyir.

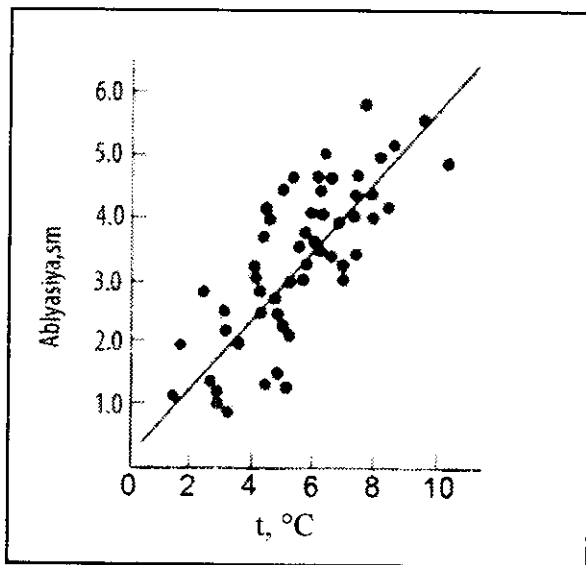
Buzlaq rejiminin əsas göstəricilərindən biri də *buzlaq əmsalı* (Θ_b) adlanır və akkumulyasiya zonası sahəsinin (S_{ak}), ablyasiya zonası sahəsinə (S_{ab}) olan nisbəti ilə müəyyənləşir:

$$\Theta_b = S_{ak}/S_{ab}. \quad (6.1)$$

Ablyasiya – buzlaq kütləsinin azalma prosesidir. Buzlaqdan buz kütləsinin azalması müxtəlif yollarla baş verə bilər ki, onların əsaslarına: ərimə, buxarlanma, çovğunla qarın sovrulub aparılması, örtük buzlaqlarından qopub ayrılan böyük buz parçaları (aysberqlər) və s. aiddir.

Ablyasiyanın miqdarı buzlaq dilindən firn zonasına doğru azalır. Ümumən, gecəyə nisbətən gündüz, qışa nisbətən yayda

buzlağın ablyasiya intensivliyi artır. Təmiz buza nisbətən səthi çirklənmiş buzlaqdan ərimə daha çox olur. Havaların temperatur şəraitinin ablyasiya prosesinin intensivliyinə təsirini Tyan Şan dağlarının İssık-Kul gölü ətrafındakı buzlaqlar təmsalında şəkil 6.3-də nəzərdən keçirək.



Şəkil 6.3. Havanın orta sutkalıq temperaturu ilə orta sutkalıq ablyasiya arasında əlaqə

Müəyyən dövr ərzində buzlaqdakı qar və buzun buzlaq kütləsindəki gəlir və çıxarının nisbəti *buzlaq kütləsinin balansı* adlanır. Balansı təşkil edən üsürlərin kəmiyyəti km^3 və ya mm -lə (maye kimi) ifadə oluna bilər. Buzlaq kütləsinin balansı adətən bir və ya bir neçə il üçün hesablanır və bu kəmiyyət müsbət xarakterli olanda buzlaq kütləsi artır, onun dili irəliləyir, əks halda buzlaq kütləsinin azalması baş verir. Məsələn: Qrenlandiyada hər il orta hesabla 446 km^3 qar (su

kimi qiymətlənəndə) toplanır. Əriyən qar və buzun miqdarı 315 km^3 , aysberqlərlə çıxan 215 km^3 təşkil edir. Beləliklə Qrenlandiya örtük buzlağının həcmi ildə təxminən 100 km^3 azalmış olur.

6.6. BUZLAQLARIN HƏRƏKƏTİ

Buzlaqlar daim hərəkətdə olur. Hərəkət – buzlaq fəaliyyətini idarə edən əsas prosesdir. Buzlaq hərəkətinin əhəmiyyətini planetar miqyasda nəzərdən keçirən A.Holms qeyd edir ki: əgər buzlaqlar hərəkətdə olmasa, o zaman dünya okeanı suları buxarlandıqca qütb zonalarında böyük kütlə və sahəyə malik buzlu ərazilər yaranardı. Tropik qurşaq və ətrafları qum və daşlı səhralara, okeanların dibi isə duzlu düzənliklərə çevrilərdi. Həyat – buzlaqların kənarlarına yaxın zonada və qisməndə yuvenil suların səthə çıxdığı oazislərdə mümkün ola bilərdi.

Beləliklə, istilik və rütubətin yer kürəsində paylanmasında buzlaqların hərəkəti əhəmiyyətli mövqeyə malikdir. Hərəkət, buzlaq buzı strukturunun dəyişməsinə tələb olunan enerji mənbəyi olub, onun istilik şəraitinə təsir edir, akkumulyasiya zonasındakı buzların ablyasiya zonasına keçməsinə və ərazidən kənarlaşmasını təmin edərək buzlaq dərəsini qazıyır. Dağ buzlaqlarının akkumulyasiya zonasında buzun kütləsi mənbə hissədən qidalanma sərhədinə doğru artır və sərhəd zonasında öz maksimumuna çatır, ablyasiya zonasında isə buzun kütləsi buzlaq dilinə doğru azalır. Buzun hərəkət sürəti də uyğun olaraq dəyişir, yəni mənbə hissədən qidalanma sərhədinə doğru sürət artır və qidalanma sərhədindən buzlağın qurtaracağına doğru azalır.

Buzlaq buzunun hərəkəti iki əsas yolla həyata keçir: *özlü-plastik axınla və iri buz parçaları, bloklar vəziyyətində sürüşmə ilə*. Soyuq buzlaqlarda buz kütləsinin alt hissəsi donmuş

məcraya yapışırsa o zaman buzlağın hərəkəti özlüplastik deformasiya ilə baş verir. Əgər buzlaq kütləsinin altında su pərdəsi mövcud olarsa (isti buzlaq şəraitində) o zaman hərəkət buz parçaları, bloklar vəziyyətində olacaq. Adətən eyni buzlağın hərəkətində hər iki mexanizm iştirak edir.

Müxtəlif tip və ölçülü buzlaqlarda buzun hərəkət sürəti fərqli olub, adətən 0,001 - 0,01 mm/s təşkil edir. Qəzalı hərəkət zamanı sürət bir neçə dəfə arta bilər. Əgər buzlağın hərəkət sürəti 0,001 mm/s olarsa, onun il ərzində qət etdiyi məsafə 31,5 m təşkil edəcək və əgər sürət 1,0 mm/s olarsa o zaman məsafə 31,5 km-ə bərabər olacaq. Kiçik ölçülü buzlaqların hərəkət sürəti az olub, ildə bir neçə metr təşkil edir, dağ-dərə buzlaqlarında bu kəmiyyət 100m-ə qədər, Antraktidanın buzlaq çıxışlarında – 300-1200m və Qrenlandiyanın buzlaq çıxışlarında isə ildə 10 km-ə çatır.

Buzlaqdakı buzun hərəkət sürəti üç istiqamətdə dəyişir – uzunluğu üzrə, eninə və şaqul üzrə səthdən dibə doğru. Buzlaq səthinin meyilliyi artdıqca irəliləmə sürəti də artır və əgər buzlaq dərəsi genişlənirsə o zaman sürət azalır. Maksimal sürətə malik hissə adətən buzlaq səthinin mərkəzində müşahidə olunur, mərkəzdən kənarlara və dibə doğru (özlüplastik axına malik olan) buzlağın sürəti azalır. Bloklarla hərəkət edən buzlaqda isə sürət səthdən dibə kimi təxminən eyni olur. Sürətin mərkəzdən kənarlara doğru azalması, buzlaq kütləsinin yerləşdiyi yatağa sürtünməsi ilə əlaqəlidir.

Buzlaqdakı buzun hərəkət sürəti həm də vaxt baxımından fərqlidir. Qışa nisbətən yayda, gecəyə nisbətən gündüz buzun hərəkət sürəti daha artıq olur. Ümumən qeyd etmək olar ki, buzlaq kütləsinin və xüsusən də qalınlığının artması ilə buzun hərəkət sürəti də artır.

Buzlaqlar müxtəlif vaxtlarda müxtəlif miqdarda qidanlandı-

ğından onların tərəddüdü və ya hərəkətdə olma şəraitlərində fərqlidir. Bol yağıntılı mövsüm və illərdə, yəni akkumulyasiya ablyasiyadan üstün olanda buzlaqlar irəliləyirlər, əks halda isə geri çəkirlər. (əslən, buzlaq geri-yüksəkliyə doğru hərəkət edə bilməz, buzlaq dili əridiyindən onun uzunluğu azalır və elə təsəvvür yaranır ki, buzlaq geri çəkilmişdir). Bu baxımdan, buzlaqlar tərəddüd xüsusiyyətinə görə dörd qrupa ayrılırlar:

1. **Mövsümü** – yaya nisbətən qış mövsümündə qar və buzun akkumulyasiyası çox olduğundan buzlaq kütləsinin artımı və dilinin irəliləməsi baş verir. İlin isti dövründə ablyasiya çoxaldığından buzlaq dilinin qismən əriməsi ilə buzlağın uzunluğu azalır. Bu proseslər mövsümi xarakter daşıyır.

2. **Əsrlik** – iqlimin uzunmüddətli dəyişmələri ilə formalaşır və tənzimlənir, böyük əraziləri və ordakı buzlaqları əhatə edir, buzlaqlar inkişaf edib arta və ya azala bilirlər.

3. **Dövri** – müəyyən vaxt ərzində iqlimin dövrü tərəddüdləri ilə yaranır.

4. **Təsadüfi** – bu qrupa mövsümi, əsrlik və dövrü olmayan digər tərəddüdlər aiddir (məsələn: tektonik, vulkanik və s. proseslərlə yaranan bilənlər).

Buzlaqların irəliləmə, nisbətən sabitlik və geriləmə mərhələlərinin hər biri il və onillərlə davam edə bilər. Adətən irəliləmə mərhələsi qısa, sabitlik və geriləmə (bərpaolma) mərhələsi isə uzun dövrü olur.

Buzlaqların tərəddüdünü mənşə etibarı ilə iki qrupa ayırmaq olar: a – *məcburi tərəddüd* – buzlaq balansının (buz kütləsi həcmnin) dəyişməsi və ya xarici təsirlə formalaşan; b – *relaksasiya tərəddüdü* – buzlağın akkumulyasiya və ablyasiya zonaları arasındakı buzlaq kütləsində baş verən yenidən qurulma ilə buzlağın sıçrayışlı hərəkəti olub, buzlaqdaxili proseslərlə formalaşır. Bu qrupa aid hərəkətlər adətən *pulsasiya* adlanır.

Pulsasiya prosesi (qısa dövr ərzində intensiv hərəkət) müxtəlif tip və ölçülərə malik buzlaqlarda baş verə bilər. Bu dövrdə buzlaq kütləsində dərin çatlar əmələ gəlir, ayrı-ayrı buz bloklarının buzlaq yatağında sürüşmə sürəti artır. Məsələn, Pamir dağlarındakı Elmlər Akademiyası silsiləsində Əbdükaqor çayı dərəsində yerləşən Medvejiy buzlağında (uzunluğu 15,8 km, sahəsi 25,3 km²) vaxtaşırı – 1916, 1937, 1951, 1963, 1973 və s. illərdə baş verən pulsasiya zamanı buzlaq dili bir neçə ay ərzində 2 km-ə kimi irəliləyərək çayın qarşısını kəsir və nəticədə həcmi 20 mln.m³-ə çatan buzlaq mənşəli bənd gölü əmələ gəlir. Bəndin dağılması zamanı vadiyə yerləşən təsərrüfatlara külli miqdarda ziyan dəyir. Bu buzlağın hərəkət sürəti 1963-cü ilin may ayında 50-150 m/gün təşkil edib.

Qaraqorum dağ sistemindəki Həsənabad buzlağı 1905-ci ildə 2,5 ay ərzində 10 km və ya gündə 133m, Kitiah buzlağı isə 1953-cü ilin mart ayında gündə 113m (saatda 4,7 m-ə yaxın) sürətlə irəliləmişdir.

Buzlaqlar sürətlə irəlilədiyi zaman pulsasiya zonasında səthləri çökür və qalınlıqları azalır.

Buzlaqlar hərəkəti zamanı yerləşdiyi dərənin kəlkötür yerlərini cilalayır, buzlaq kütləsində və dərəsində yerləşən müxtəlif ölçülü daş və qırıntıları dərənin aşağı hissələrinə nəql edirlər. Məsələn, Antraktidanın səthi ildə 0,03 mm azalır, dağ buzlaqlarında bu kəmiyyət daha yüksəkdir. Dağ buzlaqları geri çəkildikən bu materiallar (buzlaq çöküntüləri) buzlaq dilinin qurtaracağında çökərək yeni relyef formaları əmələ gətirir. Dağ buzlaqları çöküntüləri (morenlər) ingilis dilli ədəbiyyatda *till* adlanır. Morenlər buzlağın maksimal irəliləmə sərhədini bildirir.

6.7. MƏNBƏYİNİ BUZLAQLARDAN BAŞLAYAN ÇAYLARIN REJİMİ

Dünyanın bir çox çaylarının qidalanmasında dağlıq zonanın qar və buzlaqlarının ərinti suları iştirak edir. Ərinti suları buzlaq çaylarının mənbə zonasında axımın əsas hissəsini təşkil etsədə mənsəbə doğru digər mənsəli axımın artması ilə buzlaq sularının ümumi axımdakı həcmi kəskin azalır. Məsələn, buzlaq suları Kuban çayının ümumi axımının - 6 %-ni, Reyn çayında - 1 %, Dunay çayında - 0,5 % və Kolumbiya çayında - 8 % təkil edir. Quru səthindən dünya okeanına istiqamətlənən ümumi çay axımının təxminən 1 %-ni buzlaq suları təşkil edir. Buzlaq çaylarının su rejimi mövsüm ərzindəki atmosfer yağıntılarının miqdarından və havaların temperaturundan, sutoplayıcı hövzə sahəsinin ölçülərindən, hövzədəki buzlağın sahəsi, onun qidalanma və ablyasiya sahələrinin ölçülərindən, qar xəttinin yüksəkliyindən, hövzənin geoloji və geomorfoloji quruluşundan və s. asılı olaraq formalaşır.

Buzlaq rayonunda havaların davamlı mənfi temperaturlarının qərarlaşması ilə atmosfer yağıntılarının hövzədə toplanması baş verir ki, buda buzlaq üçün hidroloji ilin başlanma vaxtıdır. Bu dövrdə, buzlaq kütləsindəki arxlarda və göllərdə akkumulyasiya olmuş sular çaylar tərəfindən nəql olunduğundan və mənfi temperatur şəraitində ablyasiya prosesi bitdiyindən çay axımı kəskin azalır və çay qış rejim dövrünə keçir.

İsti dövrün əvvəllərində mövsümü qarların əriməyə başlaması ilə buzlaq çaylarının su sərfi artır. Havaların isinməsi ilə sıfır dərəcəli izoterm tədricən buzlağın yuxarılarına qalxaraq daha böyük ərazi əhatə etdiyindən buzlağın ərimə prosesi də intensivləşir. Buzlaq çaylarının maksimal axımı adətən yayın ortalarında, iyul ayının axırı-avqustun əvvəllərində keçir. Yay mövsümünün axırında hava temperaturlarının ümumən azalması,

qarın yağması və buzun aktiv ərimə sahəsinin intensiv azalması nəticəsində buzlaq çayında axımın kəskin azalaraq qış rejim dövrünə keçməsi müşahidə olunur.

Yay mövsümünün sonunda elə bir məqam əmələ gəlir ki, buzlaq zonasında ərimə prosesi praktiki olaraq bitir və buzlağın ərinti suları ilə qidalanan çayda qış axım rejimi formalaşır. Beləliklə, buzlaq çayında su səviyyəsinin artma və enmə üzrə olan illik tsikli qapanır.

Buzlaq suları ilə qidalanan çaylarda səviyyənin gün ərzindəki tərəddüdlərinin daha yüksək amplitudu buzlaq dilinin mövsümü qarlardan azad olandan sonrakı vaxtında aydın görünür. Gün ərzindəki səviyyələrin ən yüksək vəziyyəti günortaya yaxın, ən alçaq səviyyələr isə səhər, gün çıxmamışdan əvvəl müşahidə olunur. Səviyyə tərəddüdlərinin belə amplitudu təxminən isti dövrün axırına kimi davam edir.

6.8. BUZLAQLARIN YER SƏTHİNDƏ PAYLANMASI

Buzlaqlar yer səthinin ~ 15 mln. km^2 sahəsini tutur. Onların ərazi üzrə paylanması fərqli olub, çox hissəsi qütb zonalarında və xüsusəndə Antarktidada və Qrenlandiyada (96,2 %) yerləşir. Bu iki ərazidən kənardakı buzlaqlar ümuminin 3,8 %-ni təşkil eləsədə onlar insanların həyat və fəaliyyətində mühüm əhəmiyyətə malikdirlər. Buzlaqların yarımkürələr üzrə paylanmasında da kəskin fərq mövcuddur, belə ki, buzlaqların sahə və kütləsinin böyük əksəri Cənub yarımkürədə yerləşir. Bu müxtəlifliyi əmələ gətirən əsas səbəblər aşağıdakılardır:

1. Şimal yarımkürəyə nisbətən, Cənub yarımkürədə havanın orta illik temperaturu $2,2^\circ\text{C}$ azdır;

2. Şimal yarımkürəyə (770 mm/il) nisbətən, Cənub yarımkürəyə ildə orta hesabla < 1200 mm atmosfer yağıntıları düşür

(bu kəmiyyət dünya üzrə təxminən 1000 mm təşkil edir).

Şimal yarımkürə ilə müqayisədə Cənub yarımkürə nisbətən soyuq və rütubətli olduğundan orada buzlaşma prosesinin inkişafına daha münbit şərait mövcuddur.

Müasir dövrdə buzlaqlar quru səthinin təxminən 10 %-ni əhatə edir, amma pleystosendəki maksimal buzlaşma zamanı buz altınca qalan sahə indikindən üç dəfə artıq olub. Buzlaşma dövrü başlamazdan əvvəl isə yer səthində havanın orta təmperaturu indikindən $\sim 4-6^{\circ}\text{C}$ az olub.

Qütb zonalarının örtük buzlaqları ilə müqayisədə dağ-dərə və dağ-örtük buzlaqlarının sahə və həcmi kiçikdir, amma Mərkəzi Asiyanın Tyan Şan, Pamir, Qaraqorum, Tibet və Himalaydakı buzlaq massivləri qismən böyük ölçüləri ilə fərqlənilir. Qafqaz dağlarındakı buzlaqların ümumi sahəsi 1428 km^2 -dir.

Əgər örtük buzlaqlarını nəzərə almasaq, dağlıq ərazilərin böyük ölçülərə malik buzlaqlarına aşağıdakıları aid etmək olar: *Bering buzlağı* – uzunluğu 203 km, sahəsi 5800 km^2 , *Çuqaç dağları* – Alyaska; *Xabbard buzlağı* – uzunluğu 115 km, sahəsi $20\,000\text{ km}^2$ -ə yaxın, *Müqəddəs İlya dağları* – Alyaska; *Syuard-Malaspina buzlağı* – uzunluğu 113 km, sahəsi $\sim 4500\text{ km}^2$, *Müqəddəs İlya dağları* – Alyaska; *Fedçenko buzlağı* – uzunluğu 77 km, sahəsi $649,6\text{ km}^2$, Pamir dağları.

Buzlaqların sahə və kütlələri müxtəlif olduğu kimi qalınlıqlarında çox fərqlidir. Bu baxımdan örtük buzlaqlarının qalınlığı, dağ-dərə buzlaqlarından dəfələrlə artıqdır. Antraktidada buzun qalınlığı $> 4500\text{ m}$, Fedçenko buzlağında 1000 m yaxın, Elbrusda 150 m , Meksikadakı İstaksixuatı buzlağında isə cəmi $7-10\text{ m}$ təşkil edir. Dağlıq ərazilərdəki yastı zirvə buzlaqlarına nisbətən dərədə yerləşən buzlaqların qalınlığı daha artıq olur.

Dağlıq ərazidə buzlaqların paylanmasına təsir edən amillərdən biri də yamacın ekspozisiyasıdır. Adətən cənub yamacdakı buzlaqların sahə və kütləsi şimal yamaca nisbətən az olur.

6.9. QAR ÖRTÜYÜ VƏ QAR UÇQUNLARI

Qar və qar örtüyünü öyrənən elm sahəsi *qarşunaslıq* adlanır. Bu elmin əsaslandırılması A.İ. Voyeykov tərəfindən həyata keçirilmişdir. Qar yağması nəticəsində yer səthində əmələ gələn qar qatı – *qar örtüyü* adlanır. Qar örtüyünün yer səthində formalaşması coğrafi zonallıq, səthin relyefi və atmosferin ümumi sirkulyasiyası ilə şərtlənir. Onun yer səthində paylanması, qalınlığı və yerdə qalma müddəti ərazi üzrə fərqləndiyindən aşağıdakı kimi qruplaşdırıla bilər:

1. *Çoxillik qar örtüyü* - yayda tam əriyib qurtara bilmir, qütbətrafi və qar sərhədindən yuxarı hissədəki əraziləri əhatə edir;

2. *Müvəqqəti qar örtüyü* - bir neçə gün ərzində və ya ilin isti dövründə tam əriyir, əsasən mülayim enliklərin ərazisini əhatə edir. Bu vilayətdəki qar örtüyünün müxtəlifliyi onu iki qrupa ayırmağa imkan yaradır – a) *davamlı qar örtüyü* - yerdə qalma müddəti bir aydan artıqdır, b) *davamsız qar örtüyü* – yerdəqalma müddəti bir neçə gündür, bəzi illərdə qar örtüyü əmələ gəlmir;

3. *Qar örtüyü əmələ gəlməyən ərazilər* - ekvatorial və qisməndə tropik sahələri əhatə edir, materikdaxili ərazilərdə 25° - 35° şimal enliyi ilə cənub enliyi arasında, dənizsahili rayonlarda isə 45° şimal enliyi və cənub enliyinə qədər arta bilər. İl ərzində formalaşan qar örtüyündə $155\,000\text{ km}^3$ su mövcuddur ki, bununla $114\,000\text{ km}^3$ -ni mövsümi qarlar təşkil edir. Hər il yer kürəsi səthinin orta hesabla 115 mln. km^2 –də qar örtüyü formalaşır və bəzi illərdə onun sahəsi artaraq 126 mln.km^2 -ə çatır. (bəzi məlumatlara görə bu sahə 47-99 mln. km^2 arasında dəyişir). Bu sahənin təxminən 67 % quru və 33 % -i dəniz buzları səthinə əhatə edir.

Mövsümi qar örtüyünün sahəsi şimal yarımkürədə 68 mln. km^2 , cənub yarımkürədə isə 17 mln. km^2 olub, öz mak-

simumuna qışın axırında çatır.

Planetimizdəki çayların su balansında qar örtüyünün ərinti suları mühüm mövqeyə malikdir. Şimal yarımkürəsindəki mövsümi qar örtüyünün ərinti suları ilə çaylara hər il 8300 km^3 su daxil olur ki, bu da ümumi axımın 27 %-ni təşkil edir. Qar örtüyünü səciyyələndirən əsas xüsusiyyətlər onun yüksəkliyi (örtüyün qalınlığı) və sıxlığıdır. Təzə yağmış qarın kütləsi $10\text{--}30 \text{ kq/m}^3$ olub, zamanla sıxlaşıb, sululuğu artaraq $300\text{--}400 \text{ kq/m}^3$ -ə çatır. Qar örtüyünün yerdə qalma müddəti müxtəlif rayonlarda fərqli olub, şimal yarımkürəsinin yüksək enliklərində 8-9 ay, Şimali Amerika və Avrasiyanın mülayim enliklərində 5-6 ay davam edir. İsti sulu okean cərəyanlarının təsir zonasında yerləşən dənizsahili ərazilərdə qar örtüyünün yerdə qalma müddəti azalır.

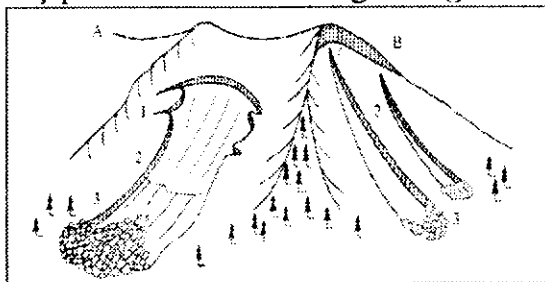
Qar örtüyünün yüksəkliyi (qalınlığı) ərazi üzrə çox fərqlidir. Bu kəmiyyət Şimali Amerikanın artik zonasında 100-150 sm, Asiyada isə 50-100 sm-dən artıq deyil. Şimali Amerikanın mülayim zonasında yerləşən dağlarında qarın yüksəkliyi 100-150 sm olub, materikin mərkəzinə doğru 20-30 sm-ə kimi azalır. Asiyada isə müvafiq olaraq 80-100 və 20-30 sm təşkil edir. Şərqi Avropa düzənliyi və Qərbi Sibir ovalığında qar örtüyünün orta yüksəkliyi 20-80 sm-dən artıq deyil. Subtropiklərə doğru qar örtüyünün yüksəkliyi və yerdə qalma müddəti kəskin azalır. Dağlıq zonalarda qar örtüyünün qalınlığı ümumən yüksəkliyə doğru artır və bu artım küləktutan sahələrdən qarın sovrulub aparılaraq çökək ərazilərdə toplanması və yamacın ekspozisiyasından asılı olaraq fərqlənir. Bununla belə, dağlıq ərazilərdəki qar örtüyü bəzən təsərrüfatlara zərər yetirə bilən fəsadlar da yarada bilər. Bu fəsadların ən dəhşətlisi qar uçqunlarıdır. Dağlıq zonada qar kütləsinin qoparaq və ya yamacla sürətlə sürüşərək nəql olunması – *qar uçqunu* adlanır. Qar kütləsi yamacla aşağıya doğru hərəkət etdikcə sürəti, kütləsi və dağıdıcı qüvvəsi artır. Dağ yamaclarındakı qar örtüyünün

dayanıqlığının pozularaq qar uçqununun əmələ gəlməsi bir sıra amillərlə əlaqədardır ki, onlardan bəzisi daimi (yamacın morfoloqiyası, ekspozisiyası və s.) digərləri isə dəyişkəndir (meteoroloji şərait, qar kütləsi daxilində baş verən proseslər, seysmiklik və s.). Qar uçqununun əmələ gəlməsi üçün yamacın meyliyi (optimal variantda) $25-45^{\circ}$ arasında olmalıdır. Əgər yamacın meyliyi 15° -dən azdırsa orada adətən qar kütləsinin hərəkətinə şərait yaranmır və meylik 60° -dən artıq olarsa o zaman yamacdakı qar daim aşağı sürüşdüüyündən onun kifayət qədər toplanmasına şərait yaranmır. Qar uçqununun əmələ gəlməsi üçün yamacdakı qarın yüksəkliyi 30 sm-dən artıq olmalıdır.

Əvvəlki qar örtüyünün üstünə 1-2 gün ərzində çoxlu qar yağarsa və bu qar layları arasında ilişmə qüvvəsi zəif olarsa uçqunun yaranma ehtimalı artır və *quru qar uçqunu* bu yolla əmələ gəlir.

Qar örtüyünün formalaşdığı ərazidə bəzən hava temperaturunun artması ilə qarın ərinti suları alt hissəyə süzülərək yamacın səthini isladır, nəticədə *yaş (sulu) qar uçqunları* yaranır.

İslanmış-sulu qar uçqunu nisbətən az təsadüf olunur və miqdar etibarı ilə ümumi qar uçqunlarının 20-30 %-ni təşkil edir. Dağ yamacı və dərənin müəyyən sahəsində uçqunun əmələ gəldiyi (mənbəyi), nəql olunduğu və son dayanacaq sahəsi – qar uçqunu hövzəsini əmələ gətirir (şəkil 6.4).



Şəkil 6.4. Dağ yamacının qar uçqunu hövzələri: A-xətt üzrə başlayan uçqun; B-nöqtədən başlayan uçqun; 1-uçqunun formalaşdığı zona, 2-uçqunun tranzit zonası, 3-uçqun materialının çökdüyü zona

Ümumiyyətlə, qar uçqununun minimal sürəti >1 m/s, orta sürəti isə >10 m/s təşkil edir. Qarın sıxlığı $0,5$ q/sm³ və həcmi 1 mln.m³ olan qar uçqununun 1 m² sahəyə zərbə qüvvəsi 50 tona yaxındır. Adətən, uçqunun əmələ gətirdiyi qar topasının sahəsi $10-50$ min. m², qalınlığı 20 m olarsa, o zaman onun həcmi $0,2-1,0$ mln. m³, kütləsi isə $0,1-0,5$ mln. ton təşkil edəcək. Nisbətən böyük ölçülərə malik qar uçqununun həcmi $2-3$ mln. m³-ə çatır. Ümumən, qar uçqunlarına qarşı müdafiə tədbirləri iki qrupa bölünür: a - profilaktik tədbirlər; b – mühəndisi tədbirlər.

1. Profilaktik tədbirlər - qar uçqunu yarana biləcək sahələrdən qar kütləsinin süni yolla sürüşdürülməsi, yamacdakı qar örtüyünün xüsusi məhlullarla kipləşdirilməsi və s. işlər aid edilir.

2. Mühəndisi tədbirlər - müxtəlif olduğundan onları iki qrupa ayırmaq olar. Birinci – ümumiyyətlə qar uçqununun qarşısı alınma tədbirləri, yəni yamacın terraslaşdırılması, novların açılması, meşə zolağının salınması, bəndlərin tikintisi, uçqunun qarşısını alan metal və ya dəmir-beton qurğuların quraşdırılması və s. aid edilir.

İkinci üsul - xüsusi tikinti ilə obyektin qar uçqunu təsirindən qorunmasını nəzərdə tutur, yəni talvar və ya qalereyaların tikilməsi ilə kommunikasiyaların qorunması.

Beləliklə qeyd etmək olar ki, qarşıya qoyulmuş məqsəddən və konkret yerli şəraitdən asılı olaraq qar uçqunları qarşısının alınması və ya zərərsizləşdirilməsi üçün müxtəlif üsullar mövcuddur. Respublikamızın Böyük və Kiçik Qafqaz dağlarının orta və yüksək dağlıq zonalarındakı dik yamaclı meşəsiz hissələrində də vaxtaşırı qar uçqunları müşahidə olunur.

6.10. ÇOXİLLİK DONUŞLUQ

Davamlı mənfi temperatur şəraitində süxurlararası boşluqlardakı su donaraq mineral və üzvi hissəcikləri sementləşdirir, nəticədə donmuş ərazilər formalaşır.

M.İ.Sumginin fikricə donmaya məruz qalmış süxurlar dedikdə, temperaturu 0°C -dən aşağı olan, tərkiblərində buz kristallarının olub-olmamasından asılı olmayaraq bütün növ süxurlar, qruntlar və torpaqlar nəzərdə tutulur.

Donuşluğun tədqiqi ilə məşğul olan elm sahəsi *donuşluqşünaslıq (geokriologiya)* adlanır. Donmuş dağ süxurları litosferin üst hissəsini təşkil etdiyindən, tədqiqat obyekti kimi geologiya elmləri sistemə aiddir, bununla yanaşı, həmin ərazilərdəki donmuş su və hidroqrafik şəbəkənin bir çox xüsusiyyətləri (donmuş süxurlar ərazisindəki çay və göllərin yeraltı sularla əlaqəsi, donmanın mövsümi açılması zamanı—xüsusən yaz daşqınları dövründə səth suları ilə əlaqə, talik və çoxillik donuşluq sahələrinin biri digərini əvəz etdiyi ərazilərdəki hidroqrafik şəbəkənin rejim xüsusiyyətləri və s.) prosesin hidroloji baxımdan öyrənilməsinə tələb edir. Donmuş süxur və torpaqlar yer qabığının üst hissəsini əhatə edərək kriolit zonasını əmələ gətirir. *Kriolit* zonası kriosferin bir hissəsidir. *Kriosfer təbəqəsi* atmosferin, litosferin, hidrosfer və biosferin mənfi temperatura malik sahələrini əhatə edir.

Donmuş süxurların əmələ gəlməsi və inkişafında müxtəlif fiziki, fiziki-kimyəvi və kimyəvi proseslər baş verir ki, onlar da donmuş süxurların tərkibi, teksturu, strukturu və s. xüsusiyyətlərilə müəyyənləşir. Bu baxımdan donuşluqşünaslıq fizika və kimya elmləri ilə əlaqəlidir. *Ümumi donuşluqşünaslıq* —geologiya, geofizika və coğrafiya elmlərinin qovuşmasında inkişaf edir.

Donma prosesinin əmələ gəlməsi, oradakı süxurların özünəməxsus xüsusiyyətləri, ətraf mühitlə mübadiləli əlaqələri

və onların ərazi üzrə paylanması tədqiqində akademiklər V.İ.Vernadski, V.A.Obruçev, professor M.İ.Sumqin və digərlərinin böyük əməyi olmuşdur. Donuşluq prosesinin öyrənilməsi məqsədilə ilk elmi-tədqiqat institutu 1939-cu ildə Rusiya Federasiyasının Elmlər Akademiyası nəzdində, Yakutsk şəhərində təşkil olunmuşdur. Bu ET institutu hal-hazırda da fəaliyyətdədir.

Donmuş halda olan süxurlar Yer səthinin təxminən 35 mln.km² sahəsini əhatə edir ki, bunun da 11 mln.km²-i Rusiya Federasiyası ərazisindədir. Çoxillik donuşluq sahəsinin böyük hissəsi Şimali Amerika və Asiyadadır. Avrasiya materikinın qərb-şimal-qərbi isti sulu Holfstrim (Şimali Atlantika) cərəyanı təsiri altında olduğundan donuşluq sahəsi cənub-şərqə -Ural dağları istiqamətində artaraq Monqolustan ərazisində 45° enliyə yaxınlaşır. Sibir ərazisinin böyük hissəsini çoxillik donuşluq təşkil edir.

Şimali Amerikada isə donuşluq sahəsinin cənub sərhədi 50-55° enliyə kimi müşahidə olunur. Çoxillik donmuş süxurlar Antraktida və ətrafındakı adaları, Cənubi Amerika və Afrikanın yüksək dağ zirvələri sahəsini əhatə edir. Avstraliya yeganə materikdir ki, orada donmuş ərazilər müşahidə olunmayıb.

Dağlıq relyef şəraitində donmuş süxurların sahə və qalınlığı yüksəkliyə doğru artır və süxurların orta illik temperaturu hər 100 m qalxdıqda təxminən 0,5-1,0°C azalır.

Süxurların donmuş vəziyyətdə olma müddəti vaxt baxımından üç qrupa ayrılı bilər: 1-süxurların qısa müddətli donması (saat, gün); 2-süxurların mövsümü donması (aylar); 3-süxurların çoxillik donması (illər, yüz və min illər).

Süxurlarda çoxillik donuşluğun yaranması dördüncü dövrün əvvəllərində, davamlı şaxtaların baş verməsilə əlaqələndirilir. Qruntların dərin qatlara qədər donması üçün uzunmüddətli mənfi temperatur və zəif qar örtüyü olmalıdır. Çoxillik

donuşluğun yayıldığı ərazilərdə sūxurların temperaturu yer səthindən dərinə endikcə sabit olmayıb tədricən artır və müəyyən dərinlikdə təxminən $-0,5$ ilə $-1,0^{\circ}\text{C}$ arasında sabitləşir.

Çoxillik donuşluq qatının qalınlığı müxtəlif olub, Yakutiyanın şimalında 1500m, Kanada Arktik arxipelaqının Elsmir adasında isə 1000m-dən artıqdır.

Qlobal isinmənin artdığı müasir dövrdə çoxillik donuşluğun deqradasiyası müşahidə olunur. İstiliyin yay mövsümündə artması ilə donuşluq sahəsinin üst hissəsi dondan açılır, qışda isə yenidən donur. Yay vaxtı donu açılan səth *fəal təbəqə* adlanır. Fəal təbəqənin dərinliyi çoxillik donuşluq sahəsində bir neçə destimetr, donuşluğun qırılmalarla olan sahəsində isə 1-4 m ola bilər. Mövsümü donmanın potensial dərinliyi isə donun açılma dərinliyindən artıq olur.

Çoxillik donma sahəsində bəzən yeni relyef formaları və hidroqrafik şəbəkə elementlərinin əmələ gəlməsini müşahidə etmək olar. Məsələn: gilli və tozlu sūxurların yayıldığı ərazidə *şişmələr (hidrolakkolitlər)* yaranır. Şişmə hadisəsinin baş verməsi həmin sūxurlar daxilində mövcud olan suların donması nəticəsində həcmələrinin $\sim 10\%$ artmasıdır. Şişmə təpəciklərinin hündürlüyü bir neçə metr, diametri isə 30-50m və daha artıq ola bilər.

Çoxillik donma ərazisində temperatur şəraitinin isinməyə doğru dəyişməsilə müəyyən sahədə sūxurların donu açılır və nəticədə sūxurların oturması (çökməsi) baş verir. Çökmüş sahəyə toplanan ərinti sular orada *termokarst* mənşəli gölün əmələ gəlməsinə səbəb olur.

Çox guman ki, respublikamızın yüksək dağlıq zonasında çoxillik qar örtüyü və buzlaqların altındakı sūxurlar da donmuş vəziyyətdədir.

6.11. AZƏRBAYCAN RESPUBLİKASININ QAR ORTÜYÜ VƏ BUZLAQLARI

Respublikanın ərazisində formalaşan qar örtüyü səth və yeraltı suların qidalanmasında, torpaqların nəmlənməsində və ümumən su dövrünün aktivləşməsində əvəzolunmaz rola malikdir. Qarlı günlərin miqdarı, qar örtüyünün qalınlığı və sululuğu məkan və zaman baxımından müxtəlif olub, dənizkənarı ərazilərdən yüksək dağlıq qurşağa doğru artır.

Abşeron yarımadası və dənizə yaxın düzənliklərdə qar örtüyünün on günlüklər üzrə maksimal qalınlığı cəmi 1-3 sm təşkil edir, qarın yerdə qalma müddəti isə bir neçə gündən artıq olmur. Amma, yağıntılı və şaxtalı keçən bəzi qış mövsümlərində qarın qalınlığı 30-40 sm-ə çata bilər. Qışı mülayim keçən illərdə isə qar örtüyü ümumiyyətlə əmələ gəlmir. Düzənliklərdən dağlara doğru qalxdıqca, xüsusəndə 1200-1400 m yüksəklikdən sonra qarlı günlərin miqdarı və qarın qalınlığı kəskin artır.

Davamlı qar örtüyü ilin soyuq dövrü ərzində artaraq maksimum qalınlığı qışın axırında müşahidə olunur. Böyük Qafqazın alp cəmənlərindən yuxarıda yerləşən zonasında qar örtüyünün qalınlığı 100 sm-ə yaxın və ya artıqdır. Respublikamızın ən qarlı zonası Böyük Qafqazın cənub yamaqlarıdır. Buraya daxil olan rütubətli qərb küləkləri qarın toplanmasına şərait yaradır. Qar örtüyünün qalınlığı və davamiyyəti baxımından cənub yamacı iki hissəyə ayırmaq olar:

- qar örtüyünün qalın və davamlı olduğu Balakən- Qəbələ rayonları zolağı;

- qar örtüyü qalınlığının və davamlılığının kəskin artdığı 1300 m-dən yuxarıda yerləşən zona.

Ərazinin, xüsusəndə dağlıq zonada külək tutan açıq sahə olması və ya külək tutmayan daldalanmış olması qar örtüyünün

qalınlığı və davamiyyətinə təsir edən əsas amillərdəndir. Məsələn, Böyük Qafqazın cənub yamacında 1745 m yüksəklikdə yerləşən Əlibəy meteoroloji məntəqəsində, çoxillik məlumatlara əsasən qar örtüyünün maksimal qalınlığı küləkdən daldalanmış yerdə 133 sm, küləktutan açıq ərazidə isə 94 sm olmuşdur.

Qar örtüyünün qalınlığına, davamiyyətinə və aşağı sərhədinin yüksəkliyinə təsir edən amillərdən biridə yamacların ekspozisiyasıdır. Məsələn, Kiçik Qafqazda 1500-2000 m yüksəklikdə qar örtüyünün orta maksimal qalınlığı şərq yamaclarda 15-20 sm, qərb yamaclarda isə 25-30 sm təşkil edir.

Böyük Qafqazda yüksəkliyi 4000 m-dən artıq olan zirvələrdə qar örtüyünün aşağı sərhədi şimal yamacda 3600-3700 m-də, cənub yamacda isə 3800-3900 m yüksəklikdə yerləşir.

Yüksək dağlıq zonada qar örtüyünün formalaşması oktyabr ayının 1-2-ci on günlüklərində baş verir və bu proses yüksəklik azaldıqca qışın orta və axırlarına doğru dəyişir. Adətən fevral ayının axırı-martın əvvəllərindən başlayaraq havaların qismən isinməsi və atmosfer yağıntılarının müəyyən hissəsinin maye vəziyyətində düşməsi ilə qar örtüyü qalınlığının azalması prosesi başlayır. Mart ayından başlayaraq intensivləşən bu prosesin vaxtı ayrı-ayrı illərdə və sahələrdə fərqli ola bilər. Böyük Qafqazın cənub yamacına nisbətən şimal-şərq yamaclarında qar örtüyü 5-10 gün gec əriyir. Talış dağlarında isə qar örtüyünün əriməsi Böyük Qafqazın şimal-şərq yamaclarına nisbətən 5-10 gün tez baş verir. Orta dağlıq zonadan 3000 m yüksəkliyə kimi olan ərazidə qar örtüklü günlərin miqdarı Böyük Qafqaza nisbətən Kiçik Qafqazda 20-40 gün azdır və bu uyğunsuzluq 3000 m-dən yuxarıya doğru aradan qalxır. Qarlı günlərin ən çox miqdarı Böyük Qafqazın yüksək dağlıq zonasında ≥ 200 gün, orta dağlıq zonada 100-120 gün, dağətəyi hissədə 40-60 gün və düzənliklərdə $\leq 5-10$ gün təşkil

edir. Yüksəkliyi ≥ 3500 m olan dağ zirvələrində qar örtüklü günlərin miqdarı ≥ 250 gündür.

Qar örtüyünün sıxlığı onun sululuğunu və istilikkeçirmə qabiliyyətini müəyyənləşdirir. Qar örtüyünün sıxlığının dəyişməsində iki qanunauyğunluq nəzərə çarpır: 1 – yüksəkliyə qalxdıqca sıxlıq artır, 2 – qış mövsümünün əvvəlinə nisbətən axırlarına doğru qar örtüyünün sıxlığı çoxalır. Düzənlik ərazidə qar örtüyünün sıxlığı $0,10 - 0,15 \text{ q/sm}^3$, 3000 m-dən yüksək dağlıq zonada isə $0,23 \text{ q/dm}^3$ -ə kimi artır. Talış dağları və Naxçıvan zonasında qar örtüyünün sıxlığı $0,14-0,16 \text{ q/dm}^3$ arasında dəyişir. Qarın sıxlıq qradientinin daha fəal artması 2000 m-dən yüksəkdə yerləşən dağlıq zonada aydın görünür, amma Qarabağ vulkanik yaylasının 2400 m-dən yüksəkdə yerləşən ərazisində isə qar örtüyünün sıxlığı tədricən azalır. Bunun səbəbi çox güman ki, qarın qalınlığının as olması və küləklə sovurulub aparılmasıdır. Qar örtüyünün sıxlığı artdıqca sululuğuda (su ehtiyatı) artır.

B.Ə. Budaqov (1965) qeyd edir ki, müasir qar talaları Baş Qafqazın suayırıcı boyu təsadüf olunaraq cənub-şərqdə Babadağ sahəsində qurtarır. Müasir qar talaları Baş Qafqaz silsiləsində Babadağ, Xınalıq, Qocadərəbəşi, Tufan, Bazaryurd, Bazardüzü, Raqdan, Məlkəməud, Tinov-Rosso və digər uca zirvələrdə, Yan silsilədə isə Şahdağ və Qızılgaya zirvələri ətrafında saxlanmışdır. Qar talalarına Kiçik Qafqazın uca zirvələri yaxınlığında da rast gəlmək olar.

Respublika ərazisinin iqlimi və buradakı dağların yüksəkliyi böyük ölçülərə malik buzlaqların formalaşmasına şərait yaratmır. Kiçik ölçülü müasir buzlaqlar keçmişdəki IV dövr buzlaqlarının qalıqları olub, planetar isinmə təsiri ilə dahada kiçilirlər. Müasir buzlaqlar Böyük Qafqazın >4000 m yüksək zirvələri olan Bazardüzü (4466 m), Bazaryurd (4126 m), Tufan (4191 m) və Şahdağda (4243 m) mövcuddur. Kiçik Qafqaz və

Talış dağlarında buzlaq yoxdur, amma Zəngəzur silsiləsinin ən yüksək dağı olan Qapıcığın (3904 m) zirvəsində xarlanmış qar il boyu mövcuddur.

Respublikamızdakı müasir buzlaqların sahə və həcmələri kiçikdir, 1950-ci illərin axırına olan məlumata görə ümumi sahələri 6,4 km² olub. 1930-50-ci illər arasında onların sahəsi 2 km²-ə yaxın azalıb. Çox güman ki, son yarım əsrdə onların sahəsi bir azda kiçilib. Qafqaz dağları buzlaqlarını uzun illər tədqiq edən V.Ş. Somaya (1980) belə bir qənaətə gəlir ki, XIX əsrin axırlarından sonrakı dövrdə Şərqi Qafqazdakı (o cümlədən Azərbaycan ərazisindəki) buzlaqların sahəsi ümumən 30-47 % azalmışdır.

Respublikamızdakı buzlaqların qidalanma şəraiti zəiflədiyindən onlar aktiv inkişaf edə bilmirilər, nəticədə uzunluqları, sahələri və həcmələri azalır, səthlərində isə morenlə örtülmüş ərazi daha geniş yer tutur. Buzlaqların balansı ancaq bol yağıntılı illərdə müsbət gösəricili olur, adi illərdə isə bu kəmiyyət mənfi xarakterli olduğundan buzlaq kütləsi kiçilir. Buzlaq-əmələgəlmə şəraitinin çətinləşməsi belə bir fikir yaradır ki, əgər hər hansı bir səbəbdənsə müasir buzlaqlar intensiv əriyərsə, onların yenidən əmələgəlmə şansı çox cüzdür.

Buzlaq suları ilə ən çox qidalanan Qusarçay hövzəsindəki buzlaqların vəziyyətini İ.A. Əliyevin 1970-ci illərdəki tədqiqat məlumatları əsasında nəzərdən keçirək. Qusarçayın sutoplayıcı hövzəsində 9 buzlaq mövcuddur ki, onların ümumi sahəsi 3,2 km², həcmi isə 0,15 km³-dir. Bu buzlaqlardan 1-nin sahəsi 0,1 km²-ə kimi, 7-sininki 0,1-0,5 km² arasında və 1-ninki 1 km²-dən artıqdır. Bu buzlaqlardan 3-ü asılı, 1-i asılı-kar, 3-ü kar və 1-i örtük xüsusiyyətlidir. Firn sərhədinin yüksəkliyi 3940 m-dədir. Buz dillərinin yüksəkliyi 3640-4080 arasındadır. Buzlaq dilinin hərəkəti gün ərzində bir neçə sm-dən artıq deyil. Qusarçay buzlaq hövzəsindən ildə təxminən 1,2 mln.m³ ərinti

suyu çayı qidalandırır. 1882-ci ildən 1965-ci ilə kimi olan müddətdə Qusarçay hövzəsində yerləşən buzlaqların sahəsi 4,9 km²-dən 3,2 km²-ə kimi azalmışdır.

Ümumiyyətlə Respublikamızın çoxillik qar örtüyü və buzlaqları haqqında məlumatlar çox cüzi və bəsitdir, son onilliklərdəki prosesləri əhatə etmədiyindən onların kompleks tədqiqinə böyük ehtiyac duyulur.

Fəsil 7

GÖL VƏ SU ANBARLARININ HİDROLOGİYASI

7.1. GÖL VƏ SU ANBARLARININ
HİDROSFERDƏ YERİ

7.1.1. Göllər və su anbarları haqqında ümumi məlumat

Hidrologiya elminin tərkib hissələrindən biri də göllərin hidrologiyasıdır. Daha geniş mənada (hidrobiontlar tədqiq olunarsa) *gölşünaslıq* və ya *limnologiya* adlanır. Göllərdə inkişaf edən geoloji, fiziki, kimyəvi və bioloji proseslər gölün sutoplayıcı hövzəsi ilə mübadiləli vəziyyətdə kompleks tədqiq olunur. *Göllərin hidrologiyası*-göllərdə və su anbarlarında baş verən təbii proses və hadisələrin qanunauyğunluqlarını, onların ətraf mühit və antropogen təsirlə əlaqəsini öyrənir.

Göl-quru çökəkliyində formalaşaraq okeanla təbii mübadiləsi olmayan, su dövrünü ətalətli inkişaf edən təbii sututardır. Göl dedikdə, adətən su səthinin sahəsi $\geq 0,01 \text{ km}^2$ ($\geq 1 \text{ ha}$) olan təbii su mənbəyi nəzərdə tutulur. Dünyada su səthinin sahəsi $\geq 0,01 \text{ km}^2$ olan təxminən 8,5 milyon, sahəsi $\geq 50 \text{ km}^2$ olan 2500-ə yaxın və sahəsi 10000 km^2 -dən artıq olan cəmi 20 göl mövcuddur (Meybek, 1995; Ryanjin, 2005). Göllərin miqdarı, sahəsi və həcmnin ərazi və yüksəkliklər üzrə paylanması dəqiq məlum olmasada, əksəri haqqında toplanmış məlumatlara əsasən söyləmək olar ki, onların miqdarı 12 milyona yaxındır, ümumi sahələri $2,7 \text{ mln.km}^2$ (qurunun 1,8%-i) və göllərdə toplanmış suyun həcmi 176400 km^3 (hidrosferin 0,013%-i)-dir. Bu suların 53%-i şirin, 47%-i şordur. Şirin suların təxminən 70%-i Baykal, Tanqanika, Yuxarı və Nyasa göllərində, şor suların 90%-dən artığı isə Xəzər və Aral göllərində cəmlənib. Dünyanın çox böyük göllərinin əsas morfometrik elementləri cədvəl 7.1-də göstərilir.

Dünyada sahəsi $\geq 10000 \text{ km}^2$ olan göllərin əsas parametrləri
(WORLD LAKE bazası, 2005)

N	Göl	Yerləşdiyi ölkə	Gölün sahəsi, km^2	Maksimal dərinliyi, m	Gölün həmi, km^3
1	Xəzər	Azərbaycan, Qazaxıstan, Türkmənistan, İran, Rusiya	386400	1025	78700
2	Yuxarı	Kanada, ABŞ	82367	406	12221
3	Viktoriya	Keniya, Tanzaniya, Uqanda	76000	92	2750
4	Hurón	Kanada, ABŞ	59570	228	3535
5	Miçiqan	ABŞ	58016	282	4871
6	Tanqanika	Burundi, Tanzaniya, Zair, Zambiya	32600	1471	18500
7	Baykal	Rusiya	31500	1741	22995
8	Böyük Ayı	Kanada	31153	446	2236
9	Aral*	Qazaxıstan, Özbəkistan	30000	36	231
10	Malavi	Tanzaniya, Malavi	28800	706	8400

Cədvəl 7.1 davamı

11	Böyük Kölə	Kanada	28600	625	2088
12	Çad	Çad, Kamerun	25900	11	72
13	Eri	Kanada, ABŞ	25821	64	458
14	Vinnipeq	Kanada	24510	18	371
15	Balxəş	Qazaxıstan	19996	26	106
16	Ontario	Kanada, ABŞ	19009	224	1638
17	Ladoqa	Rusiya	17882	230	838
18	Tonlesap	Kampuçi	16000	12	65
19	Marakaybo	Venesuela	13010	60	279
20	Patos	Braziliya	10140	5	19

*Hazırda bu göl quruma ərafəsindədir

Göllərin ümumi su həcmi bütün çay məcralarında toplanmış sulardan 85, orta illik axımdan isə 5 dəfə artıqdır. Beləliklə, göllərin su ehtiyatı Dünya okeanında cəmlənmiş suları nəzərə almasaq, qurudakı sular arasında buzlaq və yeraltı sulardan sonra həcminə görə üçüncü yeri tutur. Əgər bütün göllərdə toplanmış su planetimizin səthinə bərabər paylansaydı, o zaman 35 sm yüksəkliyində su təbəqəsi yaranardı.

Planetimizin ən "göllü" materiki Şimali Amerikadır, buradakı göllər ərazinin-2,0, Asiyada-1,4, Afrikada-0,7, Avropada-0,6, Avstraliyada-0,3, Cənubi Amerikada-0,3%-ni təşkil edir. Hətta Antraktida da bir neçə yüz göl vardır. 1996-cı ildə kosmik cihazlar və geofiziki tədqiqatlar nəticəsində təqribən 3500 m qalınlıqlı buz təbəqəsi altında eni 50 km. uzunluğu 2000 km, maks. dərinliyi 1000 m-ə yaxın göl aşkar olunmuşdur. Vostok adlanan bu gölün kompleks tədqiqi planetimizin geoloji inkişafı və bir çox paleolimnoloji problemlərin açılmasına imkan verəcək.

Göllərin ərazi üzrə paylanmasında müəyyən qanunauyğunluq müşahidə olunur və bu proses özünü şimal yarımkürədə daha aydın göstərir. Belə ki, burada Şimal və Cənub göllü qurşaqlar mövcuddur.

Şimal göllü qurşağa - Polşa, Fennoskandiya, Kanada, RF-nin Şimal-Qərb, Şimal-Şərq, Qərbi Sibir, Alyaska, ABŞ-ın Böyük göllər ərazisi və s. aiddir. Bu ərazidəki göllərin yaranması müəyyən dərəcədə IV dövr buzlaşması və iqlimin mülayimliyi ilə əlaqəlidir.

Cənub göllü qurşağa- əsasən semiarid iqlim sahələrini əhatə etsədə göllər də az deyil. Burada, Xəzər, Aral, Balxaş Alakol, Çanı, Tonlesap və külli miqdarda vaxtaşırı quruyan kiçik göllər mövcuddur. Onların əksərinin qidalanma mənbəyi rütubətlə yaxşı təmin olunmuş zonalarda yerləşir. Göllərin şaqul üzrə yerləşməsidə müxtəlif olub, -405 m-dən təxminən 6000

m-ə kimi yüksəklikləri əhatə edir.

İnsanın yaratdığı gölün böyüyü--*su anbarları*, (mühəndisi qurğular sistemindən ibarətdir), kiçiyi isə -*nohur* adlanır. Su anbarına toplanmış su kütləsinin dövrünü gölə nisbətən aktiv, çaya nisbətən passivdir.

Təbii landşaftın tərkib hissəsi olan göllər coğrafi təbəqəyə müəyyən təsir edərək atmosfer yağıntılarını artırır, çayların su rejimini tənzimləyir, yeraltı suların ehtiyatını artırır, sahilə-yaxın zonada iqlimi mülayimləşdirir, müəyyən növ bitki və heyvanlar aləmi üçün yaşama mühiti təşkil edir.

Göllər qurudakı digər sulardan ətalətli su dövrünü, özünə-məxsus termodinamik rejimi, biokimyəvi xassələri və böyük səviyyə amplituduna görə fərqlənirlər. Əgər çaylarda suyun hərəkəti əsasən ağırlıq qüvvəsinin təsiri və səthin meyilliyi ilə əlaqədardırsa, göllərdəki dinamik proseslər əsasən atmosfer təsirindən (külək, təzyiq və istiliklə) yaranır. Çayların suyu təxminən 15-25 gün ərzində dəyişib yenilərilə əvəz olursa, göllərdə bu prosesə illər və bəzəndə yüz və min illər tələb olunur. Orta hesabla, göllərdəki suyun yenilərilə əvəz olunmasına 17 il lazımdır.

Göllərdə su dövrünün ətalətli olması nəticəsində onun suyu, buraya daxil olan çay və atmosfer sularından xeyli fərqlənir, yəni zaman keçdikcə göl çalasında özünəməxsus su kütləsi formalaşır. Göl və su anbarları yığıcılıq, yəni akkumulyasiya xassəsinə malikdirlər. Göl çalasına daxil olan müxtəlif mənşəli materialların əksəri səthi axımla gəlir. Məsələn, asılı və dibi yuvarlanan gətirmələr, həll olmuş maddələr, sahillərin uçulub dağılması, külək və yağışlarla gətirilənlər, göldə inkişaf edib sonradan məhv olan fauna və flora qalıqları (detrit), dibi çökən duzlar və s. bunlara aid etmək olar.

Gölün su kütləsi ilə onun çalasının dibində toplanan çöküntülər arasında mürəkkəb və çoxşaxəli fiziki, kimyəvi və

bioloji proseslər mövcuddur. Zaman keçdikcə buradakı mineral maddələrin bir hissəsi hidrobiontlar tərəfindən mənim-sənilərək üzvi maddələrə çevrilir və müəyyən müddətdən sonra bakteriyalar tərəfindən parçalanaraq yenidən mineral maddə vəziyyətində dibə çöküb su kütləsinin biokimyəvi xassələrinə müəyyən təsir göstərir. Göldəki hidrobiokimyəvi proseslərin intensivliyini atmosfer, su kütləsi və dib çöküntüləri arasında baş verən istilik mübadiləsi müəyyənləşdirir. Beləliklə, yerləşdiyi landşaftın tərkib hissəsi olan göllərdə zaman və məkan daxilində fasiləsiz olaraq maddələr və enerji mübadiləsi baş verir.

Hər bir gölün əmələ gəlməsi və inkişafı onun yerləşdiyi mühitlə əlaqədar olub dövrlə tədricən dəyişir, yəni gənclik, yetkinlik və qocalıq mərhələlərini keçir. Yeni yaranmış gölün sahilləri adətən sıldırımlı olur, çimərlik və sahil dayazlığı olur, dib relyefi mürəkkəb, sahil xətti girintili-çıxıntılı olur. Zaman keçdikcə göl çalası çöküntülərlə dolur, su kütləsinin həcmi kəskin azalır, su bitkiləri göl sahəsinin çox hissəsini əhatə edir, göldən bataqlıq qoxusu gəlir. Bu göstəricilər gölün qocalıq mərhələsində olmasını bildirir. Hər bir göl son mərhələnin axırında keyfiyyətə öz mahiyyətini dəyişib humid iqlim zonasında bataqlıq, arid iqlim zonasında isə şoranlığa çevrilə bilər.

Göllər bir sıra coğrafi proseslərin gedişatına müəyyən təsir edirlər ki, bunlardan əsasları aşağıdakılardır:

1. Göllərdə su dövrünü ətalətli keçdiyindən axım və yağın-tılarla çalaya daxil olan suların fiziki-kimyəvi xassələri tədricən dəyişir. Buxarlanma yüksək olan axarsız göllərdə ilkin və sonradan formalaşan suların keyfiyyət göstəriciləri arasında fərq daha da kəskinləşir;

2. Göllərin su kütləsi müəyyən istilik ehtiyatına malik olduğundan ətraf sahələrdə meteoroloji elementlərin tərəddüdünü azaldaraq iqlimi qismən mülayimləşdirir;

3.Mənbəyini göldən başlayan və ya göllər ərazisindən axan çayların gursulu və qıtlıq dövrlərindəki axımı göllər tərəfindən tənzimləndiyindən onlarda səviyyə tərəddüdü və asılı gətirmələrin miqdarı nisbətən azalır;

4.Göllərdə səviyyənin davamlı tərəddüdü, göllə əlaqəsi olan çayların eroziya bazisinin dəyişməsinə səbəb olur.

5.Suyu şirin və az şorluqlu olan göllərin sahil zonasında ətraf landşaftdan fərqlənən, özünəməxsus bitki və heyvanlar aləmi arealı formalaşır;

6.Göl çalasına toplanan çöküntülər tədricən çalanın həcmi kiçildib yeni süxurların-torf, sapropel, təbaşir, duz, mergel və digərlərinin formalaşmasına şərait yaradır. Bu proseslər göllərin geoloji işi kimi qiymətləndirilir.

Göl ehtiyatlarına – su, biokütlə, xörək və kalium duzları, kükürd, qaz, metal əsaslı konkresiyalar, peloidlər, lil və s. Aiddir. Göllər həm də -enerji, su yolları, sağlamlıq və rekreasiya obyektləridir.

Göllərin əmələgəlmə şəraiti müxtəlif olduğu kimi onların geoloji yaşı da fərqlidir. Müasir dövrdəki göllərin ən qədim yarananı Baykaldır. Bu gölün 25 mln.il yaşı var və orada bir neçə reliktlər yaşayır. Tanqanika gölü 20 mln., Xəzər dənizi 10 mln., Balxaş gölü isə nisbətən gənc olub, cəmi 40 min il bundan əvvəl yaranıb. Bir çox göllər 10-12min il əvvəl, yəni IV dövr buzlaşmasından sonra formalaşmış. Son yüzilliklərdə əmələ gələn göllərin əksəri endogen proseslər, sürüşmələr və ya çay məcrələrinin yerdəyişməsi nəticəsində formalaşmış.

Bəzi böyük çayların hövzəsində bir-biri ilə əlaqəsi olan göl, çay, su anbarı və kanalların çox olması orada özünəməxsus **göl-çay sistemləri** əmələ gətirir. Belə göl-çay sistemlərində göl və su anbarlarının miqdarı və həcmi nə qədər çox olarsa, hövzənin əsas çayının rejimi daha çox tənzimlənmiş olur. Dünyanın ən böyük göl-çay sistemlərindən biri Şimali Ameri-

kada yerləşən Müqəddəs Lavrenti çayı ($S=1,29$ mln. km^2) hövzəsindəki beş böyük göl (Yuxarı, Miçiqa, Huron, Eri, Ontario), həcmi ≥ 100 mln. m^3 olan 50-yə yaxın su anbarı və onlarla əlaqəli olan çaylar, kanallar, kiçik su anbarı və göllərdir.

Qədim zamanlardan bəri insanların suya olan ehtiyacının ödənilmə yollarından biridə çay dərələri və ya relyefin çökək hissələrində suyun toplanması olub. İlk su anbarları eramızdan əvvəl Nil, Dəclə, Fərat, Hind, Yansız, və s. çay dərələrində yaradılıb.

Hazırda dünyada 60 mindən artıq su anbarı fəaliyyət göstərir ki, onların su səthinin ümumi sahəsi 400 min km^2 -dən artıqdır. Müqayisə üçün qeyd edək ki, su anbarlarının ümumi sahəsi Azov dənizi sahəsindən 11 dəfə artıqdır. Su anbarlarında toplanmış suyun ümumi həcmi 6600 km^3 , faydalı həcmi isə 3000 km^3 -dir. Su həcmi ≥ 100 mln. m^3 olan böyük su anbarlarının əksəri Şimali Amerika, Asiya və Avropadadır.

Su anbarlarının intensiv və kompleks istifadə məqsədli tikintisi XX əsrə təsadüf edir.

7.1.2. Göllərin öyrənilmə mərhələləri və istiqamətləri

Göllər haqqında hələ qədim zamanlardan müxtəlif məzmunlu məlumatlar toplansa da bunlar çox zaman ölçü vahidi olmayan sistemsiz vəziyyətdə idi. XVIII əsrin axırı, XIX əsrin əvvəllərində gəmiçilik, balıqçılıq, yaşayış məskənlərinin inşası, su təchizatı, duz istehsalı və s. təsərrüfat sahələrinin inkişafı ilə əlaqədar olaraq Xəzər, Baykal, Aral Ladoqa, Oneqa, İssık Kul gölləri; Volqa və Qərbi Dvina çayları mənbəyindəki göllər, Alp, Qafqaz, Şimali Amerika, Fransa, Almaniya, İsveç, Şotlandiyadakı göllərin hidroqrafiyası, mineralaşma dərəcəsi, səviyyə və temperatur xüsusiyyətləri tədqiq olunub. Səviyyə, sonralar isə suyun temperaturu və digər xüsusiyyətlərin mütəmadi öyrənilməsi məqsədilə ilk müşahidə (monitorinq) məntəqələri

Ladoqada-1724, Venermdə -1807, Xəzərdə-1830, Seligerdə-1847, İlməndə-1881, Baykalda-1886, Bodəndə-1887-ci illərdə təşkil edilmişdir.

Azərbaycanda (Xəzər dənizini nəzərə almasaq) limnoloji proseslərin öyrənilməsi məqsədilə ilk məntəqə Hidrometeoroloji Xidmət İdarəsi tərəfindən 1934-cü ildə Kürəkçay (Ağsuçay) hövzəsindəki Göygöldə təşkil edilmişdir.

Gölşünaslıq nisbətən gənc elmdir. Onun əsasları XIX əsrin ikinci yarısında İsveçrə alimi Fransua Forel (Forel F.A.) tərəfindən formalaşdırılmışdır. Tədqiqat işlərini əsasən Cenevrə gölündə keçirən Forel 1886-cı ildə bu sahədə ilk dəfə olaraq metodik tədqiqatlar proqramını, Cenevrə gölünə həsr olunmuş üç cildlik (1892, 1895, 1904-cü illərdə) kitab və 1901-ci ildə isə "Ümumi limnologiya" (Handbuch der Seenkunde: allgemeine Limnologie) adlı klassik əsərini nəşr etdirmişdir.

Bu dövrlərdə bir çox hidroloji və hidrobioloji məsələlərin təcrübi və nəzəri sahələrinin araşdırılması məqsədilə bəzi göllərin sahillərində təşkil olunmuş ixtisaslaşdırılmış limnoloji stansiyaların (Almaniyada-Plen, Finlandiyada-Evoye, Rusiyada-Qlubokoye, Boloqov, Seliger və s.) böyük rolu olmuşdur.

1922-ci ildə Almanıyanın Kil şəhərində A.Tineman və E.Naumanın təşəbbüsü ilə Limnoloqların Birinci Beynəlxalq konqresinin keçirilməsi, eləcə də müxtəlif ölkələrdə hidrometeoroloji prosesləri ardıcıl tədqiq edən təşkilat və institutların yaradılması ilə müxtəlif təmayüllü limnoloji tədqiqatlar çoxalıb. Belə ki, alman alimlərindən Tineman A., Rytner F., isveç alimi Nauman E., rus alimlərindən Lepneva S.Q., Vinberq Q.Q. və b. əsərləri hidrobiologiya; ABŞ alimləri Börc E.A. və Cadey C., avstriya alimi Şmit V. və başqalarının əsərləri isə limnologıyanın hidrofizika təmayülünün inkişafına təkan verdi. Göllərin kompleks tədqiqinə isə Forel F., Halbfas V., Berq L.S., Vereşagin Q.Y., Muraveyski S.D., Rossolimo L.L.,

Boqoslovski B.B., Hatçinson C., Joşimura C., Vetzal R. və başqa tədqiqatçıların əsərləri həsr olunmuşdur.

Müasir gölşünaslığın inkişaf tarixinin müəyyən dövrlərində *hidrobioloji* və *hidrofiziki* təmayüllü tədqiqatlar üstünlük təşkil etsə də, XX əsrin ortalarından landşaft və balans üsulları əsasında formalaşan kompleks-coğrafi istiqamət əsas yer tutur. Göllərin kompleks-coğrafi istiqamətdə tədqiqi: hər bir gölü, yerləşdiyi landşaftın tərkib hissəsi kimi qəbul edib, orada inkişaf edən proses və hadisələrin qanunauyğunluqlarını və onların sutoplayıcı hövzə ilə mübadiləli əlaqələrinin öyrənilməsinə əsaslanır. Göllərin antropogen təsirə məruz qalması, çirklənmədən qorunması, ekoloji tarazlığın bərpası, enerji və maddələr dövrünün inkişaf qanunauyğunluqları, müxtəlif göstəricilər əsasında təsnifat və rayonlaşmanın aparılması, limnoloji yönümlü xəritələrin hazırlanması, konstruktiv problemlərin həlli və s. müasir kompleks-coğrafi tədqiqatlarda xüsusi əhəmiyyət kəsb edir.

Göllərin öyrənilməsində müxtəlif üsul və vasitələrdən istifadə olunsa da onların əsasını: *çöl tədqiqatı* (ekspedisiya), *mütəmadi* (monitorinq) və *laboratoriya işləri* təşkil edir. Müasir dövrdə limnoloji tədqiqatların perspektiv istiqamətləri aşağıdakılardır: ölkə və regionlar üçün göl kadastrının hazırlanması, göl və onun sutoplayıcı hövzəsində baş verən təbii və antropogen proseslərin zaman – məkan baxımından dəyişmələrin qiymətləndirilməsi, göl ekosisteminin antropogen yüklənməyə dayanıqlığının müəyyənəşdirilməsi, göllərin hidroloji və ekoloji şəraitinin proqnozlaşdırılması, təbii tarazlığı pozulmuş göllərin idarə olunmasının ekoloji əsaslarının hazırlanması və bərpa yollarının müəyyənəşdirilməsi, limnoloji proseslərin modeləşdirilməsi, limnologiyanın yeni metodlarının işlənməsi və s.

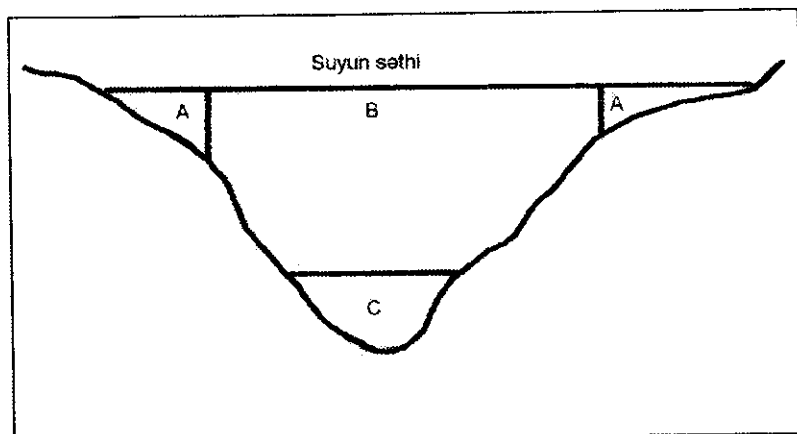
7.2. GÖL ÇALALARININ MORFOLOGİYA VƏ MORFOMETRİYASI

7.2.1. Göl çalalarının mənşəyi və quruluşu

Göl çalası dedikdə, müəyyən səviyyəyə kimi su ilə dolmuş çökəklik nəzərdə tutulur. Bu çalada gölün formalaşması üçün alloxton və avtoxton proseslərin inkişafı labüddür. Göl çalaları həm yer səthində, həm də yeraltı çökəklərdə (mağaralarda) formalaşa bilər. Çalalar sadə və bəzən çox girintili-çıxıntılı, bir neçə dayaz və dərin quyutullardan ibarət ola bilər ki, bu da *çalanın mənşəyi*, yəni əmələ gəlməsi ilə əlaqədardır. Göl çalasının quruluşu və forması onun *morfoloji xüsusiyyətlərini* təşkil edir. Çalada toplanan müxtəlif mənşəli *alloxton* (kənardan daxil olan) və *avtoxton* (gölün özündə yaranan) çöküntülər onun formasını zaman-zaman dəyişir.

Çalanın morfoloji xüsusiyyətlərindən asılı olaraq gölün dərin və dayaz hissələrində özünəməxsus sahələr və su kütlələri formalaşır. Göldə, dalğaların təsirinə məruz qalıb dəyişən dayaz sahələr *litoral*, su kütləsinin çox hissəsinin yerləşdiyi zona *pelagial* adlanır. Bu iki əsas sahə arasında keçid təşkil edən *sublitoral* zona mövcuddur. Dərin göllərdə pelagial zondan altda, dalğa təsirinə məruz qalmayan və çöküntülərin toplandığı *profundal* zona yerləşir (şəkil 7.1).

Litoral zona dayaz olub (dərin göllərdə belə 20-25 m-dən artıq olmur), temperatur tərəddüdlərinə tez məruz qalan, su bitkilərinin, xüsusəndə makrofitlərin ən çox inkişaf etdiyi sahədir. Çay gətirmələri, eləcə də abraziya sahillərdən daxil olan bərk materialların əksəri litoral zonada çökdüyündən buranın dib çöküntüləri pelagial zonaya nisbətən iri dənəlidir.



Şəkil 7.1. Göl çalasını təşkil edən morfoloji hissələr. A-litoral zona, B-limnik və ya pelagial zona, C-profundal zona

Göl çalasının formalaşmasında litosfer və hidrosferlə bərabər su kütləsində baş verən *biokimyəvi proseslər* kompleksi də iştirak edir. Bu dəyişib formalaşma (çöküntülərlə dolma) bəzən elə intensiv və böyük miqyaslı olur ki, müəyyən dövrdən sonra gölün dibi və sahillərinin ilkin relyefi tanınmaz dərəcədə dəyişir. Göllərdəki dalğa enerjisi əsasən aşağıdakı istiqamətlərdə fəaliyyət göstərir: a) sualtı və suüstü yamacları dağıdır, süxurları parçalayır, xırdalayır və hamarlayır; b) süxurları şaquli və üfüqi istiqamətdə yerlərini dəyişdirməklə onları ölçü və çəkisinə görə çeşidləyir.

Beləliklə, yeni əmələ gəlmiş gölün çalası girintili-çıxıntılı, çox zaman suyu təmiz, şəffaf və oksigenlə zəngindir, müəyyən dövrdən sonra su kütləsində üzvi və mineral maddələrin miqdarı artacaq, su bitkiləri sahildən mərkəzə doğru inkişaf edəcək, çalanın kələkötür hissələri akkumulyativ çöküntülərlə hamarlanacaq. Yəni, göl çalasının morfoloji xüsusiyyətləri dəyişməklə onun morfometrik ünsürləri və hidroloji rejimi də tədricən dəyişəcək.

Göllərdən fərqli olaraq, su anbarı çalasının formalaşması, hidrodinamik və geodinamik proseslərin mürəkkəb və mübadiləli təsiri ilə daha intensiv inkişaf edir. Bu təsir, ilk növbədə sualtı və suüstü yamacların relyefinin və sahil xəttinin dəyişməsində özünü qabarıq təzahür etdirir. Su anbarı sahillərinin dinamikası, ümumiyyətlə çalanın formalaşması su ilə doldurulandan sonrakı ilk on illərdə intensiv baş verir. Çala ilə su kütləsi arasında müəyyən təbii müvazinət yarandıqdan sonra bu proses nisbətən zəifləyir. Mənşəyinə görə su anbarları iki əsas tipə ayrılır:

1) Çay dərəsinin dar hissəsində bənd qurmaqla məcrada yaradılanlar. Belə anbarların qidasını əsas çayın suları təşkil edir. Adətən dağlıq zonalarda yerləşən belə su anbarlarının eni az, dərinliyi çox, üstədən görünüşü isə uzunsov olur. Doldurularkən ətraf sahələrin az hissəsi su altında qalır. Səviyyə tərəddüdü on metrliklə ola bilər. Bratsk, Mingəçevir, Volta, Sərsəng, Atatürk, və s. su anbarları misal ola bilər.

2) Səth suları ilə təbii əlaqəsi olmayan, yəni çay məcrasından kənar, müəyyən çökəkdə yaradılmış su anbarları. Bu tip anbarlar doldurularkən böyük sahə su altında qalmış olur. Əsas qidasını kanalla daxil olan çay suları təşkil edir. Məsələn, Azərbaycanda-Ceyranbatan və Cavanşir; Özbəkistanda-Quyuməzar, Kattakurqan və Tudakul su anbarları bu tipə misal ola bilər.

Təbii gölün və ya göllərin alçaq sahillərində bənd qurmaqla həcmi müəyyən dərəcə artırılması ilə yaranan su anbarları da mövcuddur. Onların əsas qidasını gölün əvvəlki su mənbələri və kanalla daxil olan sular təşkil edir. Məsələn, Afrikada-Viktoriya, Şimali Amerikada-Ontario, Vinnipeq, Avropada-Sayma, İnari, Venern; Rusiyada-İlmen, Şeksna və Beloye gölləri əsasında yaradılmış Volxov su anbarını; Azərbaycanda-Naxçıvançayın mənbə hissələrindəki Batabat bataqlıqları əsasında yaradılmış bir neçə su anbarını və s. göstərmək olar.

Çalanın morfoloji xüsusiyyətlərinə görə su anbarları adətən bir neçə hissəyə ayrılır:

1)Çayların daxil olduğu yuxarı (və ya körfəz) hissə -burada çayın axını aydın hiss olunur və çay gətirmələri dayazlıqların inkişafına şərait yaradır. Dalğa təsiri və sahillərin formalaşması zəif inkişaf etmişdir.

2)Göl hissə-hidroloji proseslərin formalaşdığı əsas zonadır. Burada sualtı və suüstü yamaclar dalğa təsirinə daha çox məruz qalır.

3)Bəndə yaxın dərin hissə-çay yataqlı (məcrə tipli) su anbarlarında maksimal dərinliklər adətən bu hissədə olur. Əgər ərazinin hakim küləkləri və dalğanın inkişafı üçün lazımı məsafə bənd istiqamətindədirsə o zaman bəndə yaxın sahillərdə abraziya və sahil xəttinin dəyişməsi maksimal intensivliklə inkişaf edir.

Gölün hidroloji rejimi çalanın forma və ölçülərindən, bu isə öz növbəsində müəyyən dərəcə çalanın mənşəyi (əmələ gəlməsi) ilə əlaqədardır. Göl çalalarının mənşəyinə görə təsnifatı bir çox tədqiqatçılar (Pervuxin M.A. 1937, Hatçinson C. 1957, Boqoslovski B.B. 1960, Parmuzin J.P. 1975 və s.) tərəfindən hazırlanmışdır. Endogen və ya ekzogen qüvvələrin təsiri ilə yaranan göl çalası sonradan bir çox təbii proseslərin (vulkanizm, buzlaşma, aşınma, abraziya, karst, akkumulyasiya və s.) təsiri ilə ilkin formasını xeyli dəyişir. Ona görə də göl çalasının mənşəyi təyin edilərkən çalanı yaradan qüvvə ilkin proses əsas amil kimi nəzərə alınmalıdır.

Mənşəyinə görə dağ göllərinin müxtəlifliyi düzən ərazilərlə müqayisədə azdır. Bu da dağlıq landşaftın nisbətən gənc olması ilə əlaqədardır.

Göl çalaları mənşəyinə görə 3 sinfə (endogen, ekzogen və antropogen), bir çox qrupa (tektonik, vulkanik, buzlaq, çökmə, erozion-abraziya, eol, bənd, mərcan, biogen əsaslı;karxana çökəkləri və s.), qrupların hər biri bir neçə çala tipinə ayrılır.

Məsələn: vulkanik qrupa-krater, maar, kalder, lava sahələrində və palçıq vulkanlarında yerləşən çala tipləri; çökmə qrupa-karst, suffozion və termokarst çala tipləri; erozion-abrazion qrupa-axmazlar, məcra quytulları, delta, liman və körfəz çala tipləri; antropogen mənşəli sinifə isə bir neçə çala qrupu aid edilir. Endogen və ekzogen mənşəli çalalarla müqayisədə antropogen mənşəli çalaların müxtəlifliyi azdır.

Ümumiyyətlə, göl çalaları ilk növbədə bir amilin qüvvəsilə əmələ gəlsə sonradan müxtəlif intensivlikli təsirlərə məruz qalaraq müəyyən dərəcə dəyişilir. Lakin bu dəyişmə nə qədər aktiv inkişaf etsədə, çalanı əmələ gətirən qüvvənin izləri və xüsusiyyətləri özünü çalanın forma və ölçülərində müəyyən dərəcə əks olunur.

7.2.2. Göllərin və su anbarlarının əsas morfometrik göstəriciləri

Göl çalasının relyefi və oraya toplanmış suyun ölçü kəmiyyətləri gölün morfometrik ünsürlərini (parametrlərini) təşkil edir. Morfometrik ünsürlər gölün müəyyən su səviyyəsinə şamil edilərək, izobatları göstərilən plan və ya xəritə üzərində ölçülüb öyrənilir. Morfometrik parametrlərin dəqiqliyi plan və ya xəritənin miqyasından asılıdır. Gölün səviyyəsi dəyişərsə morfometrik ölçüləri də dəyişər. Dərinlik ölçü işləri aparılan zaman dib çöküntülərinin qalınlığı da təyin edilsə, gölün ölçüləri haqqında daha dolğun məlumat əldə edilmiş olar.

Göllərin əsas morfometrik ünsürləri aşağıdakılardır:

Uzunluğu (L –km)–göl səthində biri o birindən maksimal uzaq olan iki sahil nöqtəsi arasındakı ən qısa məsafədir. Bu xətt iki sahildən eyni uzaqlıqda yerləşərək göl səthinin mərkəzindən keçir.

Eni (B –km)-iki əsas kəmiyyət göstəricisindən ibarətdir, yəni: *maksimal*-($B_{\max}$)-gölün uzunluğuna perpendikulyar olan qarşı sahillərin ən enli hissəsi arasındakı məsafə; *orta*-(B_{or})-gölün su

səthi sahəsinin uzunluğa olan nisbətidir:

$$B_{or} = \frac{F}{L} \quad (7.1)$$

Sahil xəttinin uzunluğu (km)-yəni, “O” izobatının uzunluğudur.

Sahil xəttinin inkişaf əmsalı, *m*-əyri xətt uzunluğunun, həmin xətt uzunluğunda olan çevrə sahəsinə olan nisbətidir,

$$m = \frac{l}{\sqrt[2]{F\pi}} \quad (7.2)$$

Burada $\pi=3,14$, *l*-sahil xəttinin uzunluğu, *F*-gölün sahəsidir.

Dərinliyi (h-m) iki əsas kəmiyyət göstəricisindən ibarətdir, yəni: *maksimal* ($h_{\max}$)-göldə dərinlik planılması zamanı bilavasitə ölçü ilə təyin edilir; *orta* (h_{or})-göl həcmnin (*W*) su səthi sahəsinə (*F*) olan nisbətidir,

$$h_{or} = \frac{W}{F} \quad (7.3)$$

Sahəsi (su səthinin sahəsi) *F*-yəni “O” izobatının sahəsi olub, m^2 və ya km^2 -lə göstərilir. Əgər göldə adalar varsa, onların tutduğu sahə su səthi sahəsinə aid edilməyib ayrıca göstərilir.

Gölün adalıq əmsalı (K_{ada})-əgər göldə adalar varsa onların sahəsi təyin edilir və əmsal aşağıdakı üsulla tapılır:

$$K_{ada} = \frac{\sum f^1}{F} \cdot 100\% \quad \text{və ya} \quad K_{ada} = \frac{F - f_0}{F} \cdot 100\% \quad (7.4)$$

Burada $\sum f^1$ -adaların ümumi sahəsi, *F*-göl səthinin ümumi sahəsi, f_0 -gölün su səthinin (adalarsız) sahəsidir.

Qeyd etmək lazımdır ki, böyük göllərin bir çoxunda adalar xeyli sahə tutur. Şirin sulu göllər içərisində ən böyük ada olan Manitulin ($L=160km$, $B_{\max}=80 km$) Huron gölündədir.

Hövzənin sahəsi ($S-km^2$)-kənar sərhədlərini suayırıcı, daxili

sərhədini isə “O” izobası, yəni gölün sahil xətti təşkil edir. Topoxəritə üzərində müəyyənləşdirilir.

Əgər sutoplayıcı hövzədə əsas göldən əlavə bir sıra göl və bataqlıq olarsa, o zaman hövzənin göllük ($\Theta_{\text{göl}}$) və bataqlıq (Θ_{bat}) kəmiyyətləri aşağıdakı düsturlarla təyin edilir:

$$\Theta_{\text{göl}} = \frac{\sum f_{\text{göl}}}{S} \cdot 100\%, \quad \Theta_{\text{bat}} = \frac{\sum f_{\text{bat}}}{S} \cdot 100\% \quad (7.5)$$

Burada $\sum f_{\text{göl}}$ və $\sum f_{\text{bat}}$ – hövzədəki göl və bataqlıqların ümumi sahəsi, S – sutoplayıcı hövzənin ümumi sahəsidir.

Su kütləsinin həcmi (W -m³, km³)-həm bütün göl, həm də onun ayrı-ayrı hissələri üçün hesablanı bilər. Batimetrik planalma əsasında müəyyənləşdirilir. Əsasən qrafiki və analitik üsullarla hesablanır. *Qrafiki üsulla*- dərinlik ölçüləri əsasında batiqrafik və həcm əlaqə əyriləri qurulur və dərinliklər arasındakı ayrı-ayrı sahə və həcmələr ölçülərək qrafikin miqyasına görə qiymətləri hesablanır. *Analitik üsulla*- müəyyən həndəsi fiqura münasib, izobatlar arasındakı həcmlərin cəmlənməsi ilə təyin edilir. Limnoloji tədqiqatlarda ən çox istifadə olunan düsturlar aşağıdakılardır:

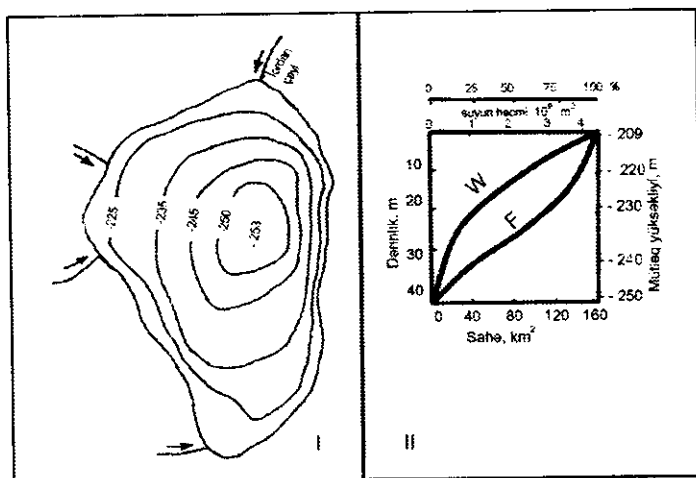
$$\text{prizma (orta riyazi)} \quad W = \frac{h}{2}(f_1 + f_2), \quad (7.6)$$

$$\text{kəşik konus} \quad W = \frac{h}{3}(f_1 + f_2 + \sqrt{f_1 \cdot f_2}), \quad (7.7)$$

$$\text{parabola} \quad W = \frac{h}{3}(f_1 + 4f_2 + f_3), \quad (7.8)$$

burada $f_1, f_2, \dots$, ayrı-ayrı izobatların sahəsi, h -izobatlar arasındakı məsafədir.

Batiqrafik və həcm əyriləri gölün səthindən ən dərin nöqtəsinə kimi ayrı-ayrı horizontların sahəsini və horizontallar arasındakı həcməri əks etdirir (şəkil 7.2).



Şəkil 7.2. Kinnert gölünün batimetrik xəritəsi (I), batıqrafik (F) və həcm (W) əlaqə ayriləri (II)

Qrafikdə, dərinliklər əvəzinə səviyyələr yazılsa, o *hipsoqrafik* ayrıl adlanır.

Qeyd etdiyimiz əsas morfometrik elementlər və göstəricilərdən əlavə göllərin ətraf mühitlə təması və qarşılıqlı əlaqələrini daha qabarıq təzahur etdirməkdən ötəri bir sıra əmsal və kəmiyyətlər mövcuddur. Bunların içərisində nisbətən geniş istifadə olunanlar aşağıdakılardır:

Uzunluq əmsalı- gölün plan və xəritədə formasını əks etdirir, təyini:

$$\Theta_{uz} = \frac{l}{B_{or}} \quad (7.9)$$

Su səthinin açıqlıq əmsalı meteoroloji proseslərin (külək, radiasiya və s.) su səthinə və kütləsinə nə dərəcədə təsir edə bilməsini göstərir, təyini:

$$\Theta_{aq} = \frac{F}{h_{or}} \quad (7.10)$$

Nisbi dərinlik - göllərin dərinliklərinə görə qruplaşdırıl-

masına imkan yaradır:

$$\Theta_{\text{dər}} = \frac{h_{\text{or}}}{\sqrt[3]{F}} \quad (7.11)$$

Bu düsturu təklif etmiş P.V. İvanov (1948) bütün gölləri dərinliklərinə görə 5 qrupa bölür: çox dayaz (0,1-0,5m), dayaz (0,5-2,0 m), normal (2,0-4,0m), dərin (4,0-10,0m) və çox dərin (10,0-20,0m). Bu cədvələ görə Azərbaycanda olan göllərin əksəri çox dayaz və dayaz qrupa aid edilir.

Nisbi hövzə- göl ilə sutoplayıcı hövzə arasındakı asılılığın və hövzənin göldəki hidroloji və bioloji proseslərə təsir miqyasını əks etdirir:

$$\Delta F = \frac{S}{F} \quad (7.12)$$

Nisbi hövzə əmsalının (ΔF) qiyməti artdıqca ətraf landşaftın gölün rejiminə təsiri də artır. Bu əmsalın təyin edilməsi S.V. Qriqoryev (1958) tərəfindən təklif olunmuşdur. O, bütün gölləri bu əmsala (ΔF) görə 3 qrupa ayırmışdır: nisbi hövzəsi kiçik olan göllər <10 , orta ölçülü nisbi hövzəyə malik göllər 10-dan 100-ə kimi və nisbi hövzəsi böyük olan göllər >100 . Hövzə ilə göl arasında olan əlaqə əsasən yerüstü, qismən yeraltı yolla olub, maye və sülb axım vasitəsilə həyata keçirilir.

Göllər hidroloji tədqiqatlarda sahə və dərinliklərinə görə nisbi olaraq aşağıdakı əsas qruplara bölünür:

a) səthinin sahəsinə (F) görə:

çox kiçik $F < 1 \text{ km}^2$

kiçik $F = 1-10 \text{ km}^2$

orta $F = 10-100 \text{ km}^2$

orta -böyük $F = 100-1000 \text{ km}^2$

böyük $F = 1000-10000 \text{ km}^2$

çox böyük $F > 10000 \text{ km}^2$

b) orta dərinliyinə (hor) görə dayaz $\text{hor} < 8-10 \text{ m}$, orta

dərinlikli hor=8-10 m-dən 15-20 m-ə kimi, dərin hor >15-20m.

Məkindəki yüksəklik xüsusiyyətinə görə bütün göllər 3qrupa bölünür:

1.*Su kütləsi (su səthindən ən dərin nöqtəyə kimi) okean səviyyəsindən yüksəkdə yerləşənlər.* Bunlara misal olaraq orta və yüksək dağlıq ərazilərdə yerləşən bir sıra gölləri (Cenevrə $H=376\text{m}$, $h_{\max}=310\text{m}$; Göygöl $H=1556\text{m}$, $h_{\max}=93\text{m}$ və s.) göstərmək olar.

2.*Su kütləsinin müəyyən hissəsi okean səviyyəsindən yüksəkdə, digər hissəsi isə alçaqda yerləşən göllər* (bəzən *kriptodepressiyalar* adlanır). Bunlara misal olaraq alçaq dağlıq və düzənlik ərazilərdə yerləşən bir sıra gölləri (Ladoqa $H=4\text{m}$, $h_{\max}=230\text{m}$; Oneqa $H=33\text{m}$, $h_{\max}=127\text{m}$ və s.) göstərmək olar.

3.*Su kütləsi okean səviyyəsindən alçaqda yerləşənlər.* Əvvəlki iki qrupa nisbətən təbiətdə belə göllərin miqdarı azdır. Məsələn, Xəzər $H=-28\text{m}$, $h_{\max}=1025\text{m}$; Ağzıbirçala $H=-25\text{m}$, $h_{\max}=4\text{m}$; Turfan $H=-154\text{ m}$, $h_{\max}=1-3\text{m}$ və s. göllər bu qəbildəndir.

Su anbarları sahə və həcmində görə aşağıdakı kimi (cədvəl 7.2) qruplaşdırıla bilər.

Cədvəl 7.2.

Su anbarlarının su səthi sahəsinə və həcmində görə qruplaşması
(R.A.Hejixovskiy)

N	Su anbarının qrupu	Su səthinin sahəsi, km^2	Tam həcmi, km^3
1	Möhtəşəm	> 5000	> 50
2	Çox böyük	5000-500	50-10
3	Böyük	500-100	10-1
4	Orta	100-20	1,0-0,1
5	Kiçik	20-2	0,1-0,01
6	Çox kiçik	< 2	< 0,01

Su həcminə görə dünyanın böyük su anbarları aşağıdakılardır:

1.Kariba (180 km^3 , Zimbabve, Zambiya); 2.Bratsk ($169,3 \text{ km}^3$, Rusiya); 3.Nasir (160 km^3 , Misir); 4.Volta (148 km^3 , Qana); 5.Manikuaqan ($141,2 \text{ km}^3$, Kanada) və s.

Su anbarlarının ölçülərindən asılı olaraq onların ətraf mühitə təsirində fərqlidir. Bu təsirlər özünü adətən çala və sahillərin formalaşması, hidrobiontların növ müxtəlifliyinin dəyişməsi, hidrogeoloji şəraitin dəyişməsi, yuxarı və aşağı byefdə axımın dəyişməsi, böyük su anbarları zonasında seysmikliyin artması (40-a yaxın su anbarı zonasında müşahidə olunub) və s. təzahür etdirir. Su anbarının dərinliyi, sahəsi və həcmi nə qədər böyük olarsa təsir də bir o qədər artacaq. Şimal enliklərdə yerləşən böyük ölçülü su anbarları ətrafında bu təsir 10-15km, cənub rayonlarda 1-3km, kiçik ölçülü su anbarları zonasında isə 20-30 m-dən, 250-300 m-ə kimidir.

7.3.SƏVİYYƏ REJİMİ VƏ SU BALANSI

Göl və su anbarlarının qidalanması, səviyyə rejimi və su balansı bir-birilə əlaqəli proseslər olduğundan onların birinin dəyişməsi o birilərində də özünü təzahür etdirir. Göllərin qidalanması dedikdə, gölün ancaq su ilə qidalanması nəzərdə tutulur. Göl səthinə, eləcə də onun hövzəsinə düşən yağış və qar bir çox göllərin əsas qidasını təşkil edir. Hövzəyə düşən atmosfer yağıntıları səth (çay) və yeraltı (bulaq, süzülmə) sular kimi gölə daxil olurlar. Yerləşdiyi landşaft qurşağının xüsusiyyətlərindən asılı olaraq göllərin qida mənbələrinin həcmi də müxtəlifdir. Bu müxtəliflik isə özünü səviyyə tərəddüdündə əks etdirir.

7.3.1. Qidalanma və səviyyə rejimi

Su səviyyəsi-müəyyən daimi üfqi müstəviyə görə su səthinin yüksəkliyidir. Göllərdə səviyyənin dəyişməsi əsasən *dinamik* (və ya *denevilyasiya* –su səthinin müəyyən hissəsində meylliyn yaranması) və *statik* (su kütləsi həcmnin dəyişməsi) yolla baş verir. Çox nadir hallarda səviyyə tərəddüdünə endogen qüvvələr də (zəlzələ, vulkanizm) səbəb ola bilər.

Səviyyənin dinamik yolla dəyişməsi gölün səthinə atmosfer və kosmik qüvvələrin təsirilə həyata keçir, yəni külək, atmosfer təzyiqi, Ay və Günəşin cazibə qüvvəsi və s. su səthinin tarazlığını-dalğa, axın, gətirmə-qovulma, seys, qabarma-çəkilmə proseslərini hərəkətə gətirib onun müəyyən hissələrində meyllik yaradır.

Səviyyənin statik yolla dəyişməsi göldəki su kütləsinin artıb və ya azalması ilə formalaşır. Bu da öz növbəsində su balansını təşkil edən ünsürlərin mütənasibliyindən əmələ gəlir.

Müxtəlif məzmunlu hidroloji məsələlərin həllində səviyyə tərəddüdünün bir sıra xassələri tələb olunur ki, onların da əsasları aşağıdakılardır:

- müəyyən dövr üçün hesablanan orta səviyyə;
- ən yüksək (maksimal) və ən alçaq (minimal) səviyyə, onların başlama tarixi, amplituda;
- suyun müxtəlif səviyyələrdə qərarlaşma dövrü.

Müəyyən dövr üçün, məsələn, bir ay və ya bir il üçün təyin ediləcək orta səviyyə, o dövrdə eyni intervalla müşahidə edilmiş səviyyələrin orta qiymətidir. Səviyyələrin orta və ekstremal qiymətləri əsasında müxtəlif məzmunlu (tərəddüd, təkrarlanma, ödənilmə və s.) qrafiklər tərtib edilir ki, bu da həmin prosesin araşdırılıb-aydınlaşdırılmasına şərait yaradır.

Səviyyənin müxtəlif dövrlərdə qərarlaşma və təkrarlanma məlumatlarının araşdırılması iki yolla həyata keçirilə bilər:

1. Təqvim ili üçün; 2. Hidroloji il üçün.

Hidroloji il- ən alçaq səviyyədən başlayıb gur sulu dövrü və sonda qışın axırlarına yaxın formalaşan ən alçaq səviyyə dövrünü əhatə edir. Hidroloji il üçün təyin edilən xarakterik səviyyələrin müddəti, təqvim ili üzrə təyin olunan səviyyələrdən qismən fərqlənir.

Göllərin səviyyə rejimi üçün sutkalıq, fəsillik, illik, çoxillik, əsrlik və çoxəsrlik tərəddüdlərin olması xarakterikdir. Səviyyənin il ərzində, xüsusən fəsillər üzrə dəyişməsi gölün yerləşdiyi landşaft zonasından və xüsusəndə ərazinin iqlim şəraitindən asılıdır.

Hövzəsi quraq iqlim zonalarında yerləşən göllərin qidasını qismən qar və yaz yağışları təşkil etdiyindən orada səviyyə artımı qışın sonu, yazın əvvəllərində, həm də qısa müddətli olur. Dayaz göllər isə buxarlanma nəticəsində bəzən yay qurtarmamış tam quruya bilirlər (arid iqlimli ərazilərdə yerləşən bir çox kiçik ölçülü *efemer* göllər buna misal ola bilər).

Səviyyənin çoxillik, əsrlik və çoxəsrlik müddətdə tərəddüdü əsasən günəş aktivliyi, qalaktika və günəş sisteminin əmələ gətirdiyi qabarmayaratma qüvvəsi və s. ilə əlaqədardır. Bu qüvvələr mənşəcə *ritmik* (əhəngdar) və *dövri* (tsiklik) olub, Yerin coğrafi qabığında, o cümlədən də göllərin səviyyə rejimində özünəməxsus tərəddüdlər yaradırlar. Həm bol sulu *transqressiya* və qıt sulu *reqressiya* dövrləri olur. Hər bir dövrdə göl səviyyəsinin artıb və ya azalması ərazinin nəmlənməsinin siklonik dəyişməsi yəni, havanın temperaturu, yağıntıların miqdarı, buxarlanma və çay axımı kəmiyyətlərinin dəyişməsində özünü təzahür etdirir. Yüksək səviyyə dövründə axarsız göl bəzən axarlı da ola bilər. Məsələn, Alakol gölündən Balxaşa, Çanı göllər sistemindən Ob və İrtiş çaylarına, Amu Dərya çayından Sarıqamış gölünə və oradan Uzboyla Xəzərə, İssık Kul gölündən isə Baom çökəkliyi ilə Çu çayına axar əmələ gəlir. Axarlıq xassəsini itirən gölün bir tərəfdən sahəsi

və su kütləsinin həcmi azalır, digər tərəfdən minerallaşma dərəcəsi artır. Ümumən, yaxın keçmişdəki yüksək su səviyyəsi izlərini sahilə yaxın zonadakı (çox zaman torpaq və bitki qalıqları qarışığından ibarət) sədlər, tirələr geoloji keçmişdəki izləri isə sahil terrasları əsasında müəyyənləşdirmək olar.

Planetimizin müxtəlif hissələrində yerləşən göllərdə su səviyyəsinin çoxillik tərəddüdü araşdırılarkən müəyyən olunmuşdur ki, 1900-1970-ci illərdə axarsız göllərin əksəriyyətində suyun səviyyəsi azalmışdır. Bütün göllər üçün səviyyənin azalması orta hesabla $\sim 1,5$ m təşkil etmişdir. Bu dövr ərzində səviyyələrin maksimumu 1910-cu, minimumu isə 1940-cı illərin əvvəlinə təsadüf edir.

Q.P.Kalinin (1974) qeyd edir ki, axarsız göllər ilə okeanın səviyyə tərəddüdü arasında müəyyən əlaqə mövcuddur. Belə ki, axarsız göllərin səviyyəsi azalandan təxminən 13 il sonra okeanın səviyyəsi artır. 1900-1964-cü illərdə Dünya okeanının səviyyəsi 10 sm-ə yaxın artmış, maksimum artım dövrü isə 1936-1948-ci illərə təsadüf etmişdir. Göl səviyyəsinin azalması ilə onların ümumi həcmi də hər il 80 km^3 azalır. Okeana daxil olan bu sular səviyyənin $0,2 \text{ mm/il}$ artmasına şərait yaradır. 1980-cı illərin əvvəllərindən başlayaraq bir çox axarsız göllərin səviyyəsi artmağa başlamışdır.

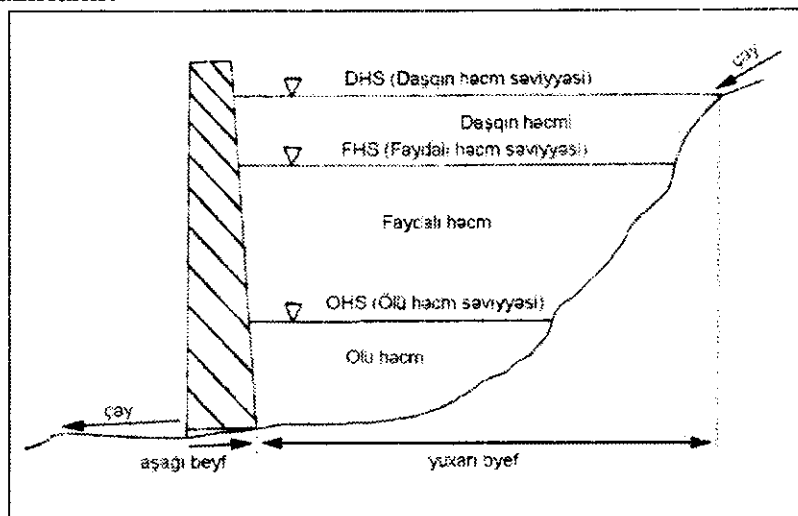
Göllərdən fərqli olaraq, su anbarlarında səviyyənin mövsümlər üzrə tərəddüdü əsasən əvvəldən, yəni layihədə nəzərdə tutulmuş olur. Su anbarlarının istismar olunma xüsusiyyətlərindən (iş rejimində) asılı olaraq onlar üçün aşağıdakı səviyyələr xarakterikdir:

1. Faydalı (normal) həcm səviyyəsi (FHS)-əsas layihə səviyyəsi olub, onun əsasında anbarın normal işini təmin edən hidrotexniki qurğuların hesabı aparılır, gur sulu dövrün axırlarına yaxın formalaşır;

2. Ölü həcm səviyyəsi (ÖHS)-bu səviyyədən aşağı bir tərəf-

dən su elektrik stansiyasının normal işləməsi pozulur, digər tərəfdən su anbarlarındakı bitki və canlılar aləminin ekoloji tarazlığı pisləşir. Bu səviyyələr FHS-dən aşağı hissədə yerləşir. Su anbarına daxil olan müxtəlif mənşəli gətirmə materialları adətən ÖHS-dən aşağıda akkumulyasiya olunur.

3. Daşqın həcm səviyyəsi (DHS)-gur sulu dövrdə və ancaq fəvqəladə hallarda (daşqınlar zamanı), çox qısa dövr üçün yaradılmasına imkan verilir. Daşqın zamanı anbardan aşağıda yerləşən ərazilərin subasma təhlükəsini azaldır. Bu səviyyələr FHS-nin üzərində yerləşir (şəkil 7.3). Su anbarlarının müxtəlif məqsədli istismarını tənzimləməkdən ötəri təsərrüfat sahələrinin işini ödəyəcək xüsusi (işçi) su səviyyəsi cədvəlləri hazırlanır.



Şəkil 7.3. Su anbarlarının xarakterik səviyyələri

Su anbarlarında səviyyənin illik tərəddüdü göllərə nisbətən yüksək olur. Düzən ərazilərdəki su anbarlarında bu dəyişmə 1-8 m, alçaq dağlıq ərazidə 5-25 m, orta və yüksək dağlıq ərazilərdə isə 50-100 m təşkil edə bilər.

Üzərində su elektrik stansiyası olan orta və böyük həcmli su anbarlarında sutkalıq səviyyə tərəddüdlərinin bənddən aşağı hissədə axıma təsirini azaltmaqdan ötrə, adətən aşağı byefdə kiçik həcmli su anbarı yaradılır. Məsələn, Mingəçevir bəndindən aşağı hissədə yerləşən Varvara ($F=22,5 \text{ km}^2$, $W=63 \text{ mln.km}^3$, $h_{\max}=14\text{m}$) su anbarı.

7.3.2. Su balansı

Göllərdə su kütləsinin həcmi sabit olmayıb daim artıb-azaldığından bu dəyişmə öz növbəsində göldəki hidroloji və digər proseslərə təsirini göstərir. Göl çalasının morfoloji xüsusiyyətləri və morfometrik ölçüləri də su balansına müəyyən təsir edir. Belə ki, eyni landşaft zonasında yerləşən və eyni miqdarda axım qəbul edən dərin göldə su kütləsinin dəyişkənliyi nisbətən ətalətli keçdiyindən onun rejimi dayaz göldən fərqlənəcək. Beləliklə, gölün su balansı müəyyən dövr ərzində gölə daxil və oradan xaric olan suların kəmiyyətini özündə əks etdirir. Su balansını təşkil edən üsürlərin təyini əsasən hidrometeoroloji məntəqələrin məlumatlarına əsaslanır. Müəyyən dövr üçün gölün su balansı tənliyini ümumi şəkildə belə ifadə etmək olar:

$$\sum G - \sum \zeta = \sum A + y, \quad (7.13)$$

Burada $\sum G$ -gəlir hissəsinin cəmi, $\sum \zeta$ -çıxar hissəsinin cəmi, $\sum A$ -akkumulyasiya olmuş suyun cəmi, y -balans hesabında ola biləcək uyğunsuzluqdur. Suyun həcmi adətən milyon m^3 -lə göstərilir.

Su balansına (axarlılıq xüsusiyyətinə) görə göllər *axarlı* və *axarsız* olur.

1. **Axarsız** göldən səth ilə su çıxır (yerin altı ilə çıxan su nəzərə alınmır). Belə göllər əsasən atmosfer yağıntıları və çaylar hesabına qidalanır. Dünyanın böyük göllərindən olan -

Xəzər, Aral, Van, Balxaş, İssık Kul, Ölü dəniz, Urmiya, Çad, Eyr və s. axarsızdır. Axarsız gölün su balansı tənliyinin belə ifadə etmək olar:

$$X + Y_{səth} + Y_{y.al} + K - E = \pm \Delta W \quad (7.14)$$

Burada X-atmosfer yağıntıları, $Y_{səth}$ -səthlə hövzədən daxil olan sular, $Y_{y.al}$ -yeraltı ilə daxil olan sular, K-su buxarının göl səthində kondensasiyası, E-buxarlanma, ΔW -su həcmnin müəyyən dövr ərzində dəyişməsidir.

2.**Axarlı** göldən su itkisi üç istiqamətdə: səth, yeraltı və buxarlanma vasitəsilə ola bilər. Baykal, Viktoriya, Göygöl, Seliger, Valday, Ladoqa, Tanqanika, Eri, Miçiqa, Göyçə, Ontario və s. bu qəbildən olan göllərdir. Axarlı göllər əsasən humid iqlimli ərazilərdə yerləşir, onların su balansı tənliyini aşağıdakı kimi ifadə etmək olar:

$$X + Y_{səth} + Y_{y.al} + K - E - Y_{axar} - Y_{in} = \pm \Delta W \quad (7.15)$$

Burada Y_{axar} -səthlə çıxan su, Y_{in} -infiltrasiya ilə çıxan sudur. Kondensasiya (K) çox kiçik kəmiyyət olduğundan hesabatda nəzərə alınmır.

Təbiətdə axarlı və axarsız göllərlə yanaşı *vaxtaşırı axarı olan* göllər də mövcuddur. Bunlar axarlı və axarsız göllər arasında keçid təşkil edərək, ilin ancaq gür sulu dövründə səthi axar əmələ gətirə bilər.

Göllərin öyrənilmə dərəcəsiindən və qarşıya qoyulmuş məqsəddən asılı olaraq onlar üçün sutkalıq, aylıq, illik və çoxillik su balansı hesablanır. Çoxillik dövr üçün tərtib edilmiş su balansının gəlir və çıxar hissələri adətən bərabər olur. Bu bərabərlik pozulsa, o zaman akkumulyasiya (A) müsbət və ya mənfi (-) xarakterli olacaq. Müqayisə üçün, fərqli təbii zonalarda yerləşən göllərin çoxillik dövr üçün su balansları cədvəl 7.3-də göstərilir.

Göllərin çoxillik su balansı, km³

N	Göl	Ölkə	Gəlir hissə		Çıxar hissə	
			Axım	Yağıntılar	Axar	Buxarlanma
1	Oneqa	Rusiya	17,01	5,52	19,38	3,25
2	Venern	İsveç	16,8	3,30	15,9	4,2
3	Balaton	Macarıstan	0,52	0,38	0,38	0,52
4	Voje	Rusiya	1,78	0,31	1,89	0,2
5	Tana	Efiopiya	3,30	4,10	4,00	3,40
6	Balxaş	Qazaxıstan	15,4	2,81	-	18,6
7	Biva	Yaponiya	4,73	1,13	5,08	0,78
8	Ontario	Kanada, ABŞ	210	16,0	210	14,0
9	Çapala	Meksika	1,98	0,91	1,29	1,60
10	Titikaka	Peru, Boliviya	7,74	5,06	0,60	12,2

Göllərdən fərqli olaraq su anbarlarında mürəkkəb hidrotexniki qurğuların, su ötürücülərin və s. olması onların su balansını hesabını nisbətən mürəkkəbləşdirir. Anbarın su balansını tənliyini aşağıdakı kimi ifadə etmək olar:

$$X + Y_{\text{as.çay}} + Y_{\text{yan.ax}} + Y_{\text{y.ax}} + Y_{\text{h.t}} + Y_c - Y_{\text{axar}} - Y_{\text{tas.}} - E - Y_{\text{bs}} \pm V_{\text{buz}} = A + A_{\text{sah.}} + y \quad (7.16)$$

Burada $Y_{\text{as.çay}}$ -əsas çaylarla daxil olan sular, $Y_{\text{yan.ax}}$ -yan axımla daxil olan sular, $Y_{\text{y.ax}}$ -yeraltı axımla daxil olan sular, $Y_{\text{h.t}}$ -yaxınlıqdakı hidrotexniki qovşaqdan daxil olan sular, Y_c -su anbarından yuxarı hissədə yerləşən hidrotexniki məntəqədən süzülmə ilə daxil olan sular, $Y_{\text{tas.}}$ -kanal və s. ilə təsərrüfat sahələrinə axıdılan sular, Y_{axar} -su qovşağından axıdılan su, Y_{bs} -bənddən süzülən sular, V_{buz} -qış dövründə anbarın sahillərinə çökmüş buz parçalarının gur sulu dövrdə su səthinə qalxması, A -anbarda akkumulyasiya olan su, $A_{\text{sah.}}$ -anbarın sahil və dibindəki qruntlara hopan su kimi qəbul olunur.

Su anbarının aylıq su balansı hesabətını apararkən 3-5, illiyində isə 1-2% xəyata yol verilə bilər. Su balansı hesabətının dəqiqliyi onu təşkil edən ayrı-ayrı ünsürlərin təyin edilməsindən asılıdır. Ümumən humid iqlim ərazilərində yerləşən göllərin su balansında səthi axım və axar, arid iqlim zonasındakı göllərdə isə atmosfer yağıntıları və buxarlanma üstünlük təşkil edir.

Su anbarının hansı təbii zonada və ya hansı yüksəklikdə yerləşməsindən asılı olmayaraq orada həmişə balansın gəlir hissəsinin 90%-dən artdığını çay suları, çıxar hissəsinin 90%-ə qədərini isə aşağı byefə axıdılan sular təşkil edir. Əgər su anbarı humid iqlim zonasındadırsa, atmosfer yağıntılarının, arid iqlim zonasındadırsa buxarlanmanın miqdarı nisbətən artacaq. Müxtəlif regionlarda yerləşən su anbarlarının çoxillik dövr üçün su balansları cədvəl 7.4-də göstərilir.

Cədvəl 7.4.

Su anbarlarının çoxillik su balansı, km³

N	Su anbarı	Ölkə	Həcmi	Gəlir hissə		Çıxar hissə	
				Axım	Yağın- tılar	Axar	Buxar- lanma
1	Mingəçevir	Azərbaycan	16,1	12,6	0,2	12,3	0,5
2	Kayrakum	Özbəkistan	3,41	15,6	0,05	14,9	0,71
3	Rıbinsk	Rusiya	25,4	32,2	3,0	33,0	2,21
4	Volqoqrad	Rusiya	33,5	242	1,07	240,6	2,45
5	Kremençuq	Ukrayna	13,5	45,7	0,95	45,1	1,60
6	Buxtarma	Qazaxıstan	53,0	19,8	2,58	18,6	3,83
7	Kumallı	Koreya	4,71	2,37	0,03	2,37	0,03
8	Myös	Norveç	55,5	9,44	0,27	9,58	0,13
9	Bratsk	Rusiya	169	90,0	1,85	89,7	2,16
10	Volta	Qana	148	41,6	11,9	40,2	13,3

7.3.3. Hövzə-göl su mübadiləsi

Göl və su anbarlarının su kütləsi daim dəyişir, yəni hövzədən daxil olan sularla əvəz olur. Göldə müxtəlif mənşəli su kütlələrinin əmələ gəlib formalaşması hövzə və gölün ölçülərindən asılıdır. Hövzədən daxil olan suyun hansı müddətə çalada qalaraq sonradan yenilərilə əvəz olunması gölün su mübadiləsi (xarici mübadilə) göstəricisi ilə müəyyənləşdirilir. Bu göstərici, gölün rejim xüsusiyyətlərinin formalaşmasında əsas rola malik olub aşağıdakı düsturla müəyyənləşdirilir.

$$\Theta_s = \frac{V + V_y}{W} \quad (7.17)$$

Burada Θ_s -göldəki suyun T müddətə tam dəyişməsi kimi nəzərdə tutulur, V -gölə daxil olan suyun həcmi, V_y -gölün səthinə düşən atmosfer yağıntılarının həcmi, W -göldəki suyun həcmidir.

Gölün coğrafi mövqeyindən asılı olaraq Θ_s göstəricisi müxtəlif kəmiyyətlərə malik olur. Məsələn, rütubətli zonanın axarlı göllərində Θ_s kəmiyyəti >350 (su mübadiləsi sutkada 1 dəfə) və $\leq 0,02-0,03$ (30-50 ildə bir dəfə) ola bilər. Bu göstərici: Pulozeroda -8,0 (ildə 8 dəfə), İlmən gölü üçün 5,5, Ladoqa gölü üçün -0,08, Baykal gölü üçün 0,026 təşkil edir. Arid iqlim zonasında yerləşən Balxaşda -0,14, Afrikanın qərben gölləri olan Nyasada bu göstərici 0,0086, Tanqanikada isə -0,0016-dır.

Bir çox göllərlə müqayisədə su anbarlarının su mübadiləsi daha intensiv baş verir. Su anbarlarının su mübadiləsi intensivliyi aşağıdakı düsturla müəyyənləşdirilir.

$$\Theta_s = \frac{Q_{am} + Q_{ar}}{W_o + W_r} \quad (7.18)$$

Burada Q_{am} -su anbarına daxil olan suyun sərfidir, Q_{ar} -su anbarından aşağı byefə axıdılan suyun sərfidir, W_o və W_r hesabat aparılan dövrün əvvəli və sonunda (r) su anbarındakı

suyun miqdarıdır. Düsturdakı kəsrin surət və məxrəci cəmin yarısı kimi göstərilir.

Ümumən, göl və su anbarlarına daxil olan və oradan xaric olan suların miqdarı su kütləsindəki limnik proseslərin intensivliyini müəyyənləşdirən əsas amillərdəndir.

7.3.4. Göllərin su balansına görə təsnifatı

Gölün yerləşdiyi təbii zonadan və onun sutoplayıcı hövzəsinin ölçülərindən asılı olaraq, su balansı strukturu da özünəməxsus şəkildə formalaşır. Su balansını təşkil edən ünsürlərin vəhdəti əsasında formalaşan müxtəlif tip göllər üçün B.B. Boqoslovski (1960) tərəfindən su balansı təsnifatı hazırlanmışdır (cədvəl 7.5). Bu təsnifata görə, hövzəsi əsasən vahid təbii zonada yerləşən göllər balansın çıxar hissəsini təşkil edən ünsürlərin kəmiyyətinə görə 2 qrupa bölünür: *axarlı* (Ar) və *buxarlandırıcı* (B). Birinci qrup göllərə ($U_{ar} > E$) humid iqlimli ərazilərdə rast gəlmək olar. Onların su balansının gəlir hissəsində hövzədən daxil olan-səthi axım, çıxar hissədə isə göldən səth ilə çıxan-axar üstünlük təşkil edir. Buxarlanmanın miqdarı azdır.

Yarımtipləri ayırarkən su səthinə düşən atmosfer yağıntılarını (x) və hövzədən daxil olan axım (U_{am}) balansın gəlir hissəsinə görə, buxarlanma (E) və göldən çıxan axar (U_{ar}) isə balansın çıxar hissəsinə görə faizlə göstərilmişdir.

İkinci qrup göllər ($E > U_{ar}$) əsasən arid iqlimli ərazilərdə yerləşir. Axarsız və ya vaxtaşırı axarı olan bu göllərin su balansında çıxar hissənin əsasını buxarlanma təşkil edir. Nisbi hövzə (ΔF) kiçik olan göllərin əksəri neytral xarakterlidir. Hər iki qrupda, balansın gəlir hissəsindəki mövqelərinə görə üç tip göl ayrılmışdır: hövzədən daxil olan axımın atmosfer yağıntıları miqdarından artıq olduğu ($U_{am} > X$), axım və atmosfer yağıntılarının təqribən bərabər miqdarda olduğu ($X \approx U_{am}$) və

Göllərin su balansına görə təsnifatı

Qruplar	Tiplər	Yarımtiplər	Göllər
Axarlı (Ar) $U_{ar} > E$	Axarlı-axımlı (ArAm) $U_{am} > X$	ArAm ₁ ($U_{am} > 75\%$; $U_{ar} > 75\%$) ArAm ₂ ($U_{am} > 75\%$; $U_{ar} = 50-75\%$) ArAm ₃ ($U_{am} = 50-75\%$; $U_{ar} > 75\%$) ArAm ₄ ($U_{am} = 50-75\%$; $U_{ar} = 50-75\%$)	Eri, Ontario, Ladoqa, Melaren, İlmen, Miçiqañ, Boden, Cenevrə və s.
	Axarlı-neytral (ArN) $U_{am} \approx X$	ArN ₁ ($X \approx U_{am}$; $U_{ar} > 75\%$) ArN ₂ ($X \approx U_{am}$; $U_{ar} = 50-75\%$)	
	Axarlı-yağıntılı (ArJ) $X > U_{am}$	ArJ ₁ ($X > 75\%$; $U_{ar} > 75\%$) ArJ ₂ ($X > 75\%$; $U_{ar} = 50-75\%$) ArJ ₃ ($X = 50-75\%$; $U_{ar} > 75\%$) ArJ ₄ ($X = 50-75\%$; $U_{ar} = 50-75\%$)	Albert, Yuxarı, Koqa, Tana və s.
Buxarlandırıcı (B) $E > U_{ar}$	Buxarlandırıcı- axımlı (BAm) $U_{am} > X$	BAm ₁ ($U_{am} > 75\%$; $E > 75\%$) BAm ₂ ($U_{am} > 75\%$; $E = 50-75\%$) BAm ₃ ($U_{am} = 50-75\%$; $E > 75\%$) BAm ₄ ($U_{am} = 50-75\%$; $E = 50-75\%$)	Çad, Lobnor, Eyr, Xəzər, Aral, Balxaş, Van və s.
	Buxarlandırıcı- neytral (BN) $U_{am} \approx X$	BN ₁ ($X \approx U_{am}$; $E > 75\%$) BN ₂ ($X \approx U_{am}$; $E = 50-75\%$)	
	Buxarlandırıcı- yağıntılı (BY) $X > U_{am}$	BJ ₁ ($X > 75\%$; $E > 75\%$) BJ ₂ ($X > 75\%$; $E = 50-75\%$) BJ ₃ ($X = 50-75\%$; $E > 75\%$) BJ ₄ ($X = 50-75\%$; $E = 50-75\%$)	Tanqanika, Nyasa, Xanka, Titikaka, Viktoriya, Çanı, Kivu və s.

atmosfer yağıntıları miqdarının axımdan artıq olduğu ($X > U_{am}$). Bu tiplər öz növbəsində bir neçə yarım tiplərə bölünür. Ümumiyyətlə, göllərin su balansı təsnifatı 2 qrup, 6 tip və 20 yarım tiptən ibarətdir.

Göllərin su balansı zonal xarakterli olduğundan, hövzənin rütubətlənmə dərəcəsi dəyişdikcə gölün su balansı kəmiyyətləri də fəsillər və illər üzrə qanunauyğun şəkildə dəyişir. Hövzə sahəsi böyük olub, bir neçə coğrafi qurşağı əhatə edən göllər, su balansına görə azonal xüsusiyyətlidir.

7.4. TEMPERATUR VƏ BUZ REJİMİ

Müxtəlif təbii zonalarda yerləşən göllərin isinmə və soyuma rejimi fərqli olub su kütləsi və dib çöküntülərinə daxil olan və oradan xaric olan istiliyi özündə təcəssüm etdirir. Göl və su anbarlarına müxtəlif mənbələrdən (günəş şüaları ilə, yağışlarla, səth və yeraltı sularla və s.) istilik gəlsədə, əsas mənbə günəş radiasiyasıdır. Istilik mübadilə prosesinin intensivliyi suyun səthə yaxın, atmosferlə təmasda olan hissəsində yüksəkdir. Göl suyundakı istiliyin üfqi istiqamətdə paylanması - axınlar, dalğalanma; dərinliyə düz (şaqul üzrə) paylanması isə su kütləsindəki qarışmalar vasitəsilə baş verir. Suyun rəngi və lilliyindən asılı olaraq səthə düşən günəş şüalarının yalnız $\leq 30\%$ -i 1 m, $\leq 5\%$ -i isə ancaq 5 m dərinliyə çata bilər. Göl və su anbarlarının temperatur rejimi əsasən bu üst qatdakı istilik hesabına formalaşır. Sututların səthi buz və qar ilə örtüləndə atmosferlə istilik mübadiləsi minimuma enir. Göl və su anbarlarının termik şəraiti oradakı ekosistemi limitləyən və mənbəyini sututardan başlayan çayların temperatur rejimini müəyyənləşdirən əsas amildir.

7.4.1. İstilik balansı

Göl və su anbarının istilik ehtiyatı hidrometeoroloji proseslərlə əlaqəli olub, dövrlə artıb-azalması istilik balansı ilə təyin edilir. Gölün morfoloji və morfometrik xüsusiyyətləri istilik balansı strukturuna və balans elementlərinin fəsilələr üzrə dəyişməsinə təsir edir. İstilik balansı adətən aylar üzrə hesablanaraq, sonra onların illik qiyməti müəyyənləşdirilir. Hər hansı bir dövr (T) üçün gölün istilik balansı aşağıdakı tənliklə hesablanıla bilər:

$$\frac{d\theta}{dT} = \theta_r - \theta_e \pm \theta_{aim} \pm \theta_d \pm \theta_a \pm \theta_b \pm \theta_s \quad (7.19)$$

Burada θ_r - düz və səpələnən günəş radiasiyası, θ_e - effektiv süalanma, θ_{aim} - atmosferlə turbulent istilik mübadiləsi, θ_d - dib çöküntülərilə istilik mübadiləsi, θ_a - çay axımı ilə daxil olan və axarla çıxan istilik, θ_b - buxarlanmaya sərf olunan və kondensasiya zamanı ayrılan istilik, θ_s - su kütləsinin istilik tutumudur.

Gölün istilik balansını təşkil edən əsas ünsürlərdən əlavə, ikinci dərəcəli amillər də var ki, onlar da istilik büdcəsinə az miqdarda təsir edə bilər. Məsələn: yeraltı sularla daxil olan istilik, buzəmələgəlmə və ya buz örtüyünün əriməsi zamanı ayrılan istilik, bioloji və biokimyəvi proseslər zamanı sərf olunan və ya ayrılan istilik, fotosintez zamanı ayrılır və üzvi qalıqların çürüməsindən əmələ gələn istilik və s. balans hesabında adətən nəzərə alınmır.

Gölə axımla daxil olub, axarla çıxan istilik axımının həcmindən və suyun temperaturundan asılıdır. Böyük və dərin göllərdə axımla daxil olan və axarla çıxan istiliyin miqdarı adətən çüzi olub, istilik balansının 3-5 %-dən artıq olmur. Məsələn, Ladoqa gölüne (1957-1962-ci illər ərzində) axımla daxil olan

istiliyin miqdarı $3,0 \text{ kkal/sm}^2$, yəni ümumi daxil olan istiliyin $0,2 \%$ və çıxan $3,4 \text{ kkal/sm}^2$, yəni $1,4 \%$ təşkil etmişdir. Su həcmi kiçik olan göllərdə bu kəmiyyət $50-60 \%$ -ə kimi arta bilər. Dağlıq ərazidə yerləşən, məcra tipli su anbarlarının istilik balansında səth sularının istilik büdcəsindəki rolu nisbətən yüksəkdir. Gölün dib çöküntüləri ilə su kütləsi arasındakı istilik mübadiləsi (θ_d) aşağıdakı düsturla təyin edilə bilər:

$$\theta_d = -\lambda \frac{dt}{dz} \quad (7.20)$$

Burada λ - dib çöküntülərinin istilikkeçirmə qabiliyyəti, dt/dz - dib çöküntüləri temperaturunun şaquli qradientidir.

Su kütləsi ilə dib çöküntüləri arasında baş verən istilik mübadiləsi nisbətən dayaz ($h_{\max} < 20 \text{ m}$) göllər üçün nəzərə alınə bilər. Dərin göllərdə bu kəmiyyət çox cüzi olur, məsələn: il ərzində Baykal gölündən $94,6 \text{ kkal/sm}^2$ istilik xaric olur ki, buda balansın gəlir hissəsinə bərabərdir. Gəlir hissənin əsasını günəş radiasiyası ($86,9 \%$), çıxarın isə effektiv süalanma və buxarlanma ($71,1 \%$) ilə itən istilik təşkil edir.

Gölün su kütləsində cəmlənmiş istilik onun istilik ehtiyatıdır, ilin isti dövründə artır, soyuq dövrdə isə azalır. Gölün istilik ehtiyatı ($\theta_i.e.$) aşağıdakı düsturla müəyyənləşdirilə bilər:

$$\theta_i.e = tV\rho C \quad (7.21)$$

Burada t - suyun temperaturu, $^{\circ}\text{C}$; V - suyun həcmi, m^3 ; ρ - suyun sıxlığı, q/m^3 ; C - suyun istilikkeçirmə qabiliyyətidir, $\text{kal/(q} \cdot \text{dərəcə)}$.

Şirin sulu göllər üçün $\rho=1$, $C=1$ qəbul olunduğundan vahid həcmə temperaturu istilik ehtiyatını bildirəcək.

Bu baxımdan, arid zonanın böyük gölləri mülayim iqlim zonasındakı göllərlə müqayisədə daha çox istilik ehtiyatına malik olacaq.

7.4.2. Su səthi və kütləsinin temperatur rejimi

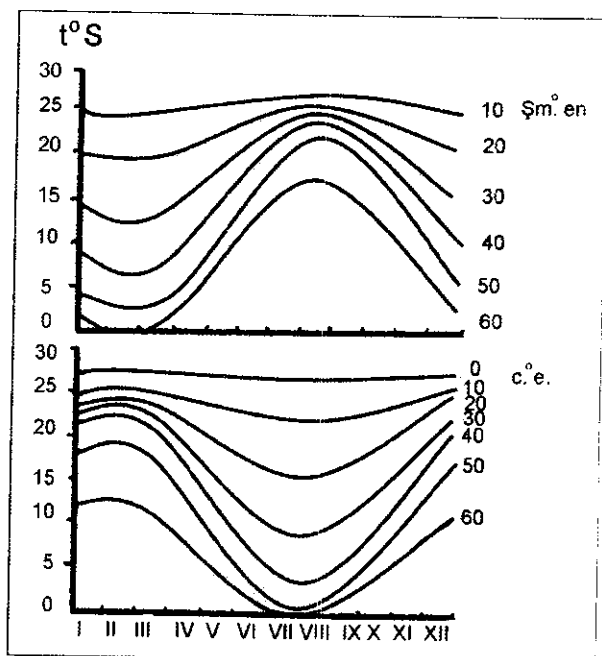
Temperaturun göl səthində qeyri-bərabər paylanması onun isinmə dərəcəsiindən və qisməndə çalanın quruluşundan asılıdır. Su səthinin müxtəlif hissələri arasındakı temperatur fərqi yaz və payız mövsümlərində daha artıq olur. Əgər yazın əvvəllərində suyun temperaturu sahil dayazlığında $10-12^{\circ}\text{C}$ -dirsə, göl səthinin ortalarında $5-8^{\circ}\text{C}$ təşkil edə bilər. Küləyin təsiri ilə yaranan gətirmə-qovulma prosesi də səth temperaturunun dəyişməsinə təsir edir. Bu zaman, külək tutan sahiləki temperatur, əks sahilə nisbətən $\geq 5-6^{\circ}\text{C}$ aşağı ola bilər. Çayların və yeraltı suların gölə töküldüyü yerlər ilə digər sahələr arasında da temperatur fərqi mövcüddür. Temperaturun sutkalıq və fəsillər üzrə dəyişməsi özünü epilimneon zonasında daha qabarıq göstərir. Su səthi temperaturunun sutkalıq dəyişməsi təxminən $1,0 - 10,0$ m arasında olub, dərinliyə doğru azalaraq $5,0-15,0$ m-dən sonra itir.

Su səthində maksimum temperatur saat $15-17$ arasında, minimum isə səhər günəş çıxan ərəfədə müşahidə edilir. Su səthi temperaturunun illik tərəddüdü əsasən havanın temperaturundan asılı olub yanvar-fevral aylarında minimum, iyul-avqust aylarında isə maksimumdan keçir. Havanın temperaturu ilə müqayisədə gölün su kütləsi ətalətli isinir və ətalətli soyuyur.

Temperaturun illik amplitudası gölün ölçüləri və yerləşdiyi landşaftın xüsusiyyətindən asılı olaraq $\geq 10-30^{\circ}\text{C}$ ola bilər. Məsələn, bu fərq Baykalda $11,0^{\circ}\text{C}$, Ladoqada $15,0^{\circ}\text{C}$, Balxaşda $19,9^{\circ}\text{C}$, Aralda $26,0^{\circ}\text{C}$, Sarısuda 30°C -yə yaxın müşahidə edilmişdir.

Fərqli təbii zonalarda yerləşən göllərin səth temperaturu nəqədər müxtəlif olsada, onlar əsasən günəş radiasiyasının yer səthində paylanmasından asılı olub, ekvator dan qütblərə doğru müəyyən bir qanunauyğunluqla dəyişir. Bu xüsusiyyəti, orta

ölçülü göllər üçün tədqiq etmiş Straşkraba (1980), səth temperaturunun il ərzində dəyişməsini qrafiki olaraq şəkil 7.4-dəki kimi göstərmişdir.

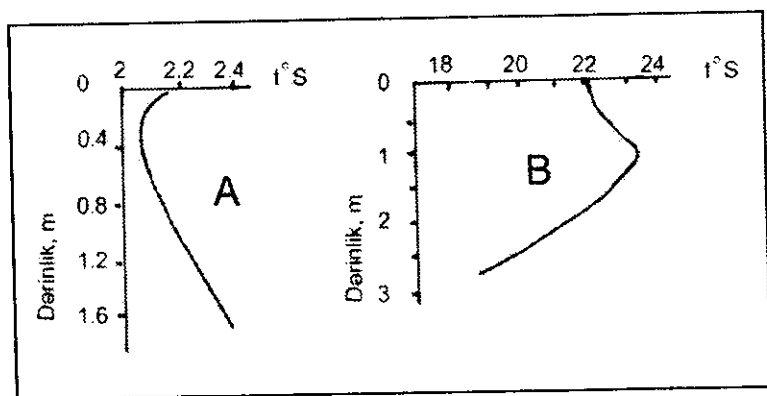


Şəkil 7.4. Göllərdə səth temperaturunun enliklər üzrə illik tərəddüdü

Bu qrafikdən (şək.7.4) istifadə etməklə, müxtəlif enliklərdə yerləşən göllərin səth temperaturunun il ərzində dəyişməsi haqqında ümumi məlumat əldə etmək olar. Qütbə yaxın regionları nəzərə almasaq, digərlərində göl suyunun il ərzində isinmə və soyuma rejimi dörd əsas hidroloji mövsümlə əlaqədardır: yaz isinmə dövrü, yay isinmə dövrü, payız soyuma dövrü və qış soyuma dövrü. Hər bir hidroloji mövsümdə, su kütləsinin temperaturu sahil dayazlığından gölün mərkəzinə doğru, üfüqi və şaquli istiqamətdə özünəməxsus dəyişir.

Yaz isinmə dövrü. Qış soyuma dövrünün qurtarılıb yaz

isitmə dövrünün gəlməsi, su kütləsinin istilik ehtiyatı və istilik mübadiləsində iştirak edən dib çöküntülərinin illik minimumdan keçməsilə başlayır. Bu zaman, istilik balansının sutkalıq kəmiyyəti müsbət xarakterli olur. Yaz isitmə dövrü, mülayim qurşaqlarda yerləşən göllərdə su səthi buzla örtülü olan vaxtdan başlayır. Üzərində qar olmayan buz örtüyündən keçən günəş radiasiyası buzun altındakı suyun üst təbəqəsini isidərək bir tərəfdən onun davamiyyətini zəiflədib konveksiya çəryanlarına şərait yaradır, digər tərəfdən, buzun alt tərəfdən əriməsini intensivləşdirir. Zəif sürətli konveksiya nisbətən isinmiş su təbəqəsini səthdən təxminən 0,2-1,0 m dərinlənə kimi endirə bilər ki, bu zaman üst və alt soyuq sulu təbəqələr arasında nisbətən isinmiş ($\sim 1,0-3,0^{\circ}\text{C}$) təbəqə yaranaraq temperaturun *mezotermiya* vəziyyəti formalaşır (şəkil 7.5). Belə vəziyyət payızın axırı və qışın əvvəllərində də yaranı bilər.



Şəkil 7.5. Su kütləsində temperaturun mezotermiya (B) və dixotermiya (A) vəziyyəti

Su kütləsinin müəyyən dərinliyində minimal temperaturlar əmələ gələrsə bu *dixotermiya* adlanır. Mezotermiya və dixotermiya terminləri İoşimura (1937) tərəfindən təklif edilmişdir. Dixotermiya, adətən qısa dövrlü olub, konvektiv hərəkətlərlə

pozulur. Günəş radiasiyası və dib çöküntülərinin su kütləsinə verdiyi istilikdən gölün suyu tədricən isinərək müəyyən bir dövrdə maksimal sıxlığa, yəni (şirin sular üçün) 4°C çatır. Temperaturun səthdən dibə kimi eyni olduğu vəziyyət *homotermiya* adlanır. Konveksiya və dalğalanma homotermiyanın tez bir zamanda pozulmasına şərait yarada bilər. Homotermiya zamanı gölün bütün su kütləsində asılı və həll olmuş maddələr, qazlar və s. miqdarı təxminən bərabərləşdiyindən alt qatlardakı suların oksigenlə təminatı (doyması) yaxşılaşır. Gölün fiziki-kimyəvi-bioloji rejiminin formalaşmasında homotermiyanın davam etmə müddətinin böyük əhəmiyyəti vardır. Dayaz və su səthinin sahəsi böyük olan göllərdə homotermiya vəziyyəti yay zamanı, külək dalğalarının təsiri ilə su kütləsinin tam qarışması ilə də yaranı bilər.

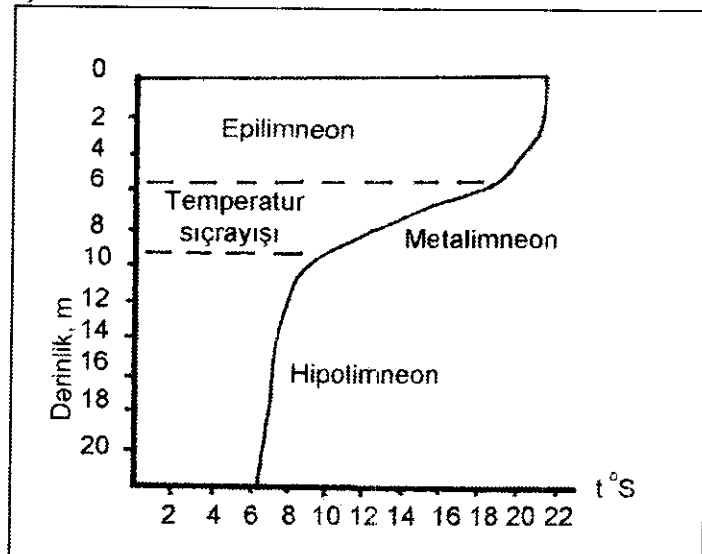
Yaz isinmə dövrünün axırlarına yaxın, mülayim qurşaqlarda yerləşən böyük və dərin göllərin litoral zonası gölün mərkəz hissələrinə nisbətən tez isinərək temperaturu $\geq 8-10^{\circ}\text{C}$ olabilir. Buz örtüyündən təzəcə azad olmuş mərkəz hissələrdə isə temperatur 4°C -dən aşağı olduğundan bu iki (isti və soyuq) zona arasında maksimum sıxlığa malik, səthdən dibə qədər davam edən bir "su ekranı" yaranır ki, buda *termobar* adlanır. Termobarın kənarlarında səthdən mərkəzə və dibə doğru daim konvergeniya mənsəli axınlar mövcuddur ki, buda termobarın üzərindəki su səviyyəsini nisbətən alçaqladır. Termobar gölün su kütləsini isinmə aktivliyinə görə iki zonaya bölür: sahilədən mərkəzə doğru müəyyən dərinliyə kimi olan *aktivisinmə zonası* (AİZ) və dərin hissələri əhatə edən *passivisinmə zonası* (PİZ). Səth suları ilə daxil olan gətirmələr, istilik, həll olmuş maddə və qazlar termobar ilə sahil arasındakı aktivisinmə zonası (AİZ) sularının fiziki-kimyəvi xüsusiyyətlərinə (rəngi, temperaturu, şəffaflığı, həll olmuş qazlar, üzvi maddələr və biogenlər, ion birləşmələri və s.) müəyyən dərəcə təsir edərək bioloji

prosesləri intensivləşdirir. Burada tez bir zamanda düz termik stratifikasiya (laylanma) və termoklin (keçid zona) formalaşır. Passivisinmə zonasında (PİZ) isə soyuq suların temperatur artımı çox zəif, tədrici keçdiyindən homotermiyaya yaxın vəziyyət uzun müddət davam edir. Yaya doğru suyun temperaturu artıqca termobar, dayazlıqdan mərkəzə-dərin hissələrə doğru sıxışdırılır və mərkəz hissələrdə suyun temperaturu 4°C çatdıqda termobar pozulur.

Termobar su anbarlarında da formalaşa bilər, amma göllərdən fərqli olaraq burada, termobarın hərəkəti və pozulması anbara daxil olan səth sularının həcmindən asılı olub qısa müddətlidir.

Yay isinmə dövrü. Su səthinin temperaturu artdıqca, istilik su kütləsinin aşağı qatlarına keçərək homotermiya vəziyyətini pozur və yay isinmə dövrünün başladığını bildirən düz termik stratifikasiya formalaşır. Su kütləsində temperaturun səthdən dibə doğru azalması - *düz termik stratifikasiya* adlanır. Gölün istilik ehtiyatının artması ilə stratifikasiyanın dayanıqlığı artaraq dalğa təsirinə az məruz qalır. Üst qatda isti *epilimneon* zonası, alt qatda isə nisbətən soyuq sulu, temperaturu az tərəddüd edən *hipolimneon* zonası yerləşir. Yaxşı isinmiş üst epilimneon ilə, dib hissəni əhatə edən soyuq sulu hipolimneon qatları arasında qalınlığı bir neçə destimetrdən bir neçə metrə kimi olabilən keçid-*metalimneon* qatı formalaşır (şəkil 7.6). Temperaturun dərinliyinə görə kəskin azalan bu zonasını Rixter (1892) - temperatur sıçrayışı, Viddebörn (1908) – sıçrayış qatı, Berc (1897) isə termoklin adlandırmışdır. Termoklində temperaturun azalma qradienti hər 1 m-də 1°C -dən artıq olmalıdır. Gölün təbii xüsusiyyətlərindən asılı olaraq bu təbəqədə temperaturun düşmə qradienti hər metrə $3-5^{\circ}\text{C}$ və ümumən, bütün qat üçün $\geq 10-20^{\circ}\text{C}$ ola bilər. Düz termik stratifikasiya zamanı adətən bir termoklin formalaşır, amma bəzən isti və soyuq

havaaların bir-birini əvəz etməsilə nadir hallarda iki-üç termoklin müşahidə edilə bilər.

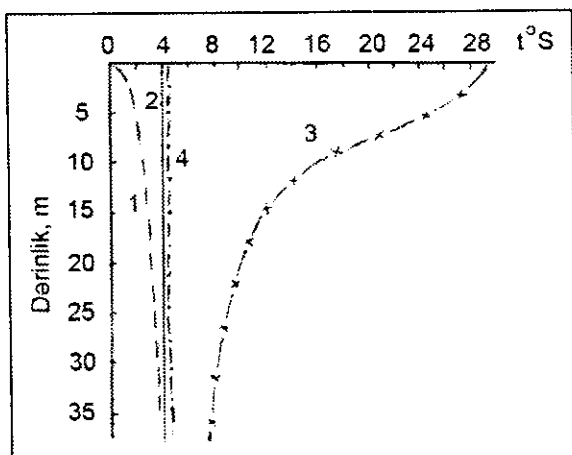


Şəkil 7.6. Göldə temperaturun yay zamanı şaqul üzrə paylanması və limnik zonalər

Su kütləsində temperaturun il və ya müəyyən dövr ərzində dəyişməsi termoizoplet qrafikində göstərilir. *Termoizoplet* – şaquldakı eyni temperaturuları birləşdirən xətlərin səthdən dibə kimi müəyyən dövr ərzində dəyişməsinə göstərən qrafikdir.

Payız soyuma dövrü – sutka ərzində, gölün su səthindən itən istiliyin, səthə gələn istilikdən çox olması ilə başlayır. Payız soyuma dövründə epilimneonun temperaturu azaldıqca temoklin dərinə düşərək dayanıqlığı zəifləyir, konvektiv hərəkətlər (axınlar) isə üst və alt təbəqələr arasındakı temperatur fərqi azaldır. Dərin gölün dayaz sahillərində suyun intensiv soyuması ($2-4^{\circ}\text{C}$ -yə kimi), mərkəz hissələrdə isə düz termik stratifikasiyanın olması, bu iki zona arasında termobərin əmələ gəlməsinə şərait yaradır.

Payız soyuma dövrü dayaz göllərdə intensiv və qısa müddətli, dərin göllərdə isə nisbətən ətalətli olub, dekabr ayının orta və axırlarına kimi davam edə bilər. Homotermiya vəziyyəti yaranandan sonra, qışa doğru getdikcə gölün səthi soyuyaraq müəyyən bir dövrdə temperaturu 4°C -dən aşağı düşür, yəni maksimum sıxlıq azalır. Dərin qatlardakı suyun temperaturu 4°C -yə yaxın olduğundan göldə azad konveksiya bitir və əks temperatur stratifikasiyası yaranır.¹ Gölün su kütləsində temperaturun səthdən dibə doğru artması *əks temperatur stratifikasiyası* adlanır (şəkil 7.7).



Şəkil 7.7. Su temperaturunun müxtəlif hidroloji mövsümlərdə səthdən dibə doğru paylanması

Qış soyuma dövrü – su kütləsində əks temperatur stratifikasiyasının yaranması ilə başlayır. Davamlı soyuq havalar göl səthinin temperaturunu 0°C -yə yaxınlaşdıraraq küləksiz, şaxtalı və adətən buludsuz bir vaxtda burada buz örtüyü əmələ gəlir.

¹ Su temperaturunun 4°C -də maksimum sıxlığa malik olmasını 1772-ci ildə fransız Delyuk təyin etmişdir.

Buz və qar böyük göllərin səthindən istiliyin itməsini xeyli azaltsada, kiçik və dayaz göllərdə bu proses demək olar ki, tam dayanır və gölün dib çöküntüləri bahar və yayda topladığı istiliyi tədricən hipolimneonun alt hissələrinə verərək buradakı suyun temperaturunu artırır. Kiçik və axarsız göllərdə dib çöküntüləri suyun alt hissələrini qış dövrünün axırlarına kimi $3-5^{\circ}\text{C}$ isidə bildiyi halda, axarlı göllərdə bu kəmiyyət, cəmi $1,5-2,5^{\circ}\text{C}$ -yə qədər arta bilər. Qış soyuma dövrünün müddəti gölün hansı coğrafi enlikdə və mütləq yüksəklikdə yerləşməsindən, göl çalasının forma və ölçülərindən, yerləşdiyi ərazinin təbii şəraitindən asılı olaraq bir neçə ay davam edə bilər.

Mülayim qurşaqlarda yerləşən göllərdən fərqli olaraq, arktik (antarktika) və tropik (ekvatorial) zonalardakı göllərdə temperaturun fəsillər üzrə dəyişməsi demək olar ki, baş vermir.

7.4.3. Dib çöküntülərinin istilik rejimi

Göl və su anbarlarının dibinə toplanan müxtəlif mənşəli çöküntülər ilin isti dövründə su kütləsinin aşağı qatlarındakı istiliyi özündə toplayaraq, soyuq dövrdə tədricən suya qaytarır. Dib çöküntülərinin qalınlığı və kütləsi nə qədər çox olarsa, bu proses bir o qədər aktiv olar. Dib çöküntülərinin istilik keçirmə və istilik tutumu qabiliyyəti suya nisbətən az olduğundan onun termik dövrləridə zəif keçir. Bu mübadilə, çalanın dibini təşkil edən süxurların istilik keçirmə qabiliyyətindən (kal/sm·dərəcə·sutka) asılıdır ki, onların bəzilərinin əmsalları belədir: qranit mənşəli - 650, su ilə ifrat doymuş qum - 450, su ilə ifrat doymuş gil və gilçə - 423, lil - 130. Dib çöküntülərinin kütləsi və onun üzərində olan su qatının dərinliyindən asılı olaraq gölün temperatur rejimi və istilik balanasındakı rolu müxtəlifdir. Belə ki, Mendota gölündəki (ABŞ) dib çöküntülərinin istilik ehtiyatı, gölün ümumi istilik ehtiyatının 8,5 %-ni, Rusiya Federasiya-

sının Beloye, Dolqoye və Velikoye göllərində 20-40-%, Xula gölündə isə 50-60 % təşkil edir. L.F. Forş (1978) qeyd edir ki, Rusiyanın şimal-qərbində yerləşən Uzlovoy gölündə, dib çöküntülərinin 3.0 m dərinləyə kimi olan hissəsində il ərzində toplanmış istiliyin ehtiyatı, bəzən gölün su kütləsindəki istilik ehtiyatından çox olur. Yay aylarında hər iki hissənin (su+lil) istilik ehtiyatı bərabər olsada, qış dövründə və xüsusəndə su səthi buzla örtüləndən sonra, dib çöküntülərinin istilik ehtiyatı su kütləsindəkinə nisbətən 5-6 dəfə artıq olur.

7.4.4. Duzlu göllərin termik xüsusiyyəti

Mineral (duzlu) göllərin temperatur rejimi şirin sulardan əsaslı fərqlənib, səthdən dibə doğru, suyun mineralaşma dərəcəsi və sıxlığı ilə əlaqədar olaraq dəyişir. Belə göllərdə, temperaturun şaqul üzrə dəyişməsində konvektiv hərəkətlərin rolu çox cüzi, külək-dalğa proseslərinin təsiri isə zəif olduğundan su kütləsinin sıxlığı ilə fərqlənən qatlarında özünəməxsus temperatur rejimi formalaşır. Adətən, dərinliyi bir neçə sm-dən artıq olmayan, yağıntılar və səth suları hesabına formalaşan üst, nisbətən şirin su qatının altında, ifrat dərəcədə şorluğa və sıxlığa malik sular yerləşir. Yay vaxtı duzlu suların temperaturu 50-70°C-yə kimi isindiylə halda, qışda temperaturu - 15-20°C-yə kimi azalsa belə su donmur. Su kütləsi duzlarla ifrat dərəcədə doymuş göllərdə temperaturun illik tərəddüdü 60-90 °C-yə çata bilər. Yerləşdiyi ərazinin təbii xüsusiyyətlərindən, həll olmuş duzların miqdarı və müxtəlifliyindən asılı olaraq, mineral göllərdə il ərzində düz və ya əks termik stratifikasiya formalaşır. Homotermiya vəziyyəti yarana bilmir.

Duzlu göllərin təbiəti və xüsusəndə oradan duz istehsalı məsələləri bir sıra tədqiqatçılar tərəfindən öyrənilmişdir. Dünyanın bir çox duzlu göllərinin tədqiq etmiş A.İ. Dzents-Litovski qeyd edir ki, keçmiş duz yatağı olan İletsk çökəkliyi (Urqal

dağlarında) 1906-ci ildə su ilə dolub mineral gölə çevriləndən sonra səth temperaturu yayda $40,0^{\circ}\text{C}$, qışda isə donmayaraq $-22,0^{\circ}\text{C}$ təşkil edib. İlin isti dövründə ancaq 3-4 m dərinliyə kimi isinən su qatının altındakı hissədə temperatur daim mənfi xarakterlidir. Termoklində temperatur fərqi $15-20^{\circ}\text{C}$ təşkil edir.

Qara Qum səhrasında yerləşən Sultan Səncər gölünün səthində (iyul 1935-ci il) dərinliyi 5-7sm olan şirin su təbəqəsinin temperaturu 40°C , bundan aşağıdakı duzlu suyunki 65°C , dərinliyi 35sm olan və qara lildən təşkil olunmuş dib çöküntülərinin temperaturu isə 75°C olmuşdur. Burada, gölün səthindəki bir neçə sm-lik şirin su qatı linza rolunda olub temperaturun artaraq təbəqələşməsinə şərait yaradır. Çoxillik donuşluq ərazilərdə yerləşən duzlu göllərin alt qatında daim mənfi temperaturlar mövcuddur.

7.4.5. Göllərin temperatur xüsusiyyətlərinə görə təsnifatı.

Müxtəlif landşaftlarda yerləşən göllərin su kütləsi temperaturlarının müxtəlifliyi və özünəməxsus dəyişməsi, onların təsnifatlaşmasını labüdləşdirir. Bu baxımdan, göl sularının temperaturu və sirkulyasiya xüsusiyyəti əsas meyar olaraq, fərqli landşaftlarda yerləşən göllər üçün bir sıra alimlər (Forel, Rutner, Uippl, İoşimura, Hatçinson və Loffler, Xomskis, Tixomirov, Nesina və s.) tərəfindən son yüz ildə müxtəlif təsnifatlar hazırlanmışdır. Forel (1895) tərəfindən hazırlanmış ilk təsnifatda bütün göllər temperatur xüsusiyyətinə görə 3 əsas tipə bölünür:

1) *Qütb tip* – temperaturu il ərazidə $< 4^{\circ}\text{C}$, əks termik stratifikasiya və sirkulyasiyanın yayda olması üstünlük təşkil edir;

2) *Mülayim tip* – temperaturu yayda $> 4^{\circ}\text{C}$, qışda $< 4^{\circ}\text{C}$, yayda düz, qışda əks termik stratifikasiya formalaşır, yaz və payız homotermiyası zamanı su kütləsində sirkulyasiya baş

verir;

3) Tropik tip – temperaturu il ərzində $> 4^{\circ}\text{C}$, düz termik stratifikasiya və sirkulyasiyanın qış dövründə olması üstünlük təşkil edir.

Genişlənməkdə olan limnoloji tədqiqatlar və məlumat bazasının artması bu təsnifatı daha da dəqiqləşdirməyə imkanlar yaratmışdır. Belə ki, Uippl (1927), Forelin temperatur təsnifatını əsas götürərək hər tipi əlavə olaraq 3 qrupa bölmüşdür. Beləliklə, Uipplin göllər üçün hazırladığı temperatur təsnifatında 3 tip və 9 qrup mövcuddur.

Sonralar, İoşimura (1936) tərəfindən Forelin temperatur təsnifatı yerli məlumatlarla daha da zənginləşdirilib subqütb və subtropik tiplər əlavə olunmaqla bütün göllər 5 əsas tipə ayrılmışdır:

1) Qütb tip göllər – səth temperaturu həmişə 4°C -dən az, ilin çox hissəsi su səthi buzla örtülü olur. Sirkulyasiya dövrü bir dəfə, ancaq yayın ortasında baş verir;

2) Subqütb tip göllər – səth temperaturu ancaq yayda və çox qısa dövrdə 4°C -dən yüksək olur. Temperaturun şaquli qradiyenti azdır, termoklin yaransa da, çox zəif və səthə yaxın hissədə müşahidə edilir. Sirkulyasiya əsasən yayın və payızın əvvəllərində olmasına baxmayaraq, isti dövrdə qısa müddətli soyuqlar vaxtı baş verə bilər;

3) Mülayim tip göllər – səth temperaturu yayda 4°C -dən yüksək, qışda isə 4°S -dən az olur, temperaturun fəsillər üzrə amplitudu və şaquli qradiyenti yüksəkdir. Baharda və payızda sirkulyasiya baş verir ;

4) Subtropik tip göllər – səth temperaturu həmişə 4°C -dən artıqdır, temperaturun illik amplitudu və şaquli qradiyenti yüksəkdir, ildə bir dəfə, qış dövründə sirkulyasiya baş verir;

5) Tropik tip göllər – səth temperaturu yüksək olub, il ərzində $20\text{--}30^{\circ}\text{C}$ arasında tərəddüd edir, temperaturun şaquli

qradiyentinin az olmasına baxmayaraq, su kütləsinin dayanıqlığını təmin edəcək dərəcədə sıxlığa malikdir. Sirkulyasiya dövrü müntəzəm olmayıb, adətən qış fəslinə təsadüf edir.

Məlumdur ki, göl sularının temperatur və sirkulyasiya rejiminə minerallaşma dərəcəsinin böyük təsiri var. Hatçinson və Lofflerin (1956) hazırladıqları təsnifatda bu cəhət nəzərə alınaraq bütün göllər, yerləşdiyi təbii qurşaqdakı xüsusiyyətlərinə görə bir neçə tip və yarımtiplərə bölünmüşlər:

Amiktik – qütbə yaxın ərazilərdəki göllər olub, səthi daim buzla örtüldüyündən sirkulyasiya, demək olar ki, baş vermir;

Polimiktik – arid iqlim zonalarında, tropik və ekvatorial ərazilərin dağlıq hissələrində su səthinin sahəsi böyük, amma dərinliyi az olan göllər aid edilir. Belə göllərdə sirkulyasiya tez-tez baş verir, hətta, sutkalıq (gecə ilə gündüz arasında) temperatur fərqi sirkulyasiya yaradır;

Oliqomiktik – rütubətli ekvatorial və tropik ərazilərdə, su səthinin sahəsi nisbətən kiçik, amma dərin göllər aid edilir. Bu göllərdə, ilin bütün dövrlərində suyun temperaturu və şaqul üzrə düz termik stratifikasiyanın qradiyenti yüksəkdir. Temperaturun kəskin azaldığı hər bir dövrdə su kütləsində sirkulyasiya baş verir.

Holomiktik (*holo – tam, bütöv; mix - qarışma*) – il ərzində bir və ya bir neçə dəfə sirkulyasiyanın olduğu göllər aid edilir. Holomiktik tip göllər, öz növbəsində, iki yarımtipə bölünür: *dimiktik* – ildə iki dəfə, yəni yazda və payızda tam sirkulyasiyası olan, yayda və qışda dayanıqlı stratifikasiyası olan mülayim iqlim zonalarının gölləri aid edilir və *monomiktik* – bu yarımtipə aid göllərin su kütləsində sirkulyasiya ildə bir dəfə olur. Tropik və mülayim – isti zonalarda yerləşib, su kütləsinin orta temperaturu il ərzində 4°C -dən yüksək və sirkulyasiyası ancaq qış dövründə baş verən göllər – *isti monomiktik* ; soyuq iqlim ərazilərində yerləşib, su kütləsinin orta temperaturu il ərzində

4°C-dən aşağı və sirkulyasiyası ancaq yay dövründə baş verən göllər – *soyuq monomiktik* adlanır.

Yuxarıda qeyd etdiyimiz göllərdən fiziki və kimyəvi xüsusiyyətlərinə görə kəskin fərqlənən *meromiktik* – tipli göllərdə səthdən dibə doğru, minerallaşma dərəcəsi və sıxlığın kəskin artması ilə su kütləsinin ancaq səthə yaxın, nisbətən az minerallaşmış üst qatında sirkulyasiya baş verə bilər. Temperatur stratifikasiyası və sirkulyasiyası olan bu üst qat – *miksolimneon*, sirkulyasiya baş verməyən alt qat isə – *monolimneon* adlanır. Bu iki qatın arasında, sıxlığı kəskin dəyişən, keçid mövqeli- *xemoklin* qatı yerləşir.

Meromiktik göllərdən fərqli olaraq, amiktik, polimiktik, oliqomiktik və holomiktik göllər ərazidə coğrafi zonallıq qanununa uyğun olaraq yerləşirlər. Yerləşməsinə görə azonal və miqdarına görə nisbətən az təsadüf olan meromiktik göllərə dünyanın müxtəlif hissələrində rast gəlmək olar (məsələn, Kürəkçay nörzəsində yerləşən Göygöl).

Müxtəlif ölçülərə və məkana malik olan göllərin istilik balansını xüsusiyyətlərini tədqiq edən L.V.Nesine və T.A.Oqneva (1975) bütün gölləri üç tipə ayırırlar:

A - dərin göllər – gölə daxil olan radiasiyanın 70-80%-i su kütləsinin isinməsinə, 20-30%-i isə buxarlanmaya sərf olunur;

B – orta dərinlikli göllər – radiasiyanın 15-20%-i isinməyə, 70-80%-i buxarlanmaya sərf olunur;

C – dayaz göllər – radiasiyanın 5-10%-i isinməyə, 80-90%-i isə buxarlanmaya sərf olunur.

Ümumən, fərqli landşaft zonalarında yerləşən göllər üçün hazırlanmış təsnifatlar, istiliyin su kütləsində paylanması, dövrünü və ona təsir edən amillərin aydınlaşdırılmasına şərait yaradır.

7.4.6. Buz hadisələri və buz rejimi

Çaylarda olduğu kimi, göllərdə də buz hadisələri suyun səthində, su kütləsinin daxilində və dibdə əmələ gələ bilər. Göl səthinin donması üçün minerallaşma dərəcəsiindən asılı olaraq, suyun temperaturu 0°C -dən azalmağa doğru enməlidir. Suyun buza çevrilməsi üçün: soyumuş suda buz əmələ gətirən kristal nüvənin yaranması, suyun donması və donma zamanı istiliyin atmosfərə verilməsi labüddür. Buzun istilik tutumu (ehtiyatı) suya nisbətən azdır. Temperaturun azalması ilə buzun istilik-keçirmə və elektrikkeçirmə qabiliyyəti azalır, amma sıxlığı və kövrəkliyi artır. Göl və su anbarının buz rejimi üç əsas mərhələdən: donma, buz örtüyünün yaranması və buzun əriməsindən ibarətdir. Bu mərhələlərin hər birinin özünəməxsus xüsusiyyətlərini nəzərdən keçirək.

Donma başlamazdan əvvəl, su səthinin temperaturu azalaraq 4°C -yə çatır və bu soyuma su kütləsinin dərin qatlarına keçərək homotermiya vəziyyətini yaradır ki, bu da öz növbəsində su kütləsinin aktiv qarışmasına səbəb olur. Konvektiv hərəkətlər və külək-dalğa təsiri ilə bu proses daha da sürətlənir. Gölün yerləşdiyi təbii zonadan asılı olaraq, buz örtüyü əmələ gəlməmişdən, yəni suyun soyuma dövründə, göl səthinin hər m^2 -dən atmosfərə bir sutkada 1-20 tkal. istilik itə bilər. Havaların soyuq, şaxtalı keçməsilə göldə əks temperatur stratifikasiyası yaranaraq səth sularının temperaturu 0°C -yə çatır. Göl səthinə yağan qar, bir tərəfdən suyun soyumasını intensivləşdirir, digər tərəfdən isə buz əmələ gətirən kristal nüvə rolunu oynayır. Belə nüvənin ətrafında (soyumuş suda) buz əmələgəlmə prosesi başlayır. Sudan buz kristalları əmələ gələrkən xeyli istilik ayrılır. Normal atmosfer təzyiqində və 0°C -də destilə olunmuş 1qr. suyun buzlaşması zamanı 79,75 kal/q istilik ayrılır və bu qədər də istilik 1qr buzun əriməsinə sərf olunur. Su buza çevrildiyi zaman onun həcmi təxminən 10% artır. Əgər su 0°C -

dən nisbətən çox soyumuşsa, o zaman, dalğa və axınların təsirilə su kütləsinin daxilində və dibdə buz əmələ gələ bilər. Bu proses ləpədən yoxa yaxın ərazilər üçün daha xarakterikdir.

Sahil buzları dalğa təsirinə məruz qalaraq bir neçə dəfə dağılıb, sonra yenidən formalaşa bilər. Su səthinin buz bağlama və ərimə müddəti göl çalasının morfoloji xüsusiyyətləri, su kütləsinin kimyəvi tərkibi və istilik ehtiyatı ilə yanaşı ərazidəki meteoroloji proseslərdən asılı olaraq bir neçə gündən iki-üç aya qədər davam edə bilər. Dayaz göllər tez, dərin və istilik ehtiyatı çox olan göllərdə isə buz örtüyü nisbətən gec formalaşır. Belə ki, Ladoqa gölündə buz örtüyünün yaranmasına iki aydan artıq, Baykalda 7-64 gün, Oneqada 14-38 gün vaxt sərf olunur.

Buz örtüyü – şaxtalı, sakit havalarda və xüsusən də, gecə vaxtı səma buludsuz olanda, daha yaxşı formalaşır. Əgər havalar sakit, küləksiz keçirsə, yaranmış nazik buz örtüyü tədricən qalınlaşır və artıq külək onu sındıra bilmir. Belə buz örtüyü şəffaf olur. Sonradan, buz örtüyünün qalınlığı və sıxlığı artıqca orada qalmış hava qabarcıqları, müxtəlif mənşəli toz və hissəciklər buzun şəffaflığını azaldır. Havanın temperaturu azalarsa, buz örtüyünün mərkəzində çökmə, temperatur artarsa qabarma baş verir. Çökmə və qabarma zamanı buzdan atəş səsinə bənzər səslər çıxa bilər. Buzdakı çatlar sonradan su və qarla dolub örtülür. Buz üzərindəki qar, buz səthindəki temperatur amplitudunu azaldır və əgər qar örtüyünün hündürlüyü ≥ 10 sm-dirsə buzda, temperatur çatlarının əmələ gəlməsinin qarşısını alır. Buz qatının ilk günlər və həftələrdə artma intensivliyi digər dövrlərə nisbətən çox olub, yazın əvvəllərində sutkalıq rəhbət temperaturların yaranmasına 2-3 həftə qalmış tam kəsilir.

Buzun əriməsi – Buz örtüyünün dağılmasında, kiçik göllər üçün istilik, böyük göllər üçün isə dinamik proseslər daha çox

rol oynayır. Temperaturun artması ilə ilk növbədə, buzun üstündəki qar örtüyü əriyir. Bundan sonra isə buzun həm üst və həm də, alt hissədən sahil zonasından gölün mərkəzinə doğru əriyib-dağılması intensivləşir.

Mülayim qurşaqlarda yerləşən göllərdə buz örtüyünün qalınlığı adətən 0,5m-ə yaxın olur, soyuq iqlim sahələrində isə 1,5-3,0m arasında ola bilər. Məsələn, Ladoqa və Balxaş göllərində buzun qalınlığı 0,4-0,7m, qışı sərt keçən illərdə isə 110sm, Kürəkçay höfzəsindəki Göygöldə 0,3-0,5m təşkil edir.

Kiçik göllərin buz örtüyü adətən yerindəcə, qısa bir müddətdə əriyir, amma böyük göllərdə parçalanaraq külək və axınlar tərəfindən müxtəlif sahillərə qovulub aparılaraq, yüksəkliyi bir neçə metr olan buz təpələri yaranır. Külək, buz örtüyünü parçalayıb xırdalaşdırması ilə onun, həm də, ərimə intensivliyini artırır. Buzların parçalandığı dövrdə mənbəyini göldən başlayan çayda buz axımı formalaşır.

Yazda, buz örtüyünün ərimə intensivliyi orta hesabla 0,5-1,0sm/sutka, meteoroloji şərait və buzun strukturundan asılı olaraq 3-4sm/sutka ola bilər. Çaylarla müqayisədə, göl və su anbarlarında buz örtüyünün qalınlığı 10-15% artıq olur.

Buzlar haqqında müxtəlif təsnifatların olmasına baxmayaraq, onlar mənşəyinə görə iki əsas sinfə və buzun tərkib hissəsinə (strukturuna) görə bir neçə qrupa bölünürlər:

I Hamar buz örtüyü - su səthində ilk buz əmələ gələn vaxtdan tədricən qalınlaşaraq formalaşır, eyni strukturludur.

II Aqlomerativ buz örtüyü - müxtəlif mənşəli və ölçülü buzların donub sıxlaşmasından yaranan, qeyri-şəffaf, üzəri kələ-kötür olan buz kütləsidir. Əriyərkən ayrı-ayrı buz parçalarına ayrılır.

Strukturuna görə buzlar aşağıdakı əsas qruplara bölünür:

a) **Dənəvər buz** – diametri bir neçə millimetr olan kiçik buz və qar kristallarından əmələ gəlib, çox vaxt hərəkətdə olan göl

səthinin tədricən donması zamanı yaranır;

b) *Sütunabənzər buz* – ayrı-ayrı sütunabənzər buz kristallarından formalaşır. Bəzi kristalların maksimal uzunluğu buz örtüyünün qalınlığı qədər olur. Belə kristalların aşağı hissədə eni 2.0-2,5 sm.-ə yaxın ola bilər. Sütunabənzər buz kiçik göllər üçün xarakterikdir.

c) *Təbəqəli buz* – su səthinin tez donması zamanı ayrı-ayrı yastı buz kristallarından əmələ gəlir. Əriyərkən təbəqələşir.

7.5. DİNAMİK PROSESLƏR

Göl və su anbarlarında baş verən bir çox proseslər suyun səthi və kütləsində inkişaf edən hərəkətlərlə əlaqəlidir. Bu hərəkətlər turbulent xassəli olub müxtəlifliyinə, əmələgəlmə şəraitinə və davamiyyətinə görə fərqlənilir. Sularda hərəkət yaradan amillərə: külək, atmosfer təzyiqi, gölə daxil olan çay axını, günəşin istilik enerjisi və s. aiddir. Külək-su səthinə təmas edərək orada dalğalanma, axınlar, gətirmə-qovulma və su kütləsində qarışmaya şərait yaradır; atmosfer təzyiqi–seyş hadisəsini və bununla yaranan axınları; gölə tökülən çay axını–səth və dib axınlarını; günəşin istilik enerjisi-su kütləsində qarışma üçün əlverişli şərait yaradır. Göl və su anbarları sularının tarazlığının qısa dövrlü pozulmasına zəlzələ və s. tektonik hərəkətlər də səbəb olub bilər. Beləliklə, sudakı hərəkətləri iki qrupa ayırmaq olar: tərəddüdü və irəliləyən. Tərəddüdü hərəkətlərə–dalğalanma və seyş, irəliləyənlərə–axınlar, gətirmə-qovulma və suyun qarışması aiddir.

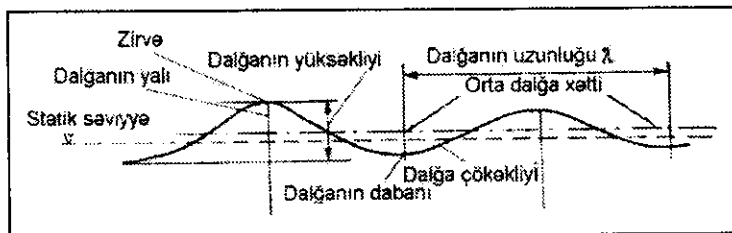
7.5.1. Dalğalanma

Göl və su anbarlarında su səthinin sahəsi və dərinliyin dəniz və okeanlara nisbətən az olması dalğalanmanın bütün qüvvəsilə əmələ gəlməsinə və inkişafına şərait yaratmış, bu səbəbdəndə

dalğalanma dənizlərdəkindən ölçülərinin kiçik olmasına görə fərqlənir. Əgər dalğanın hərəkət profilinə nəzər yetirsək görürük ki, küləktutan tərəfdən hərəkətə gətirilən suyun səthində zərrəciklər küləyin istiqamətilə irəliyə doğru dairə üzrə hərəkət edirlər. Yerin cazibə qüvvəsinin təsiri ilə su zərrəcikləri yenidən su kütləsinə qaytarılaraq müəyyən istiqamətli və sürətli dalğalanma yaranır. Dalğa elementləri dalğalanma profilində (şəkil 7.8) aydın görünür və bunlar aşağıdakılardan ibarətdir:

1. **Orta dalğa xətti**-dalğa profilinin mərkəzindən keçən nisbi horizontal xətt olub, ondan yuxarıda və aşağıda qalan dalğa sahələri bərabərdir;
2. **Dalğanın yalı**- statik səviyyə xəttindən yuxarıda qalan hissədir;
3. **Dalğanın zirvəsi**-yalın ən yüksək nöqtəsidir;
4. **Dalğanın dabanı**-dalğa çökəkliyinin ən alçaq nöqtəsidir;
5. **Dalğanın hündürlüyü (h)** –zirvə ilə daban arasındakı şaquli məsafədir;
6. **Dalğanın uzunluğu (λ)** –qonşu zirvələr və ya dabanlar arasında olan məsafədir;
7. **Dalğa çökəkliyi**-iki qonşu yal arasında, orta dalğa xəttindən aşağıda qalan hissədir;
8. **Dalğanın periodu (t)** – iki qonşu dalğa zirvəsinin müəyyən dövr ərzində konkret məsafəni qət etməsidir;
9. **Dalğanın dikliyi (E)**-dalğa hündürlüyünün uzunluğuna nisbətidir $E \frac{h}{\lambda}$
10. **Dalğanın sürəti (s)** – külək və dalğaların əsas istiqamətində dalğa yalının sürətidir;
11. **Dalğanın (ömrü) inkişaf dərəcəsi (B)** –dalğa sürətinin

(S), küləyin sürətinə (U) olan nisbətidir $B = \frac{S}{U}$;



Şəkil 7.8. Külək dalğasının profili

Külək dalğalarının parametrlərini formalaşdıran əsas amillər aşağıdakılar: -küləyin sürəti (U) və davamiyyəti (T), dalğanın qovulma məsafəsi (L), dalğanın keçdiyi yolda su kütləsinin dərinliyi (H) və sahil xəttinin xüsusiyyəti. İki və ya bir neçə dalğa sisteminin toqquşması *interferensiya* adlanır.

Əgər dalğa gölün dibinə toxunmursa (yəni $H > \frac{\lambda}{2}$) bu sututar

dərin və əgər dalğa gölün dibinə toxunursa (yəni $H \leq \frac{\lambda}{2}$) o zaman göl dalğa prosesi üçün dayaz sayılır. Sahilə və ya dayazlığa çatan dalğanın sürəti və uzunluğu azalır, hündürlüyü artaraq ləpəldöyəndə dağılır.

Göl və su anbarlarında dalğa elementlərinin hesablanması üçün V.Q.Andreyanov, N.A.Labzovski, A.P.Braslavski və digərlərinin düsturları mövcuddur. V.Q.Andreyanovun düsturunun nəzərdən keçirək:

$$h = 0,0208 U^{\frac{5}{4}} L^{\frac{1}{3}}; \quad \lambda = 0,304 U L^2 \quad (7.22)$$

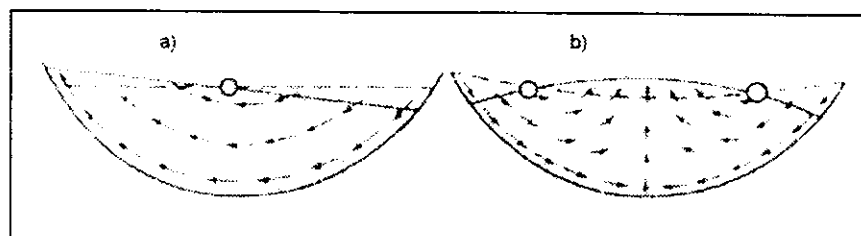
Adətən göl və su anbarlarında dalğa hündürlüyü 0,5-1,0 m arasında tərəddüd edir. Böyük və dərin sututarda dalğanın hündürlüyü 3-5 m, Xəzərdə isə 10-11 m ola bilər. Dalğalanmanın əsas göstəriciləri cədvəl 3.6-da göstərilir.

Göl və su anbarlarında dalğalanmanın əsas göstəriciləri

N	Dalğanın yüksəkliyi, m	Dalğalanma dərəcəsi, balla	Dalğalanmanın xassəsi
1	0	0	Dalğalanma yoxdur
2	<0,25	I	Zəif
3	0,25-0,75	II	Mülayim
4	0,75-1,25	III	Əhəmiyyətli dərəcədə
5	1,25-2,0	IV	
6	2,0-3,5	V	Güclü

7.5.2. Seyş (durğun dalğa)

Göl və su anbarlarında atmosfer təzyiqi və ya külək tərəfindən su səthində bir və ya bir neçə yerdə meyilliklərin (denivelyasiya) formalaşması ilə bütün su kütləsi hərəkətə gəlir. Seyş hadisəsi zamanı gölün səthində bir neçə yerdə nöqtə üzrə xətt boyu taraz səviyyə yaranır. Belə nöqtələr *seyş düyünü* adlanır (şəkil 7.9).



Şəkil 7.9. Seyşlər: a-birdüyünlü, b-ikidüyünlü

Seyş düyünündən hər iki tərəfə meyillik və səviyyə tərəddüdü artır. Seyşi yaradan qüvvənin (atmosfer təzyiqinin) təsiri bitəndən sonra yüksək səviyyəli sahədən aşağı hissəyə su kütləsi axını qüvvələnir. Su səthinin tarazlaşması və sürtünmə qüvvəsinin təsiri ilə bu axın tədricən sönərək bitir. Seyş və ya durğun dalğanın əsas elementləri aşağıdakılardır: T-dövrü; A-taraz səviyyəyə nisbətən, gölün hər hansı bir hissəsində səviyyənin

maksimal pozulma fərqi; h-ən yüksək səviyyə ilə ən alçaq səviyyə arasında olan məsafə və s.

Seyş elementlərinin hesablanması üçün İ.Merian (1828), P.Dyubua (1891), G.Kristal (1905), A.Defani (1918), L.Davıdov (1958) və başqaları tərəfindən düsturlar təklif olunmuşdur. Merian düsturu:

$$T = \frac{2L}{\sqrt{gH}}, \text{ əgər } \frac{2}{\sqrt{g}} = 0,6306 \text{ olarsa, o zaman}$$

$$T = \frac{0,6306L}{\sqrt{H}}; \quad (7.23)$$

Burada: T-seyşin dövrü, L-gölün uzunluğu, H-gölün orta dərinliyi, g-sərbəst düşmə təcildir.

Göl çalasının quruluşu düzbucaqlıya bənzər olarsa Merian düsturundan istifadə olunması məqsədəuyğun sayılır. Göl dibinin relyefi mürəkkəbləşdikcə bu düstur vasitəsilə hesablanmış seyşin ölçülərində xəta artır.

Sahələri eyni olan dərin gölə nisbətən, dayaz göldə seyşin hündürlüyü daha yüksək olur. Seyş düyünlərinin sayı artdıqca onun dövrüdə azalır.

7.5.3. Axınlar

Göl və su anbarlarında suların üfüqi istiqamətdə hərəkətini *axınları* bir çox amillər, o cümlədən: külək, gölə daxil olan və oradan çıxan çay axını, su kütləsinin müxtəlif sıxlığa malik təbəqələri, atmosfer təzyiqi və s. yarada bilər. Axınların hərəkətinə həm də daxili sürünmə, koriolis və mərkəzaqaçma qüvvələri də təsir edir. Axınlar - sürəti (sm/s, m/s) və istiqaməti ilə xarakterizə olunurlar.

Küləyin su səthinə toxunub (təmas edib) onu müəyyən istiqamətdə hərəkət etdirilməsilə *külək (dreyf) axınları* formalaşır. Belə axınlar adətən səthdə və ya su kütləsinin səthə

yaxın hissələrində baş verir. Külək mənşəli axınlar gölün dərinliyinin $\frac{1}{3}$ hissəsindən aşağı düşməyib, temperatur sıçrayışı zonasına kimi enə bilir. Belə axınların sürəti adətən, bir neçə sm/s, bəzən 40-50 sm/s və daha artıq ola bilər. Küləyin sürəti (U) ilə axın sürəti (U_0) arasında olan əlaqəni V.Ekman düsturu ilə təyin etmək olar

$$U_0 = \frac{AU}{\sqrt{\sin\varphi}} \quad (7.24)$$

Burada: A-külək əmsalı olub, əsasən 1,0-1,5% (çox nadir halda 3-5%) arasında tərəddüd edir və küləyin sürəti artdıqca bu əmsal azalır; φ -coğrafi enlikdir. Məsələn, Mendota gölündə küləyin sürəti 1-2 m/s olduqda, külək əmsalı (A) 5,5 %, küləyin sürəti 7 m/s olduqda isə bu əmsal 1%-dən də az olur.

Çay axını təsiri ilə yaranan axınlar. Çayın gölə daxil olduğu və ya çıxdığı yerlərdə su səthinin tarazlığı (üfüqliliyi) adətən bir neçə sm dəyişir və əmələ gəlmiş meyllik nəticəsində yüksək hissədən aşağı hissəyə axın yaranır. Bu tipli axınların sürəti də az olub bir neçə sm/s təşkil edir. Su kütləsi intensiv dəyişən su anbarlarında belə axınların əmələ gəlməsinə daha yaxşı şərait mövcuddur.

Müxtəlif sıxlığa malik su qatları arasında əmələ gələn axınlar. Belə axınlar temperatur stratifikasiyası və minerallaşma dərəcəsinə görə fərqli sıxlıqlı dərin göllərdə daha yaxşı inkişaf edir. Baharda-suyun isinmə və payızda-suyun soyuma dövrlərində bu axınların sürəti nisbətən artır. Böyük və dərin göllərdə Koriolis qüvvəsinin təsiri ilə bu axınlar qapalı xarakterli olub, istiqamətləri baharda-saat əqrəbinin əksinə, payızda – saat əqrəbinin gedişi üzrə olur. Sürətləri adətən 3-5 sm/s, bəzən isə, məsələn ladoqa gölünün qərb və şərq sahillərində 20-30, Baykalda 50, Balxaşda (gölün ensiz-dar hissəsində) isə maksimum 70-80 sm/s təşkil edir.

7.5.4. Gətirmə-qovulma

Külək təsirilə əmələ gəlmiş dreyf axınları gölün səthindəki suyu küləktutan sahədən, küləktutmayan sahəyə qovub aparır. Nəticədə, küləktutmayan sahədə suyun səviyyəsi artır, küləktutan sahədə isə azalır. Suyun artdığı-*gətirmə*, azaldığı-*qovulma* sahəsi və bütün bu proses isə *gətirmə-qovulma prosesi* adlanır. Beləliklə, göl və su anbarı səthinin tarazlığı pozulur, meyllik yaranır. Bu meylliyi tarazlaşdırmaqdan ötrü gətirmə-qovulma hərəkəti istiqamətinin əksinə axınlar yaranır ki, bunlar *əvazedici* və ya *kompensasiya axınları* adlanır. Gətirmə-qovulma prosesinin müddəti səviyyənin yüksək və alçaq sahələri arasında olan fərqdən, küləyin sürəti, istiqaməti və davamiyyətindən asılıdır. Gətirmə-qovulma sahələri arasında səviyyə fərqi artdıqca onların təkrarlanması azalır.

Gətirmə-qovulma prosesinin hesabı (yəni, suyun bir sahədən digərinə nəql olunması) üçün bir sıra üsullar təklif olunmuşdur. V.M. Makkaveyev (1951) düsturu:

$$V_{g-a} = K V_{or} \quad (7.25)$$

Burada V_{g-a} -dreyf axının sürəti, V_{or} -su zərrəciyinin orbital sürəti, K -əmsal olub, külək və axın sürəti əsasında təyin edilir.

Gətirmə və qovulma sahələri arasındakı səviyyə fərqi böyük göl və su anbarlarının daralmış körfəzlərində və dayazlıqlarda 1-2 m-ə çata bilər.

7.5.5. Su kütləsinin qarışması

Göl və su anbarlarının su kütləsindəki qarışmalar oradakı suyun strukturu ilə sıx əlaqədar olduğundan, əvvəlcə su kütləsinin yaranması və struktur tərkibini, sonra isə oradakı qarışmaların xüsusiyyətini nəzərdən keçirəcəyik. Su kütləsinin səthində və daxilində ayrı-ayrı təsirlərlə (dalğalanma, gətirmə-qovulma, axınlar, minerallaşma, temperatur qradienti və s.)

müxtəlif mənşəli su qatları arasında daim maddələr və enerji mübadiləsi baş verir. Su mübadiləsinin intensivliyi göl və su anbarları ekosistemlərinin mühüm abiotik xüsusiyyətidir. Üfüqi və şaquli istiqamətdə inkişaf edən bu mübadilənin intensivliyi, gölün su kütləsini təşkil edən ayrı-ayrı su qatlarının fiziki-kimyəvi-bioloji xassələrindən asılıdır. *Su kütləsi* dedikdə-hər bir hidroloji mövsüm ərzində özünəməxsus, müəyyən strukturlu fiziki-kimyəvi-bioloji xüsusiyyətlərə malik, göldə və ya sutoplayıcı hövzədə formalaşan müəyyən həcmli su kütləsi nəzərdə tutulur. Ayrı-ayrı fiziki-coğrafi şəraitdə formalaşan bu suların cəmi isə gölün ümumi su kütləsini təşkil edir.

Mənşə və xüsusiyyətlərinə görə göl çalasında üç tip su kütləsi ola bilər: a) *ilkin*-axımla sutoplayıcı hövzədən daxil olaraq sonradan hidroloji mövsümlər ərzində tədricən dəyişirlər; b) *əsas* - gölün nisbətən dərin qatlarında yerləşib, uzun bir dövr ərzində rejim xüsusiyyətləri müəyyən dərəcədə sabit olan sular; c) *dəyişib-uyğunlaşmış* -hidroloji mövsüm ərzində ilkin və əsas suların təmasından formalaşır. Hər tip suların sərhədində yüksək qradiyentlər mövcuddur. Göldəki müxtəlif tip su kütlələrinin yerini və dinamikasını öyrənməkdən ötəri, onların bir sıra xüsusiyyətləri: temperaturu, elektrikkeçirmə əmsalı, rəngi, şəffaflığı, hidrogen ionları (pH), həll olmuş oksigen, qələviliyi və makrokomponentlərdən-hidrokarbonat, kalsium, maqnezium, sulfat, xlor və digərlərinin qiymətləri təyin edilir. Göl suyunun temperaturu ilə elektrikkeçirmə, rənglik və hidrokarbonat ionlarının miqdarı arasında daha sıx əlaqə olub, birinin dəyişməsilə o birində tez bir zamanda dəyişməsi müşahidə edilir. Su anbarları və axarlı göllərdə müxtəlif mənşəli su kütlələrinin bir-birini əvəz etmə və dəyişmə müddəti onların tam sudəyişmə əmsalından asılıdır.

Su kütləsində qarışma əsasən turbulent yolla baş verir və o da öz növbəsində iki hissəyə bölünür:

1. **Konvektiv** (və ya sərbəst konveksiya)- müxtəlif sıxlığa malik su qatlarının tədricən qarışmasıdır;

2. **Dinamik** (və ya məcburi konveksiya) –xarici təsirlərdən olan - külək, atmosfer təzyiqi və s. nəticəsində su qatlarının qarışmasıdır.

Qışda, gölün səthi buzla örtüldükdən sonra dinamik proseslər demək olar ki, kəsilir və bir də baharda, günəş şüalarının buz altındakı suyun səthini isitməsilə konvektiv hərəkətlərə şərait yaranır.

7.6. HİDROKİMYƏVİ, OPTİK VƏ BİOLOJİ XÜSUSİYYƏTLƏR

7.6.1. Hidrokimyəvi xüsusiyyətlər

Göl və su anbarları həll olmuş duzların miqdarı və ion tərkibinə görə okean və çay sularından fərqlənir. Belə ki, burada minerallaşma dərəcəsi 10-15 mq/dm³-dən başlamış ≥ 350 q/kq (yəni ifrat dərəcədə) duzlarla doymuş sulara təsadüf etmək olar. Bu suların minerallaşması və ion tərkibi əsasən təbii və qisməndə antropogen amillərin təsiri ilə formalaşmış, təbii qurşaqlar üzrə dəyişir. Göllərdə su dövrəni ətalətli olduğundan onların kimyəvi tərkibinə zonal amillərlə yanaşı azonal amillər də (geoloji quruluş, relyef, hidrogeoloji şərait və s.) təsir edə bilər. Sututarların minerallaşma dərəcəsi qütbə yaxın ərazilərdən arid iqlimli zonalarla doğru artır və suyun tərkibi hidrokarbonatlı-kalsiumlu qrupdan, meşələr zonasında sulfatlı-natriumlu qrupa, sonra isə səhralara yaxınlaşdıqca xloridli-natriumlu qrupa keçir. Sular minerallaşma dərəcəsinə görə aşağıdakı qruplara bölünür:

1. **Şirin sular** - həll olmuş duzların miqdarı 1,0 q/dm³-ə (1^{0/00})-ə qədərdir. Bu sulardan məişətdə və təsərrüfatda geniş istifadə olunmasını nəzərə alan O.A.Alyokin (1952) onları dörd yarımqrupa ayırmışdır: minerallaşma dərəcəsi az (<200 mq/dm³), orta (200-500 mq/dm³), çox (500-1000 mq/dm³) və

yüksək olan (≥ 1000 mq/dm³) sular;

2.Şortəhər (şoruntul) sular- həll olmuş duzların miqdarı 1,0-24,7 q/kq-a qədərdir. Sudakı duzların miqdarı ≥ 1 q/kq olarsa insan onu içərkən duzluluğu hiss edir.

3.Şor sular –həll olmuş duzların miqdarı 24,7-47,0 q/kq-a qədərdir. Bu fərq dünya okeanı sularının duzluluğunu təmsil edir.Ən yüksək duzluluq həddi isə Qırmızı dənizin sularına görə qəbul edilib.

4.İfrat dərəcədə duzlarla doymuş sular-həll olmuş duzların miqdarı >47 q/kq-dır.

Əgər gölün su balansını təşkil edən ünsürlər və onların minerallaşma dərəcəsi haqqında məlumat varsa o zaman gölün duz balansı aşağıdakı tənliklə müəyyənləşdirilə bilər:

$$D_s + D_a + D_q = D_c + D_z + D_f + D_d \quad (7.26)$$

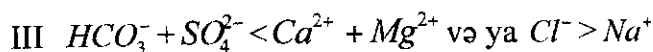
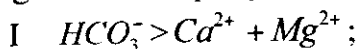
Burada - D_s -səth suları ilə daxil olan duzlar; D_a -atmosfer yağıntıları və tozlarla daxil olan duzlar; D_q -qrunt suları ilə daxil olan duzlar, D_c -səth suları ilə çıxan duzlar; D_z -küləkli havada su zərrəcikləri ilə çıxan duzlar; D_f -filtrasiya ilə çıxan duzlar; D_d -dibə çökən duzlar.

Əgər göl yerləşdiyi landşaftın təbii xüsusiyyətlərini özündə təcəssüm etdirsə o zonal xarakterlidir, əks halda azonaldır. Məsələn, sutoplayıcı hövzəsi bütünlüklə meşələr zonasında yerləşən Ladoqa gölünün minerallaşma dərəcəsi 40-60 mq/dm³, üstünlük təşkil edən ionlar HCO_3^- və Ca^{2+} -dur. Bu göl yerləşdiyi məkan üçün zonal xarakterlidir.

Əgər meşələr zonasında yerləşən kiçik və ya orta ölçülü hər hansı bir göl yüksək dərəcədə minerallaşmış yeraltı sular qəbul edərsə, o zaman göl suyunda şorlaşma artaraq 10-20 q/kq-a çata bilər. Üstünlük təşkil edən ionlar isə Cl^- və Na^+ olacaq. Bu tip göl yerləşdiyi məkan üçün azonal xarakterlidir.

Təbii suların kimyəvi tərkibini müəyyən bir sistemlə xarakterizə etmək üçün bir çox tədqiqatçılar (S.A.Şukarev, O.A.Al-

yokin, V.A.Aleksandrov, A.N.Pavlov və V.N.Şamyakin, N.İ.Tolstixin və d.) tərəfindən müxtəlif strukturlu təsnifatlar hazırlanmışdır. Tədqiqatçılar tərəfindən daha çox istifadə oları O.A.Alyokinin (1952-1970) təklif etdiyi təsnifatdır. Bu təsnifatda, bütün sular anionların miqdarına görə üç-hidrokarbonatlı ($\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$), sulfatlı (SO_4^{2-}) və xloridli (Cl^-) sinfə bölünür. Hər sinif kationların miqdarına görə üç-kalsiumlu (Ca^{2+}), maqneziumlu (Mg^{2+}) və natriumlu (Na^+) qrupa bölünürlər. Son mərhələdə, hər qrup ionların ekvivalent xüsusiyyətlərinə görə aşağıdakı dörd tipə ayrılır:



Bu təsnifatda qazlar, üzvi, biogen və digər maddələrin miqdarı nəzərə alınmur. Beləliklə, bütün sular kimyəvi tərkibinə görə 3 sinifə, 9 qrupa və 27 tipə bölünürlər. Tərkibindəki maddələrin nisbətində görə göl suları hidrokimyəvi komplekslər halında aşağıdakı beş qrupa (əsas ionlar, həll olmuş qazlar, biogenlər, üzvi maddələr və mikroelementlərə) ayrılırlar. Bu qrupların hər birinin özünəməxsus xassələrini nəzərdən keçirək.

I qrup - əsas ionlar olub suyun mineral və ion tərkibini təşkil edirlər. Bunlara, anionlardan: hidrokarbonat (HCO_3^-), karbonat (CO_3^{2-}), sulfat (SO_4^{2-}), xlorid (Cl^-) və kationlardan kalsium (Ca^{2+}), maqnezium (Mg^{2+}), natrium (Na^+) və kalium (K^+) ionları aiddir. Bu ionlar suların tərkibində çoxluq təşkil edir. Göl sularının minerallaşma dərəcəsi artdıqca ion tərkibində aşağıdakı qanunauyğunluqla dəyişir:

Anionlar $\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{Cl}^-$ istiqamətində;

Kationlar $Ca^2 \rightarrow Mg^2 \rightarrow Na +$ istiqamətində.

Minerallaşma dərəcəsi $500-1000 \text{ mq/dm}^3$ -ə kimi olan göl sularında adətən hidrokarbonat ionları, minerallaşma $\geq 1,0 \text{ q/kq}$ -dırsa sulfat ionları və $3,0-5,0 \text{ q/kq}$ olarsa, sutoplayıcı hövzənin litoloji tərkibindən asılı olaraq sulfat və ya xlorid ionları üstünlük təşkil edəcək.

Dünyanın bir sıra şirin və şor sulu göllərinin kimyəvi tərkibi müvafiq olaraq cədvəl 7.7 və 7.8-də göstərilir.

Gölün su kütləsi daim müxtəlif təsirlərə məruz qaldığından onun ion tərkibində zaman və məkanca dəyişir. Göldə və çalanın relyef baxımından fərqli hissələrində ion tərkibinin dəyişməsinə təsir edən əsas amillər aşağıdakılardır:

- çalanı təşkil edən süxurların geokimyəvi və litoloji tərkibi, çalanın morfoloji quruluşu, sadə və mürəkkəb relyefli quytulların olması;

- gölün su kütləsilə oraya daxil olan çay suları həcmi arasında olan fərq;

- gölə daxil olan çay sularının temperaturu, minerallaşma dərəcəsi və bu suların dərinliklər üzrə paylanması.

Gölün qida mənbələrinin çoxillik dövrdə dəyişməsi su kütləsindəki mineral maddələr miqdarının və ion tərkibinin transformasiyasına səbəb olur.

Göllərin minerallaşma dərəcəsi və kimyəvi tərkibin mövsümlər üzrə dəyişməsində belə bir qanunauyğunluq mövcuddur: səthi axım və atmosfer yağıntılarının bol olduğu dövrdə suyun minerallaşma dərəcəsi azalır, kimyəvi tərkib isə adətən dəyişmir, buxarlanma və gölə daxil olan yeraltı suların bol olduğu dövrdə isə suyun minerallaşma dərəcəsi qismən artır və bəzən kimyəvi tərkibində qısa müddətdə dəyişməsi baş verə bilər.

Cədvəl 7.7.

Şirin sulu göllərin kimyəvi xüsusiyyətləri, mq/dm³

N	Göl	Yerləşdiyi dövlət, məkan	Nümunə götürülən tarix	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl	İonların cəmi	Məlumatın mənbəyi
1	Oneqa	Rusiya	09.1935	5,4	1,6	1,5	20,4	1,3	1,5	31,7	I.V.Molçanov
2	Ladoqa	Rusiya		7,1	1,9	8,6	40,2	2,5	7,7	68,0	"
3	Baykal	Rusiya	08.1925	15,2	4,2	6,1	59,2	4,9	1,8	91,4	A.Q.Frank- Kameneta
4	Telesik	Rusiya		12,4	2,1	1,7	48,6	2,8	0,8	68,4	S.Q.Lepnyova
5	Miqıqan	ABS		26,2	8,3	4,7	53,3	7,1	2,7	107,3	I. Klark
6	Huron	Kanada, ABS		24,1	7,0	4,4	51,1	6,2	2,6	95,5	"
7	Cenevrə	İsveçrə, Fransa		42,3	3,4	4,2	51,4	40,5	0,8	142,6	"
8	Balaton	Macarıstan		45,3	65,7	48,2	197	110	15,2	481,4	"
9	Valday	Rusiya	08.1946	29,1	3,3	3,5	100,6	4,3	4,2	145,0	O.K.Sokolov
10	Maralgöl	Azərbaycan	08.1986	29,0	1,9	33,8	128,8	27,2	5,9	227,2	V.A.Məmmədov
11	Yaşınkul	Qırğızıstan	07.1966	15	1,9	14	41,4	19,8	0,45	92,6	A.M.Nikitin
12	Qlubokoye	Antraktida	12.1969	0,24	1,07	3,04	3,17	3,84	2,84	14,4	A.I.Orlov, N.A.Şmideberq
13	Edelveys	Antraktida	03.1970	2,81	1,22	15,7	12,2	13,0	9,57	54,3	I.M.Simonov
14	Çud	Rusiya, Estoniya	09.1934	23,9	5,2	11,5	102,8	4,0	5,2	162,6	A.A.Sokolov
15	Sonqköl	Qırğızıstan	08.1968	28	36	54	220	77	53	468	A.M.Nikitin

Cədvəl 7.8.

Şor sulu (rapalı) göllərin kimyəvi xüsusiyyətləri, q/kq

N	Göl	Yerləşdiyi dövlət, makan	Nümunə götürülən tarix	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^{+} + K^{+}$	HCO_3^{-}	SO_4^{2-}	Cl^{-}	İonların cəmi	Məlumatın mənbəyi
1	Böyük duzlu	ABŞ	08.1939	0,55	7,15	96,6	-	8,5	152,7	265,5	F.Klark
2	Ebeyti	Rusiya	08.1939	0,2	6,5	92,2	0,4	79,3	102,5	281,1	"
3	Luku San	Rumıniya		0,23	1,25	18,4	0,16	21,53	16,4	58,0	F.Klark
4	Acınohur	Azərbaycan	07.1988	0,77	0,61	12,8	0,17	8,93	20,8	44,1	V.A.Məmmədov
5	Böyük Şor	Azərbaycan	09.1990	0,12	0,56	30,5	3,34	4,13	41,9	80,5	"
6	Temengikası	Çili		0,03	1,73	108,6	6,2	26,5	143,9	286,9	F.Klark
7	Ölü dəniz	İzrail		9,09	25,52	25,94	-	0,49	126,5	192,1	"
8	Tuzkol	Qazaxıstan	08.1967	0,3	8,9	69,4	0,4	47,7	97,9	225,0	P.Filonets, T.Ömərov
9	Arıs	Qazaxıstan	06.1968	-	31,6	76,6	0,37	26,5	190,5	325,6	"
10	Karakol	Qazaxıstan	07.1964	0,3	20,2	81,3	1,2	84,5	121,4	308,7	"
11	Biesoyqan	Qazaxıstan	06.1966	0,1	31,4	78,6	0,96	38,3	185,3	335,8	"
12	Kokdombak	Qazaxıstan	07.1966	0,7	7,7	111,9	0,07	9,0	187,9	316,9	"
13	Qurlıgöl	Azərbaycan	07.2000	0,4	5,5	24,4	0,7	0,2	55,0	89,3	V.A.Məmmədov
14	Duzdağ- böyük	Azərbaycan	07.2000	23,6	0,34	124,4	-	0,3	231,4	380,0	"

II qrup - suda həll olmuş qazlardır. Qazlar su kütləsinə üç mənbədən daxil olur: atmosferdən-oksigen (O_2), azot (N_2), karbon (CO_2), arqon (Ar) və bir sıra ətalətli qazlar; biokimyəvi proseslər nəticəsində- metan (CH_4), hidrogensulfid (H_2S), azot (N_2), hidrogen (H_2) və s.; yeraltı sularla və mantiyadan daxil olan qazlara-karbon birləşmələri, metan, hidrogensulfid, ammonium və s. aiddir. Su kütləsindəki bioloji proseslərin inkişafı üçün daha əhəmiyyətli həll olmuş oksigen və karbondur. Axarlı və səthi küləklər üçün açıq olan göllərdə oksigenin miqdarı həmişə yüksək olur. Ümumən suda həll olmuş oksigenin miqdarı 0-14 (çox vaxt 5-10) mq/dm³ arasında dəyişir.

Su kütləsində oksigenin miqdarı gündüzlər artır, gecə isə azalır. Nisbətən dayaz göllərdə oksigenin miqdarının sutkalıq tərəddüdü hidrofitoranın fotosintez prosesi və temperaturun gecə ilə gündüz arasındakı fərqindən əmələ gələn sirkulyasiyadan asılıdır. Fotosintez zamanı ayrılan oksigenin miqdarı, onun diffuziya yolu ilə atmosfərə və su kütləsinə dağılma intensivliyindən artıqdır. Su kütləsindəki oksigen əsasən biokimyəvi proseslər zamanı üzvi maddələrin parçalanıb-çürüməsinə və üzvi birləşmələrin oksidləşməsinə sərf olunur. Oksidləşmənin kəmiyyəti milliqram oksigen dm³-lə (mq O_2 /dm³) ifadə olunur. Oksidləşmə miqdarının artması hidrobionatların inkişafına mənfi təsir edir. Ümumiyyətlə, həll olmuş oksigenlə kifayət dərəcədə doymuş su keyfiyyətli sayılır.

Karbon qazı su kütləsində canlıların nəfəsi zamanı və xüsusəndə aşağı qatlarda üzvi maddələrin oksidləşməsilə yaranaraq fotosintez zamanı bitkilər tərəfindən udulur. Əgər, su kütləsində həll olmuş karbonun miqdarı azlıq edərsə o, atmosferdən udulur və əksinə.

Qış mövsümündə, gölün üstü buzla örtülü dövrdə həll olmuş oksigenin miqdarı dərinliyə doğru azalır, suda toplanmış karbon qazı isə atmosfərə keçə bilmədiyindən miqdarı artır. Kar-

bon qazının sudakı miqdarı adətən $20-30 \text{ mq/dm}^3$ -dən artıq olmur və bu qazın artması su kütləsinin üzvi maddələrlə çirkənməsini bildirir.

Su dövrünü zəif olan bəzi göllərin dərin hissələrində hidrogensulfid (H_2S) qazının əmələ gəlməsi zülal maddələrin parçalanıb-çürüməsi və anaerob proseslərin (yəni, oksigensiz mühitdə inkişaf edən bakteriyaların) intensivliyi ilə əlaqədardır. Xarab olmuş - lax yumurta qoxusunu xatırladan H_2S qazının sudakı az miqdarı belə orqanizmlərə zəhərləyici təsir edir. Məsələn, Kürəkçay hövzəsindəki Göygöldə $25-30 \text{ m}$ dərinlikdən sonra oksigenin miqdarı kəskin azalır, hidrogen-sulfid qazı isə çoxalır.

Biokimyəvi proseslər nəticəsində mikroorqanizmlərin dib çöküntülərində əmələ gətirdiyi qazların əsasını metan (CH_4) təşkil edir. Bəzən, bataqlıq qazı adlanır.

III qrupa - biogen elementlər olan azot, fosfor, silisium və qisməndə dəmir birləşmələri aid edilir. (NO_3^- -nitrat ionları, NO_2^- -nitrit ionları, NH_4^+ -ammonium ionları, H_3PO_4^- ; H_4SiO_4^- və s.). Bu element və birləşmələrin suda artıb-azalması bir çox bioloji proseslərin intensivləşməsinə və ya ləngiməsinə səbəb olur. Fotosintez prosesinin minimuma endiyi qış dövründə biogen elementlərin əksərinin su kütləsindəki miqdarı artaraq, vegetasiya dövründə azalır.

Fosfor birləşmələri su kütləsində həm üzvi (orqanizm qalıqları) və həm də qeyri üzvi (asılı vəziyyətdə olan apatit, fosforit və s.) vəziyyətdə mövcud ola bilər. Su bitkiləri, fitoplankton və fitobentosun inkişafı fosforun su kütləsindəki miqdarını daim azaltsada, müəyyən dövrdən sonra onların qalıqları vəziyyətində fosfor yenidən su kütləsinə qaydır. Su kütləsində fosfor və azotun artımı gölün eutroflaşma istiqamətində inkişafını bildirir.

Azot birləşmələri su kütləsində həm üzvi (orqanizm toxumalarında zülallar və onların parçalanma məhsulları kimi, asılı, kolloid və həll olmuş molekullar vəziyyətində) və həm də qeyri üzvi (ammonium, nitrit və nitrat ionları) vəziyyətində ola bilər. Azot-məhv olmuş orqanizmlərdən zülal maddələrin bakteriyalar tərəfindən parçalanması zamanı ammonium ionları (NH_4) vəziyyətində ayrılıb, oksigenlə zəngin olan su qatında bakteriyalar tərəfindən oksidləşməyə məruz qalaraq əvvəlcə nitritləşmə (NO_2) və sonra isə nitratlaşma (NO_3) prosesi keçir. Son mərhələdə bu qeyri üzvi birləşmələr yenidən bitki və orqanizmlər tərəfindən mənimsənilir. Azotun su kütləsindəki miqdarı ilin soyuq dövründə artır, isti dövrdə isə azalır.

Silisiyum (Si) litosferdə ən çox yayılmış kimyəvi elementlərdən biri olsada, həll olma qabiliyyəti zəif olduğundan digər su mənbələri kimi göllərdə də onun miqdarı azdır və adətən 2-25 mq/dm³ arasında təbəddüd edir. Silisiyumun su kütləsindəki miqdarına minerallaşma, pH və ion tərkib müəyyən təsir edir.

Səth suları və digər mənbələrdən gölə daxil olan dəmir birləşmələri bir çox biokimyəvi proseslərdə iştirak edir. Dib çöküntülərindəki dəmirin həll olaraq su kütləsinə qarışması FeCO_3 tərəfindən tənzimlənir. Dəmir çöküntülərinin (konkresiyalarının) yaranmasında humin maddələrin və xüsusəndə dəmir formalaşdıran bakteriyaların *leptothrix ochracea*, *spirophyllum ferrudineum* rolu böyükdür. Dəmir birləşmələrinin nisbətən çox olduğu sularda qonur-qəhvəyi rəng çalarları üstünlük təşkil edir.

Göllərdə maqnezium az miqdarda, asılı və həll olmuş vəziyyətdə bir çox biokimyəvi proseslərdə iştirak edir. Maqneziumun su kütləsindəki dövrəni müəyyən dərəcə dəmiri xatırladır.

Biogen elementlərin miqdarı, il ərzində paylanması, dövrəni və tənzimlənməsi gölə daxil olan biogen maddələrin miqdarından, su kütləsində baş verən fotosintez prosesinin inten-

sivliyindən və üzvi maddələrin çürüyüb parçalanması ilə əlaqədar olub zamanla dəyişir. Temperatur stratifikasiyasının aktiv olduğu yay və qisməndə qış dövrlərində biogen maddələrin dərinlik üzrə miqdarı dəyişsədə, yaz və payız sirkulyasiyası dövründə nisbətən bərabərləşir.

Evtrof göllərdə biogenlərin fəsillər üzrə tərəddüdü nisbətən yüksək kəmiyyətlərə malik olsada, oliqotrof və distrof göllərdə onlar əsasən kiçik kəmiyyətlərə malikdirlər.

Göldə baş verən mürəkkəb xarakterli biokimyəvi proseslər zamanı bəzi biogen və üzvi maddələrin dibə çökməsi müşahidə olunur. Məsələn, Ladoqa gölünün dibinə hər il 60 000 ton silişium, 22 000 ton dəmir və 400 tona yaxın fosfor birləşmələri toplanır (S.V.Kalesnik, 1968).

Biogen və üzvi maddələrin göldəki dövrünü mürəkkəb biokimyəvi proseslərlə tənzimlənir.

IV qrup - üzvi maddələrdir. Göl sularındakı üzvi maddələrin əmələ gəlməsi, miqdarı və dövrünün tədqiqi nisbətən mürəkkəb biokimyəvi işlər tələb etdiyindən onlar, əsas ionlar və qazlarla müqayisədə zəif öyrənilmişdir. Üzvi maddələr allaxton və avtoxton mənşəli olub su kütləsində kolloid, məhlullar və asılı vəziyyətdə ola bilər. Allaxton mənşəli üzvi maddələrə sənaye və məişətin çirkab suları, meşə torpaqları üstündəki çürüntülər, bitki qalıqları, torpaqların yuyulması zamanı axıdılan humus maddələri və s., avtoxton mənşəliyə isə gölün özündə əmələ gəlib-məhv olan bitki və orqanizmlər, müxtəlif turşular, spirtlər, protein və s. aid edilir. Əgər gölün sutoplayıcı hövzəsi çox bataqlıqlaşmışsa o zaman allaxton mənşəli üzvi maddələrin miqdarı göldə əmələ gələn avtoxton üzvi maddələrdən artıq olacaq.

V qrup - mikroelementlərdir. Göl sularının kimyəvi xüsusiyyətlərini xarakterizə edən amillərdən biridə orada müxtəlif mikroelementlərin olmasıdır. Yuxarıda qeyd etdiyimiz dörd

qrup hidrokimyəvi kompleksə daxil olmayan və kimyəvi elementlərin dövrü cədvəlindəki digər elementlərin böyük əksəri mikroelementləri təşkil edir. Bunlara ağır metallar – Cu^{2+} , Ag^+ , Au^+ , Pb^{2+} , Fe^{2+} , Ni^{2+} , Co^{2+} , V^{5+} , Mo^{2+} , Ti^{4+} , Bi^{3+} və s., izotop vəziyyətində olan radioaktiv elementlərdən U^{238} , R^{226} , K^{40} , Rb^{87} , Zr^{95} , Sn^{124} və s. aiddir. Göl və su anbarlarının su kütləsində mikroelementlərin miqdarı çox az olub mikroqramla (mkq/dm^3) ifadə olunur. Hidrobiontların tərkib hissəsini təşkil edən mikroelementlərə yod, mis, kobalt, sink, flor, dəmir, maqnezium və s. aiddir. Bunlar həm də insan üçün əvəzolunmaz mikroelementlərdir. Şor sulu və ya çirklənməyə məruz qalmış göllərlə müqayisədə şirin sulu göllərdə mikroelementlərin miqdarı nisbətən azdır.

Göllərin qaz rejiminin və mineral tərkibinin formalaşmasında hidrogen ionlarının (pH) rolu böyükdür. Aktiv reaksiyaya malik olan pH karbon qazının sudakı miqdarı ilə sıx əlaqəlidir. Belə ki, dərinliyə doğru karbon qazı artdıqca pH və oksigenin miqdarı azalır. Fotosintez prosesinin intensivləşdiyi dövrdə pH-in göstəricisi artır. Su kütləsinin temperaturu dəyişdikcə pH tez bir zamanda dəyişir. Şirin sulu göllərdə pH əsasən 6,8-8,5 arasında tərəddüd edir, şor sulu göllərdə isə bu rəqəm kəskin dəyişir. Əgər $\text{pH}=7,0$ olarsa, o sular neytral sayılır, $\text{pH}<7,0$ olarsa su turşudur və $\text{pH}>7,0$ olarsa deməli suda qələvilik yüksəkdir. Şor sulu göllərdə qələvilik adətən yüksək olur. Bataqlıqların çox inkişaf etdiyi ərazilərdəki göllərin suyu turş olur. Su kütləsində pH-in azalması hidrobiontların inkişafını ləngidir, $\text{pH}<6,0$ və $\text{pH}>8,5$ olarsa, bəzi balıq növlərinin məhvina səbəb ola bilər. Suların metal və betona qarşı aqressivliyi (yəni, onların dağıdılıb korroziyaya uğraması) həll olmuş duzlar və qazlarla yanaşı pH-in sudakı miqdarından da asılıdır.

Suyun keyfiyyətini pisləşdirərək onu codlaşdıran ionlara Ca və Mg aiddir. Cod sulara xörək yaxşı bişmir, paltar yuyulan

zaman sabun zəif köpüklənir, parçanın keyfiyyətini pisləşdirir. Belə xassələrin olmaması üçün su yumşaq olmalıdır. Təbii sular codluğun miqdarına görə aşağıdakı qruplara bölünürlər: yumşaq ≤ 4 mq·ekv/dm³, mülayim-cod $< 4-8$ mq·ekv/dm³, cod $< 8-12$ mq·ekv/dm³ və çox cod sular > 12 mq·ekv/dm³.

7.6.2. Optik xüsusiyyətlər

Göl və su anbarlarının optik xüsusiyyətlərinə əsasən su kütləsinin şəffaflığı və rəngi aiddir. Suyun şəffaflığı və rəngi həll olmuş kimyəvi, üzvi və biogen elementlərin miqdarından və tərkibindən, suyun lillik dərəcəsindən və günəşin səmadakı vəziyyətindən asılı olaraq dəyişir. Gölün işıqlanma dərəcəsi [coul(sm²·lyuks)] özünü su kütləsinin rəngində göstərir. Göl səthinə çatan günəş şüalarının bir hissəsi əks olunur, digər hissəsi isə suya keçərək orada sınır və udulur. *Suyun şəffaflığı* - işıq şüalarını suyun dərinliyə keçirə bilmə xüsusiyyəti olub, şəffaflıq əmsalı və nisbi şəffaflıqla xarakterizə olunur. *Şəffaflıq əmsalı* - destilə olunmuş suda istiqamətini dəyişmədən 1,0 m məsafəni qət edə bilən şüa toplusunun, həmin məsafəni (göl suyunda) qət edə bilməyən paralel şüa toplusuna olan nisbətidir. 0-1 arasında tərəddüd edən bu əmsalla polixromotik (ağ) və monoxromotik (spektrin müəyyən hissələrinə aid edilən) işıq axınları təyin edilir. Şəffaflığı spektrofotometrlə, fotokolorimetrlə, spektrohidro-nefelometrlə və s. cihazlarla su kütləsinin bütün təbəqələri üçün təyin etmək olar. *Nisbi şəffaflıq* - görünmə dərinliyi olub iki üsulla təyin edilə bilər: a) ağ rəngli sekki diskinin görünmə sərhəddi kimi; b) götürülmüş su numunəsinin laboratoriya şəraitində standart şriftin görülmə seçilməsi ilə.

Diametri 30 sm olan (ağ rəngli və ya ağ-qara zolaqlı) Sekki diski qayıq və ya gəminin kölgə hissəsindən suya salınarkən hansı dərinlikdə gözdən itib görünməz olarsa, o keçid hissə suyun şəffaflıq dərinliyi sayılır. Göllərdə suyun nisbi şəffaflığı

bir neçə sm-dən bir neçə metrə kimi dəyişə bilər və ilin mövsümlərindən asılı olaraq sahilədən mərkəzə doğru artır.

Şəffaflıq: Baykal gölündə 40 m-ə yaxın, İssık Kulda 20m, Cenevrədə 19m, Göygöldə 11m, Göyçədə 9m, Oneqada 7m və müxtəlif illərdə Avropa və Şimali Amerikanın 3000-dən artıq gölündə aparılmış ölçü işlərinin nəticəsi (S.P.Kitayev, 1984) göstərir ki, şəffaflığın orta kəmiyyəti 3,4 m-dir.

Suyun rəngi –ışıq şüalarının suya daxil olaraq udulan və oradan əks olub dağılan şüaların rəngi Sekki diski və Forel – Ule rəng şkalasının köməyi ilə nisbi olaraq gözlə təyin edilir. Rəng şkalası tünd boz rəngdən (I) başlamış, yaşıl, sarı-boz və qəhvəyi rəngə (XXI) kimi müxtəlif çalarlı (hər iki tərəfi bağlı kolbada yerləşən) maye rəng nümunələrindən ibarətdir.

Gölün suyu şəffaf olduqca rəngi göy çalarlı olur, çünki qısa dalğalı göy şüalar suyun daha dərin qatlarına keçə bilər. Bu şüaların bir hissəsi su molekulları tərəfindən səpələnərək geriə, atmosfərə əks olunur və suya göy-mavi rəng çaları verir. Suyun göy və ya mavi rəngdə olması orada üzvi maddələrin və asılı hissəciklərin azlığını bildirir.

Suyun göy-yaşıl yosunlarla “çiçəkləndiyi” dövrdə rəngi-firuzəyi; diatom yosunları-sarımtıl; Dunaliella salina, Englena rubra, Haematococcus pluvialis və s. bakteriyalar isə qırmızı çalarlı rənglər verir. Fitoplanktonun aktiv inkişafı dövründə şəffaflıq azalır və su orqanizmlərinin rəngindən asılı olaraq göldə müxtəlif rənglər əmələ gələ bilər. Məsələn, ilin isti dövründə bir çox rapalı göllərin, o cümlədən Abşeron yarımadasında yerləşən Masazır, Mirzələdi, Qırmızı və s. göllərin rəngi çəhrayı-qırmızı çalarlı olur. Humin maddələrlə zəngin olan torflu sular göldə sarımtıl-qəhvəyi rəngi artırır.

Suyun rənglik dərəcəsi: nisbi olaraq platin – kobalt (Pt-Co) şkalası ilə kolorimetrik üsulla təyin edilir. Filtrdən keçirilmiş su nümunəsi, xüsusi mineral duzlardan hazırlanmış rəngli

məhlul nümunələri ilə müqayisə edilir və müvafiq dərəcə ilə ifadə olunur. Suyun rənglik dərəcəsi sıfırdan bir neçə yüzə kimi ol bilər. Rənglik dərəcəsi "0" olan suda sarı və qəhvəyi rəng çalarları olmur, dərəcə artdıqca boz-qəhvəyi rənglər üstünlük təşkil edir. Optik xüsusiyyətlər həm də göl və su anbarlarının trofik statusunu müəyyən edir.

7.6.3. Bioloji xüsusiyyətlər və trofik status

Planetimizdə olan su hövzələrinin demək olar ki, hamısı müxtəlif bitki və heyvanlarla məskunlaşmışdır. Canlıların su kütləsində olmaması çox nadir, anomal hallarda müşahidə oluna bilər. Suda ömür sürən bitki və heyvanlar *hidrobiont* adlanır. Hidrobiontlar göl və su anbarlarında tutduğu mövqe və yaşayış tərzilə su kütləsinin keyfiyyət göstəricilərinə və qisməndə rejiminə müəyyən təsir edirlər. Digər tərəfdən, onların miqdarı, kütləsi və növ müxtəlifliyi göl və su anbarının fiziki-kimyəvi xüsusiyyətlərindən asılı olub, zonal və azonal təsirlərlə formalaşır. Məsələn, suyun temperaturu 20-25 °C-yə kimi artarsa bu mühit bəzi hidrobiontların inkişafına yaxşı təsir edəcək, temperatur 30 °C olarsa bəzilərinin inkişafı məhdudlaşır. Qütb ərazilərdən mülayim və tropik zonalara doğru endikcə suda yaşayan orqanizmlərin müxtəlifliyi artır, amma miqdarı çox zaman azalır və bəzi növlər müəyyən dəyişmələrə məruz qalır.

Orqanizmlər və onları əhatə edən mühit arasındakı qarşılıqlı əlaqəsini *ekologiya* elmi tədqiq edir. İnsan, öz təsərrüfat fəaliyyəti ilə ətraf mühiti süni sürətdə yükləndirərək ona müəyyən təsir edir və bu təsirin artması ekoloji tarazlığın pozulmasına səbəb olur. Müxtəlif landşaftlarda yerləşən göl və su anbarlarının və həm də onların fərqli hissələrində formalaşan bioloji aləm eyni deyildir. Bioloji qrupların əmələ gəlməsi və inkişafı üçün müəyyən şərait olmalıdır. Orqanizmlərin yaşayıb həyat

sürdüüyü yer *biotop* (bios-həyat, topos-məkan) adlanır. Biotopda o şəraitə daha çox uyğunlaşan bitki və heyvanlar, göbələk və mikroorqanizm aləminin məcmuyu-*biosenoz* (bios-həyat, koinos-ümumi) adlanır. Biotopun dəyişməsilə biosenoz yox olur. Hər bir biosenoz yerləşdiyi biotopla vəhdətdə olub müəyyən ekosistem və ya *biogeosenoz* əmələ gətirir. Biogeosenoz, canlı və cansız təbiətin təsirinə daim məruz qalır. Bu təsirlərə dözərək, müxtəlif şəraitdə, geniş diapozonda, yaşaya bilən orqanizmlər-evribiontlar, mühitin təsirini məhdud dərəcədə qəbul edərək, nisbətən sakit şəraitdə, dar çərçivədə yaşayanlar isə *-stenobiontlar* adlanır. Biotop geniş məfhum olduğundan, daha konkret olaraq su hövzələrinin çalasının dib hissəsi *bental*, su qatları isə *pelagial* adlanır.

Yaşayış tərzinə və biotopda tutduqları yerə görə orqanizmlər müəyyən qruplar əmələ gətirir:

Bentos (bentos-dərinlik) - su hövzələrinin dibində ömür sürən orqanizmlərdir. Bunlar da öz növbələrində *fitobentos* və *zoobentosa* ayrılaraq, ölçülərinə görə *makro*, *mezo* və *mikro* bentosdan ibarətdirlər. Bir sıra xərçənglər, molyuskalar, qurdlar, bəzi bitki növləri, ümumiyyətlə ömrünü ancaq dib çöküntülərinin üstündə və ya içində keçirənlər bunlara aid edilir.

Plankton –su qatlarında yaşayaraq, su axınına qarşı aktiv hərəkət etməyən orqanizmlərdir. Əsasən mikroskopik və ya çox kiçik ölçülərə malik olub, sudaki dinamik hərəkətlərə müqavimət göstərə bilməyərək axınlarla yerlərini dəyişirlər. Planktonlar üç əsas ekoloji qrupa bölünürlər: *fitoplankton* (bitkilərdən təşkil olunmuşlar) - su yosunları və s.; *zooplankton* (su heyvanları)- infuzorlar, rotatorilər, saxəbiğciqlı və kürəka yaqlı xərçənglər və s.; *bakterioplanktonlar* –bakterialardan ibarətdir. Digər ekoloji qruplardan fərqli olaraq, fitoplankton suda həll olmuş qeyri üzvi birləşmələr və biogen elementlərin molekullarını udaraq işıqda, öz bədəninin üzvi kütləsini yara-

dan yeganə orqanizmlərdir. Fitoplankton su kütləsini daim oksigenlə zənginləşdirir. Günəş radiadiyası, suyun temperaturu və qida maddələrinin su kütləsində artması ilə fitoplanktonun miqdarı artır. Fitoplankton intensiv inkişaf edərək, biokütləsi $\geq 5-6 \text{ q/m}^3$ olarsa, bu zaman gölün eutroflaşmasına ilkin şərait yaranmış olur. Zooplanktonun artması isə fitoplanktonun azalmasına səbəb olur.

Nekton – su qatlarında suyun axınına qarşı aktiv hərəkət edə bilən canlılardır. Bunlara: balıqlar, məməlilər, ali xərçənglər və s. aiddir.

Su kütləsinin səthində (səth ilə atmosfer sərhədində) yaşayanlar *neyston* orqanizmlər adlanır. Bunlara: həşəratlar və onların sürfələri, bəzi yosunlar aid edilir.

Perifiton - sudakı cisim (daş, taxta, körpü dirəkləri, gəminin gövdəsi) və canlıların üzərində yaşayan bitki və heyvan orqanizmləridir. Bunlara: yosunlar, göbələklər, ibtidailər, bri-zoylar, qurdlar, molyuskalar və s. aiddir.

Hidrobiontların qidalanma xüsusiyyəti enerji və maddələr mübadiləsilə əlaqədardır ki, bu nöqteyi nəzərdən onlar üç qrupa bölünürlər:

1. Prodüsentlər-mineral maddələrdən üzvi birləşmələr əmələ gətirənlərdir. Avtotrof qidalanan orqanizmlər (bitki və qismən bakterialar) digər qrupların əsas yem bazasını təşkil edirlər.

2. Redusentlər (bərpa edənlər) – çürüməkdə olan orqanizm və maddələri parçalayanlardır. İnkişafını və maddələr mübadiləsinə təmin etmək üçün lazım olan qidaları çürüməkdə olan orqanizmlərdən mənimsəyirlər. Redusentlər (bakterialar, aktinomisetlər, göbələklər və s.) – produsentlərin inkişafı üçün lazım olan fosfor, azot və digər duzları bərpa edirlər.

3. Konsumentlər (yeyənlər, sərf edənlər)- bitkilərlə, heyvanlarla və onların qalıqları ilə qidalananlardır. Bunlara *heterotrof* orqanizmlər də deyilir. Balıqlar, xərçəngbənzərlər, molyus-

klar və digər su canlıları misal ola bilər.

Bioloji proseslərin inkişafında enerji və maddələr mübadiləsinin rolu böyükdür. Hidrobionatlar, bu proseslər zamanı dib çöküntüləri və su kütləsilə təmasda olub həll olmuş qazlar və qeyri üzvi maddələrdən (çürümə, parçalanma və yenidən bərpa olunmaqla) üzvi birləşmələr əmələ gətirirlər. Yəni, məhv olan hidrobiontlar (detrit) asılı və həll olmuş üzvi maddə vəziyyətində çalının dibinə çökərək redusentlər tərəfindən parçalanıb mineral maddələrə çevrilir. Bu qeyri üzvi maddələr isə prodüsentlər tərəfindən yenidən üzvi birləşmələrə çevrilərək maddələr dövrəsinə qaydır. Gölün rejimi, oradakı orqanizmlərin müxtəlifliyi və inkişaf səviyyəsindən asılı olaraq, bəzi üzvi maddələr ümumi maddələr mübadiləsindən ayrılaraq çalının dibində toplanırlar. Daim bir-birindən asılı vəziyyətdə, vəhdətdə olan hidrobiontların miqdarının və növlərinin artıb-azalması yem ehtiyatlarından asılı olub, adətən zəncirvari şəkildə inkişaf edir. Bu dəyişmə, məkan və zamanca müxtəlif olub çalının morfometrik ölçüləri, hidroloji və hidrobioloji rejim elementlərinin mövsümi və çoxillik xüsusiyyətləri ilə əlaqədardır.

Göl və su anbarlarında bioloji proseslərin intensivliyini müəyyən etmək üçün onların biokütləsi və bioməhsuldarlığı müəyyən olunur. *Bioloji kütlə*-fərdlərin (orqanizmlərin) vahid sahə (q/m^2 - kq/ha) və ya həcmindəki (q/m^3) kütləsidir. Biokütləni bütün göl üçün və ya oradakı ayrı-ayrı fərdlər və qruplar üçün təyin etmək olar. Məsələn zooplanktonun Mingəçevir su anbarında ümumi biokütləsi $1,5 q/m^3$, Ladoqa gölündə $0,5-0,6 q/m^3$, Xəzər dənizində isə $1,5 mq/m^3$ -dir. Göldəki biokütlənin artımı oradakı orqanizmlərin çoxalmasını; azalması isə - məhvini və ya müəyyən hissəsinin göldən kənar olmasını bildirir.

Bioloji məhsuldarlıq - gölün əmələ gətirdiyi canlı orqanizmlər olub, biokütlənin müəyyən dövr ərzində artımını xarakterizə edir. Məsələn, respublikamızın aran zonasındakı bəzi

göllərin balıq məhsuldarlığı 1910-20-ci illərdə >100 kq/ha, 1970-ci illərin əvvəllərində ~ 20 kq/ha olmuşdur. Gölün balıq məhsuldarlığı 30-60 kq/ha olarsa bu qənaətbəxş sayılır. Gölün bioloji məhsuldarlığı təbii və antropogen təsirlərə məruz qalaraq dövr üzrə dəyişir. Balıq məhsuldarlığını artırmaq məqsədilə balıq meliorasiya və bəzi mühəndisi hidrobioloji tədbirlər həyata keçirilir. Nisbətən çox təsadüf olan və məişətdə geniş istifadə olunan göl balıqları aşağıdakılardır: çapaq, sıf, alabalıq, durnabalığı, xanı, dabanbalığı, karp, naxa, çəki və s. su anbarlarından ovlanan balığın miqdarı müxtəlif olub soyuq sulu anbarlarda 0,5-1,0 kq/ha, Asiya və Afrikanın bəzi isti sulu anbarlarında isə 50-100 kq/ha təşkil edir. Balıqların əsas qidasını makrofitlər, fito və zooplankton, bentosda ömür sürən orqanizmlər və müxtəlif xırda canlılar təşkil edir.

Göl və su anbarlarında bir-birindən fərqli biotoplar formalaşdığından fitosenozda hər il formalaşan biokütlənin həcmi 1000 tonlarla ölçülür. Məsələn, Rusiya Federasiyasındakı Kremençuk su anbarının sahəsi 225,2 min ha olub, bunun 15,4 min ha səthini su bitkiləri təşkil edir. Bu bitkilərdəki üzvi maddələrin həcmi 100 min tondur. Ukrayna Respublikasındakı Kiyev su anbarının sahəsi 92,2 min ha olub, bunun təxminən 30%-ni su bitkiləri təşkil edir. Bitkilərdəki üzvi maddələrin həcmi 40 min tondur.

Su bitkilərinin normal inkişafı üçün oksigen, karbon, azot və fosforun kifayət qədər olması labüddür. Bu elementlərdən birinin azlığı su bitkilərinin inkişafını müəyyən dərəcə məhdudlaşdırır. Göl səthinin $\geq 10\%$ -i su bitkilərilə örtülərsə onların oradan təmizlənərək azaldılması məsləhət görülür. Su bitkilərinin göldən kənar edilməsilə onlar həm mal-qara üçün yem kimi istifadə edilə bilər və həm də bitkilərdə toplanmış böyük miqdarda biogen və üzvi maddələr göldəki maddələr mübadiləsindən çıxarılmış olur.

Su bitkiləri yerləşmə biotoplarından asılı olaraq, özünə-məxsus müxtəlif assosiasiya yaradırlar. Göl və su anbarlarında daha çox təsadüf olunan bitkilər aşağıdakılardır:

Ali su bitkilərindən – adi qamış – *Phragmites communis*, göl qamışı – *Scirpus lacustris*, müxtəlif cillər-*Carex acuta*, *C.aguatilis*, *C.rostrata*, *C.vesicaria*; tarla otu- *Agrostis stolonifera*; üzən şirin tum-*Glyceria fluitans*; iri şirin tum-*G.maxima*; bataqlıq cığı-*Eleocharis palustris*; daryarpaq ciyən-*Tupha angustifolia*; enliyarpaq ciyən-*T.latifolia*; adi oxyarpaq-*Sagittaria sagittifolia*; adi qurbağa otu-*sparganium simplex*; su üzükotu-*Oenanthe aguatica*; qatırquyruğu-*Eguisetum fluviatile* və s.;

Yarpaqları su səthində üzən bitkilərdən – qırxbuğum – *Polygonum amphitium*; ağ su zambağı – *Nimphaea alba*; sarı su zambağı – *Nuphar lutea*; üzən su çiçəyi-*Potamogeton natans*; müxtəlifyarpaq su çiçəyi- *P.heterophyllus*; su fındığı – *Trapa natans* və s. ;

Suya yarıbatmış bitkilərdən–sünbüllü sulələyi –*Myriophyllum spicatum*; dəstəvari sulələyi –*Myriophyllum verticillatum*; tündyaşıl buynuzyarpaq –*Ceratophyllum demersum*; su qaymaqçiçəyi –*Ranunculus*, və s;

Suda sərbəst üzən bitkilər- üzən salvina –*Salvinia natans*; adi üzgəcotu –*Spirodela polyrrhiza*; xırda su gülü –*lemna minor*; suboyar – *Hydrocharis morsus ranae*; sünbülçiçək – *Eichhornia crassipes* və s.

Suda sərbəst üzən salvina (*salvinia auriculata*) və sünbülçiçək (*eichhornia crassipes*) tropik ərazilərin göl və su anbarlarında yaxşı inkişaf edərək adalar yaradırlar ki, orada fitokütlənin miqdarı çox yüksək olub 50-60 ton/ha təşkil edə bilər. Sünbülçiçəyin sıx topladığı sahədə fotosintez məhdudlaşır, oksigen və zooplankton minimuma enir. Hidrobiontlar qidalanma və ərazidə paylanma xüsusiyyətlərinə görə A.Tineman və E.Nauman tərəfindən üç əsas qrupa bölünürlər. Bu təsnifa-

tın əsasını hidrobiontların qidalanma şəraiti –*trofluq* (trophos-qida) təşkil etdiyindən bütün göllər *oliotrof* (oligos-az), *evtrof* (eu-çox) və *distrof* (dis-çatışmayan) su hövzələrinə ayrılır.

Oliotrof göllərdə biogen elementlər, qida az olduğundan canlılar aləmi zəif inkişaf etmişdir. Adətən dərin olan bu göllərin suyu nisbətən sərin, şəffaf və rəngində yaşıl-göy çalarlar üstündür. Oksigenlə kifayət qədər təmin olunduğundan üzvi birləşmələr tez bir zamanda parçalanaraq mineralaşır, bunun nəticəsi olaraq dib çöküntülərində mineral maddələrin miqdarı üzvi maddələrdən artıqdır. Litoral zona zəif inkişaf etmişdir. Digər göl qruplarına nisbətən burada maddələr mübadiləsi tam dövrən üzrə keçir. Hövzəsi kristallik süxurlar üzərində və ya dağlıq ərazilərdə yerləşən bir çox göllər (Maralgöl, Oneqa, Kosoqol, Baykal, İssikul və s.) misal ola bilər.

Evtrof göllərdə biogen elementlər (xüsusən fosfor və azot birləşmələri) və üzvi maddələrin miqdarı yüksək olur. Adətən orta dərinlikli, litoral zonası yaxşı inkişaf etmiş, ilin isti dövründə suyu kifayət qədər isinən, şəffaflığı nisbətən az, rəngində sarı-boz çalarlar üstünlük təşkil edən göllərdir. Fitoplankton və makrofitlər yaxşı inkişaf etmişlər, detritlərin miqdarı çoxdur. Maddələr mübadiləsinin dövrənı tam başa çatmadığından dib çöküntüləri üzvi maddələrlə zəngindir. Bu qrup göllər əsasən meşə və meşə-çöl zonalarında üstünlük təşkil edir.

Oliotrof və evtrof qruplar arasında keçid təşkil edən *mezo-trof* qrup da mövcuddur.

Distrof, bəzən hipertrof da adlanan bu göllərdə qida maddələri yox dərəcəsidədir. Üzvi maddələrdən ancaq humin turşuları üstünlük təşkil edir ki, bu da hidrobiontların məhvinə səbəb olur. Buna görə də, bu tip göllərdə canlılar aləmi çox zəifdir, bir çoxlarında hətta balıq da yoxdur. Hövzələrində bataqlıq landşaftları inkişaf etdiyindən suları turşudur $\text{pH} < 7$. Fitoplankton və makrofitlər zəif inkişaf etmişdir. Çox zaman

dayaz, zəif axarlı, şəffaflığı az, rəngi boz-qonur çalarlı, dibində torflu lil toplanan bu göllərdə oksigen çatışmazlığı müşahidə olunur, çünki göldəki oksigen əsasən humin maddələrin oksidləşməsinə sərf olunur. Belə göllər bataqlıqların geniş yayıldığı ərazilər üçün səciyyəvidir.

Göllərin ayrı-ayrı trofluq xüsusiyyətlərinin konkret kəmiyyətləri dəqiq olmasada, bir çox tədqiqatçılar tərəfindən su kütləsindəki xlorofilin miqdarına görə nisbi olaraq qruplaşması belə qiymətləndirilir: oliqotrof göldə 0,0-6,0; mezotrofta 1,0-14,0; evtrofta 5,0-14,0; distrofta isə $>14,0 \text{ mkq/dm}^3$ -dir.

Göllərin təbii vəziyyətdə, geoloji dövr ərzində dəyişərək bir qrupdan (tipdən) digərinə keçməsi, yəni “qocalması” aşağıdakı sxem üzrədir:

oliqotrof → mezotrof → evtrof → distrof → bataqlıq

Kimyəvi element və ya üzvi birləşmələr vəziyyətində gölə daxil olan biogenlərin miqdarı, göldən çıxanların miqdarından həmişə artıq olduğundan zaman keçdikcə göl çalasında onların toplanması baş verir. Çalanın dibindəki çöküntülərin qalınlığı artdıqca göl dayazlaşır, su bitkiləri litoralından gölün mərkəzinə doğru inkişaf edir. Göldə maddələr və enerji mübadiləsinin müəyyən dərəcə dəyişməsi onun oliqotrof tipdən mezotrof tipə keçməsinə səbəb olur.

Evtroflaşmaya məruz qalmış hər hansı bir göldə makrofitlərin külli miqdarda artması ilə çimərliklərin yararsızlaşması, qayıqla gəzinti, su idmanı növləri və balıq ovlanması çətinləşir. Sahil zonasında çürüməkdə olan hidrobiontlar isə xoşagəlməz qoxular (H_2S) yaradır. Biogen elementlərin bolluğu ilk növbədə fitoplanktonun sürətli artımına və suyun geniş miqyaslı göy-yaşıl rəngli “çiçəklənməsinə” səbəb olur. Hipolimneonda oksigen çatışmazlığı və onun əvəzində isə metan, hidrogensulfid qazlarının izləri yaranır. Şəraitə uyğunlaşa bilməyən bir çox orqanizmlər məhv olur. Evtroflaşmış göl təbiətin “xəstə” bir

güşəsidir. Su hövzələrində ekoloji tarazlığın bərpası məqsədilə ilk növbədə onların çirklənmə mənbələri və trofluq dərəcəsi müəyyənəşdirilməlidir. Göllərin biogen maddələrlə zənginləşərək trofluq xüsusiyyətlərinin dəyişməsinə təyin etmək üçün müxtəlif üsullar mövcuddur. Bu üsulların əksəri su kütləsindəki biokimyəvi və qisməndə fiziki parametrlərə əsaslanır (cədvəl 7.9).

Cədvəl 7.9.

Göllərin trofluq dərəcələrinin xüsusiyyətləri
(Eutrophication of Waters. Monitoring, Assesment and Control.
Paris, 1982)

N	Trofluq xüsusiyyəti	Daxil olan fosforun orta kəmiyyəti, mq/m^3	Xlorofil-a, mq/m^3		Şəffaflıq, m	
			orta miqdarı	maksimum miqdarı	orta illik	illik minimum
1	Ultraoliotrof	$\leq 4,0$	$\leq 1,0$	$\leq 2,5$	$\geq 12,0$	$\geq 6,0$
2	Oliqotrof	$\leq 10,0$	$\leq 2,5$	$\leq 8,0$	$> 6,0$	$\geq 3,0$
3	Mezotrof	10-35	2,5-8	8-25	6-3	3-1,5
4	Evtrof	35-100	8-25	25-75	3-1,5	1,5-0,7
5	Distrof	> 100	> 25	> 75	$< 1,5$	$< 0,7$

Beləliklə, göllərin evtroflaşma prosesi su kütləsində fosfor və qisməndə azotun artması ilə başlayır və çox zaman da antropogen təsirlə intensivləşir. Evtroflaşma prosesi dünyanın bir çox göllərində müşahidə olunur və bu proses ümumən ilbəil artmaqdadır.

7.7. DİB ÇÖKÜNTÜLƏRİ VƏ SAHİL PROSESLƏRİ

Göllərə fasiləsiz, müxtəlif mənşəli və tərkibli çöküntülər daxil olur. Axarlı göllərdə bu qırıntıların bir hissəsi, axarsız göllərdə isə onların hamısı göl çalasında akkumulyasiya olur. Çöküntülərin həcmi, növ və müxtəlifliyi, tərkibi, yığılma intensivliyi, yığılmış çöküntülərin çeşidlənməsi, çalada paylanması, dəyişməsi və s. hər bir gölün geoloji yaşından, sutoplayıcı hövzənin yüksəkliyi və ölçülərindən asılı olub gölün rejimi ilə sıx əlaqəlidir. Göllərdə toplanan çöküntülər sonradan mürəkkəb fiziki, kimyəvi və biloloji proseslərlə ilkin xassə və parametrlərini dəyişir. Nəticədə, göllərin dibində hissəciklər, maddələr, enerji və informasiyanın toplanması və transformasiyası baş verir. Göldə və onun sutoplayıcı hövzəsində baş verən hər bir nisbətən böyük miqyaslı təbii və antropogen mənşəli dəyişmələr haqqında məlumatlar, əlamətlər və izlər kimi dib çöküntülərində informasiya mənbəyi olaraq toplanır.

7.7.1. Dib çöküntülərinin formalaşması və çalada paylanması

Göllərə aşağıdakı mənbələrdən çöküntülər daxil ola bilər: səth suları ilə, abraziya prosesi ilə, havadan çökən tozlar, məhv olmuş hidrobiont qalıqlarının (detrit) çökməsi, rapalı göllərdə duzun çökməsi və insanların təsərrüfat fəaliyyəti zonasında yerləşən göllərdə antropogen mənşəli axıntılar.

Göllərdə toplanan çöküntülərin həcmi və tərkibi gölün yerləşdiyi təbii zona və mütləq yüksəklikdən asılı olaraq fərqlənirlər. Tundra və yüksək dağlıq zona göllərində klastik material (süxur qırıntıları), meşə və meşə-çöl zonalarında üzvi mənşəli çöküntülər, düzənliklərin səhra və yarımsəhra zonasındakı göllərdə isə müxtəlif duzların çökməsi müşahidə olunur.

Çalanın dibində toplanan çöküntülər mənşə etibarı ilə *terrigen*, *xemogen* və *biogen* olub, ya gölün hövzəsindən daxil olur (bunlar – allaxton adlanır) və ya gölün özündə əmələ gəlir (bunlar – avtoxton adlanır).

Terrigen mənşəli çöküntülərə - çay gətirmələri, küləklərin gətirdiyi toz, qum, müxtəlif mənşəli kiçik hissəciklər (eol) və sahillərin abraziyası zamanı çalaya daxil olan materiallar aiddir. Eol gətirmələri miqdarını bir neçə göl timsalında nəzərdən keçirək. Ümumən eol gətirmələrinin miqdarı gölün sahil zonalarından mərkəzinə doğru azalır. Məsələn, Balxaş gölünün səthinə il ərzində təxminən 1,0 mln.ton, Şimali Qafqazın alçaq dağlıq hissələrindəki göl və su anbarları səthinin hər 1,0 m²-nə isə 0,13 kq eol mənşəli çöküntülər daxil olur.

Xemogen mənşəli çöküntülər - kimyəvi proseslər zamanı formalaşır, tərkibində çox vaxt əhəng birləşmələri üstünlük təşkil edir. Həll olamaya az məruz qalan CaCO₃ duzları arid iqlimli ərazilərdə yerləşən göllərdə müxtəlif birləşmələr formasında çöküntü yaradır. Bu duzlar, gölün hər bir hissəsində müşahidə edilsədə, sahil dayazlığında daha intensiv çökür. Buna əsas səbəb, körfəz və dayazlıqlarda dalğalanma vaxtı karbonatlı lillərin dibdən qardırılaraq su kütləsində CaCO₃ çöküntülərinin daha intensiv yaranması üçün kristal nüvə rolunu oynamasıdır. Xemogen mənşəli karbonatlı çöküntülər iynəvari, dənəvər və bərkimiş nazik qabıq qatı kimi formalaşırlar.

Humid iqlimli ərazi göllərinin çöküntülərində isə dəmir-mangan birləşmələri üstünlük təşkil edir. Məsələn, Baltik dənizi ətraflarında 110 mindən artıq dəmir-silisiyum birləşmələri çökən göl vardır. Tərkibində dəmirli birləşmələr olan yeraltı sular göl mənşəli filizlərin formalaşmasına münbit şərait yaradır.

Biogen mənşəli çöküntülər – mineral və üzvi əsaslı olub suda həyat sürən bitki və orqanizmlərin məhv olduğu zaman

çürüyüb dağılmış qalıqlarından formalaşır. Molyusk və daha kiçik orqanizmlərin skeletləri və çanaqlarının qalıqları göl təbəşiri ilə mergeli (əhəng və lil qarışığından yaranan) əmələ gətirir. Bəzi göllərdə mergel qatının qalınlığı bir neçə metr olur.

Yüksək dağlıq zonanın soyuq sulu göllərində bitki və canlıların azlığı, ilin soyuq dövrünün uzun müddətli olması, sutoplayıcı hövzədə biogen maddələrin azlığı və s. biogen mənşəli göl çöküntülərinin inkişafına şərait yaratmır. Bu tip göllərin çalası əsasən daş və qumlardan (klastik materialdan) təşkil olunur.

Şirin sulu göllərin əksəri dib çöküntülərindəki üzvi maddələrin tərkibi və strukturuna görə sapropelli və ya torflu olur. *Sapropel*-şirin və az şorluqlu sututurların dibində mineral və üzvi mənşəli çöküntülərin fiziki-kimyəvi-bioloji proseslərlə transformasiyası nəticəsində formalaşan kütlədir. Yəni, suda həll olmuş oksigenin azlığından üzvi maddələr tam çürüyə bilmir və bunun nəticəsində yağlar və zülalla zəngin, boz-yaşıl-qara rəng çalarları olan bir kütlə - sapropel yaranır. Qurudulmuş sapropel bərkiyib daşlaşır. Uzun illər keçəndən sonra, digər çöküntülərin altında qalmış sapropeldən yeni süxur formalaşır ki, bu da *biolit* adlanır.

Meşə zonasının zəif qələvili evtrof göllərində əmələ gəlmiş sapropel kütləsinin qalınlığı bəzən 10-30 m təşkil edir. Sapropel kütləsinin üst (yəni, tam formalaşmayan) hissəsi-*pelogen* adlanır.

Adətən gölün sahillərindən mərkəzinə doğru irəlilədikdə dib çöküntülərinin ölçüləri kiçilir. Dib çöküntülərinin kütləsi artıqca çala dibinin relyefi bəsitləşir.

Göl çalasında il ərzində əmələ gələn çöküntü qatının qalınlığı adətən millimetr və daha az olur. Məsələn, hövzəsinin xeyli hissəsi bərk süxurlardan təşkil olunmuş Ladoga gölüne çaylarla hər il ~1140 min ton asılı gətirmələr daxil olur ki, bu

da çalanın hər 1 m²-də 65 qram və ya bütünlükdə 0,06 mm qalınlığında dib çöküntüləri əmələ gətirir. Daxili Tyan Şandakı Çatırgöl, Songöl və digərlərində isə dib çöküntülərinin toplanma intensivliyi 0,3-0,9 mm/il təşkil edir. Dünya göllərində çöküntü toplanma prosesini tədqiq edən B. Henderson –Sellers və H.R. Marklend (1990) qeyd edirlər ki, göllərdə çöküntü toplanmanın intensivliyini 0,2 mm/il qəbul etmək olar, amma bəzi göllərdə bu kəmiyyət dəfələrlə yüksək ola bilər.

Dib çöküntüləri tərkibinin dərinlik üzrə tədqiqi gölün inkişaf tarixi haqqında müəyyən təsəvvür yaradır. Məsələn, Kareliyadakı Pertozero gölündə qalınlığı 7,2 metrlik lil nümunəsində 6729 illik təbəqələr mövcuddur.

Dib çöküntülərini təşkil edən ayrı-ayrı mikrozona və qatların fiziki-kimyəvi-bioloji xüsusiyyətləri və toplanma prosesində olan qanunauyğunluq ərazidəki təbii xüsusiyyətlərin dəyişməsinə və bu proseslərdəki ritimliyi özündə əks etdirir.

7.7.2. Dib çöküntülərinin ölçüləri, tərkibi və zonallığı

Göl və su anbarlarının çalasında müxtəlif tərkibli və ölçülü qırıntılar toplanır. Bunların çox hissəsini gil, gum, çınqıl, çaqıl və sair süxurlar təşkil etsədə bəzən, ağırlığı tonlarla olan daş və qaya parçalarına təsadüf olunur. Bu süxurların ölçüləri (yəni qranulometrik və ya mexaniki tərkibi) adətən sıldırım sahil və çay mənsəblərindən dalğa təsirinə məruz qalmayan dərin hissələrə doğru kiçilir. Dib çöküntülərinin əksərinin ölçüləri (fraksiyanın diametri) 1.0 mm-dən kiçik olur.

Dib çöküntüləri öyrənilərkən onların qranulometrik ölçülərindən əlavə, məsaməliyi, sıxlığı, nəmliyi, xüsusi və həcm çəkirləri, kimyəvi tərkibi və digər xüsusiyyətləri təyin edilir. Qranulometrik tərkibinə görə dib çöküntüləri bir neçə fraksiyalara bölünür (cədvəl 7.10).

Dib çöküntü fraksiyalarının ölçüləri

№	Fraksiyanın		Hissəciyin diametri, mm
	adı	iriliyi	
1	Lil, gil (pelit)	iri kiçik	0,01-0,001 < 0,001
2	Toz (alevrit)	iri kiçik	0,10-0,05 0,05-0,01
3	Qum	iri orta kiçik	1,0-0,5 0,5-0,25 0,25-0,10
4	Çınqıl	iri orta kiçik	10-5 5-2,5 2,5-1,0
5	Çaqlı daşı	iri orta kiçik	100-50 50-25 25-10

Dib çöküntülərinin granulometrik tərkibi məlumatlarının təhlili əsasında onların histqramları (nəmunədəki fraksiyaların ölçülərinə görə %-lə göstərilməsi) hazırlana bilər. Dib çöküntüləri zamanla həm ərazi və həm də şaqul üzrə səthdən dibə doğru çeşidlənir. Sonuncu çeşidlənmədə iri dənəli fraksiyaların dibə doğru azalması, kiçik ölçülü dənələrin isə artması müşahidə olunur.

Dib çöküntülərinin qalınlığı və sıxlığı (kipləşməsi) artıqca nəmliyi azalır, həcm çəkili artır, tərkibləri müxtəlif mənşəli mineral və üzvi maddələr, metal birləşmələri və mikroelementlərlə zəngindir. Mikroelementlərin miqdarı, mineral və üzvi maddələrlə müqayisədə daha azdır, mq/kq və ya mq/kq-la ifadə olunaraq, onların çökmə süxurlardakı orta klark qiymətilə müqayisə olunur. Dib çöküntülərini təşkil edən sü-

xurların tərkibi və ölçülərindən asılı olaraq çalanın müxtəlif hissələrində fərqli mikroelementlər təmərküzləşir, məsələn, kiçik fraksiyalı gil və lillərdə qurğuşun (Pb) və kadmium (Cd) daha çox sorbsiya olur.

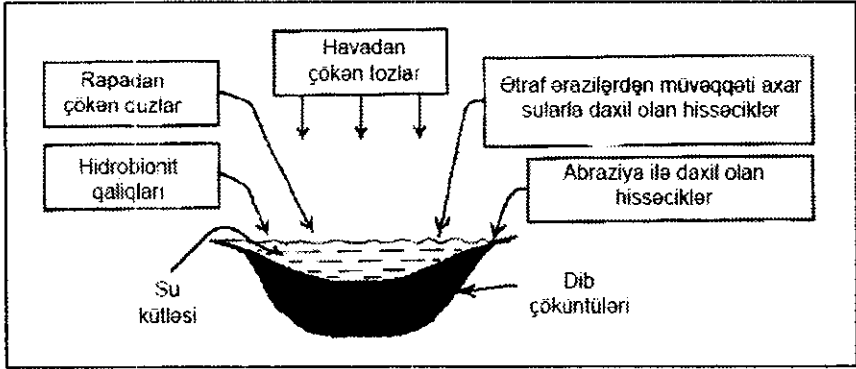
Müasir ekolimnologiyanın tədqiqat sahələrindən biri də antropogen çirklənməyə məruz qalmış göllərin su və xüsusəndə dib çöküntülərinin radioaktivliyidir. Ümumən, litosferi təşkil edən süxurlarla müqayisədə göllərin radioaktivliyi haqqında məlumat çox cüzdür. Məlumatların təhlili göstərir ki, bəzi faydalı qazıntı (filiz, neft mədənləri və s.) yataqlarına yaxın ərazidə yerləşən göllərdə radionuklidlərin miqdarı qismən artır.

Böyük göllərin dib çöküntülərində üzvi maddələrin miqdarı adətən 10-15 %-dən artıq olmadığı halda, nisbətən kiçik və meşə zonasında yerləşən göllərdə isə artaraq $\geq 50-70\%$ təşkil edir. Üzvi maddələr litoral zonanın qumlu, xırda daşlı hissəsində az, profundalın lil çöküntülərində isə çoxdur, fərq $\geq 5-15\%$ ola bilər. Üzvi maddələrin mikroorqanizmlər tərəfindən parçalanıb mürəkkəb biokimyəvi proseslərə məruz qalması ilə dib çöküntülərində qazlar əmələ gəlir. Bu qazların tərkibinin 75-95% - metan, 5-15%- hidrogen və hidrogensulfid, qisməndə karbondan ibarət olur.

Dib çöküntülərinin tərkibi və kütləsi gölün hidroloji rejimi ilə sutoplayıcı hövzənin təbiətindən asılı olduğundan əsasən zonal xarakter daşıyır. Yəni, dib çöküntülərinin tərkibi, toplanma intensivliyi və kütləsinin həcmi qütbə yaxın ərazilərdən (çöküntülərin qalınlığı $\sim 0,5$ m) meşə və meşə-çöl zonalarına kimi artıb (çöküntülərin qalınlığı $\sim 30,0$ m), arid iqlim ərazilərinə doğru azalır. Mülayim qurşaqlarda və dağlıq ərazilərdə yerləşən göllərin dib çöküntülərində duzların miqdarı az, quru iqlim zonalarındakı dib çöküntülər isə minerallaşmış olur. Dib çöküntülərinin dominant rəngi boz və qaranın müxtəlif çalarlarıdır.

7.7.3. Mineral (duzlu) göllərin dib çöküntüləri

Gölün su kütləsində həll olmuş mineral maddələrin miqdarı $\sim 50 \text{ q/dm}^3$ -dən artıq olarsa belə göl *rapalı* (yüksək dərəcədə minerallaşma) həddinə çatır. Duzlarla ifrat dərəcədə doymuş sudan duz çökməsi baş verir. Kristallaşma ilk növbədə gec həll olan duzlardan başlayır və çox zaman da təbii şəraitdən, xüsusəndə temperaturlardan asılı olaraq fəsillik, illik və çoxillik dövrdə fərqli tərkibli duz çökür. Duzların çökmə intensivliyindən asılı olaraq, onlar həm dibdəki lilləri minerallaşdırır və həm də çökmənin miqdarı həll olmadan çox olarsa çalanın dibində duz təbəqələri yaradır. Humid iqlim zonasında yerləşən və ya axarlı göllərlə müqayisədə rapalı gölərdə dib çöküntülərini formalaşdıran amillər qismən fərqlidir (şəkil 7.10).



Şəkil 7.10. Rapalı-axarsız göldə dib çöküntülərini formalaşdıran amillər

Rapalı gölərdə dib çöküntülərin çox hissəsini minerallar, cüzi hissəsini isə biogen mənşəli qırıntılar təşkil edir. Müxtəlif təbii şəraitdə yerləşən gölərdə fərqli duzlar çökür ki, onlardan əsasları aşağıdakılardır:

1. Qalit NaCl (xorək duzu)
2. Hidroqalit $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
3. Kernalit $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
4. Kəinit $\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

5. Bişofit $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
6. Taxhidrit $\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
7. Tenadrit Na_2SO_4
8. Mirabilit $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$
9. Kizerit $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
10. Heksahidrat $\text{MgSO}_4 \cdot 6 \text{H}_2\text{O}$

Gölün dibinə çökmüş duzlar morfolojiya və mənşəyinə görə üç hissəyə bölünür: yeni çökmüşlər, köhnə çökmüşlər və özül duzları.

Yeni çökmüşlər – il ərzində çalaya çökən duzlardır. Bu duzlar dalğalanma zamanı dibdən sahillərə də atıla bilər. Kipləşməmiş vəziyyətdə olan bu duzlar yağışlar zamanı yenidən həll olaraq su kütləsinə qarışa bilər. Quraq keçən yay mövsümündən sonra yenidən çökən duzlar əvvəlkiləri nisbətən sıxlaşdırıb bərkidir ki, bunlar da artıq *köhnə çökmüş* duzlara çevrilirlər. Köhnə çökmüş duzlar zaman keçdikcə bərkiyib təbəqələşərək *özül duzlarını* formalaşdırır. Göldəki duz təbəqəsinin qalınlığı bir neçə m-ə kimi ola bilər. Göllərin çökmə duz yataqlarından xalq təsərrüfatında geniş istifadə olunur.

Yay mövsümündə tam qurumayan göllərin dib çöküntülərinə hopmuş müxtəlif duzlar və mikroelementlər biokimyəvi reaksiyalar nəticəsində müalicə əhəmiyyətli palçıqlar- *peloidlər* (pelos-yunan dilində palçıq deməkdir) əmələ gətirirlər. Abşeron yarımadasındakı Masazır və Zığ kəndinin cənubunda Xəzər dənizi sahilinə yaxın yerləşən Duzlu gölün dib çöküntüləri müalicəvi əhəmiyyətə malikdirlər.

7.7.4. Sedimentasiya balansı

Göl və su anbarı çalasına daxil olan, orada çökən və çaladan xaric olan çöküntülərin (gətirmələrin) nisbəti sedimentasiya balansı tənliyi ilə müəyyənləşdirilir:

$$R_{\text{ç}} + R_{\text{y}} + R_{\text{s}} + R_{\text{k}} + R_{\text{b}} = R_{\text{a}} + R_{\text{t}} + R_{\text{ak}} \pm R_{\text{d}} + \Delta R; \quad (7.27)$$

Burada balansın gəlir hissəsinə aiddir: $R_{\text{ç}}$ —çaylarla daxil olan, R_{y} —yan axımla daxil olan, R_{s} —sahillərin dağılması zamanı daxil olan, R_{k} —külək ilə göl səthinə gətirilənlər, R_{b} —su kütləsindəki biokimyəvi proseslərlə əmələ gələn çöküntülər; balansın çıxar hissəsinə aiddir: R_{a} —axarla göldən çıxan (aşağı byefə axıdılan), R_{t} —təsərrüfat işləri üçün götürülən su ilə xaric olanlar, R_{ak} —çalada akkumulyasiya olanlar, R_{d} —çaladakı dib çöküntüləri miqdarının hesabat dövrü ərzində dəyişməsi, ΔR —balansdakı uyğunsuzluqdur.

Sedimentasiya balansının R_{s} və R_{ak} ünsürlərinin qısa dövr (ay, müvsüm) üçün təyini nisbətən çətin olduğundan, adətən balansı uzun dövr (il, çoxillik) üçün müəyyənləşdirilir. Kəmiyyətli kiçik olan ünsürləri nəzərə almasaq, kiçik su anbarlarının illik sedimentasiya balansı tənliyi aşağıdakı kimi ifadə oluna bilər:

$$R_{\text{ç}} + R_{\text{s}} = R_{\text{ak}} + R_{\text{a}} \quad (7.28)$$

Tənlikdəki $R_{\text{ç}}$, R_{t} və R_{a} ünsürləri su nümunələrindəki gətirmələr miqdarı olub, hidrometrik üsulla təyin edilir; R_{s} — abraziyaya məruz qalan xarakterik sahillərin uçulub-dağılması, yəni dinamikasını öyrənmək yolu ilə təyin edilir; R_{y} — hidroqrafik şəbəkə ilə əhatə olmayan sahillərin torpaq-qrunut örtüyünü və onun yuyulma (eroziya) intensivliyini müəyyən etməklə təyin olunur; R_{a} və R_{ak} — çalada akkumulyasiya ola bilən çöküntülərin miqdarı xüsusi hidroloji tədqiqatlarla (və ya hesabatla) təyin edilir; R_{b} — su kütləsindəki bioloji (bitkilər və canlılar) aləminin məhvi zamanı və həm də kimyəvi element və birləşmələrin dövrəni zamanı əmələ gələn çöküntülərin miqdarı kimi təyin olunur; R_{k} — xüsusi toz toplayanların və ya qış vaxtı buz örtüyünə hopmuş tozların miqdarı kimi təyin edilir.

Su anbarı və nohurun lillənməsi anbarın ölçüləri və istismar müddətindən asılı olaraq ilk 10-20 ildə intensiv olub, sonra

tədricən zəifləyir.

Su anbarlarının lillənməsində əsas rol çay gətirmələri (75-90 %) və sahillərin dağılmasına (5-15 %) aiddir.

Bioloji proseslər nəticəsində yaranan çöküntülər adətən sedimentasiya balansının gəlir hissəsinin $\leq 5-15\%$ -ni təşkil edir.

7.7.5. Su anbarı sahillərinin formalaşması və lillənmə prosesi

Dəniz və göllərdən fərqli olaraq su anbarlarının sahilləri və dib relyefi daha intensiv, kəskin dəyişməyə məruz qalır. Bu proseslər anbarın çalasına su doldurulan dövrdən başlayır. Sahillərin dəyişib formalaşmasına bir çox təbii və antropogen amillər səbəb olsada əsasını dalğalanma və su səviyyəsinin tərəddüdləri təşkil edir. Dalğalanma nəticəsində sahillərin uçulub-dağılması, yarğan eroziyasının intensivləşməsi, abraziyon materialın sahil zonasında çeşidlənməsi və akkumulyasiyası baş verir. Su səviyyəsinin tərəddüdü isə abraziyon sahilin islanmasını, subasmış sahilin enini və sahil zonasında dalğanın şaqul üzrə təsir sahəsini müəyyənləşdirir. Sahilə yaxın hissədə su ilə quru arasında müvazinətin dəyişməsi - sürüşmə, suffoziya, uçulub-dağılma, çökmə, kapst və s. geodinamik proseslərin inkişafına şərait yaradır.

Beləliklə, anbar su ilə dolandan sonra sahil zonasının formalaşması hidroloji və geodinamik amillərin təsiri ilə inkişaf edir. Sahil zonasının geoloji quruluşu, sükurların litoloji tərkibi və fiziki-mexaniki xüsusiyyətləri, sahil zonasının ilkin relyefi (sahilin yüksəkliyi, meyilliği, girintili-çıxıntılı olma dərəcəsi və s.) , bitki örtüyünün sıxlığı və müxtəlifliyi, yamacların şumlanma sahəsi və s. sahillərin dəyişməsinə təsir edən amillərdəndir. Eroziya və akkumulyasiya proseslərinin təsiri ilə yaranan yeni relyef formalarının əsas xüsusiyyətləri şəkil 7.11-də göstərilir.

km² azalmışdır. Dağətəyi və dağlıq zonalardakı su anbarlarının sahil zonasında isə sürüşmə və uçulub-dağılma prosesləri aktiv olur. Sahilin dəyişmə intensivliyinə təsir edən amillərdən biri də sahil zonasını təşkil edən sükurların xüsusiyyətləridir.

Su anbarının istismar dövrü artdıqca sahil prosesləri tədricən səngiyir. Sahillərin dinamikasını hesablamaq üçün istifadə olunan metodların baza hissəsinin əsasını aşağıdakı məlumatlar təşkil edur: sahilin ilkin forması və geoloji quruluşu, su səviyyəsinin tərəddüdləri, dalğa və axınların rejimi. Bu işlərin yerinə yetirilməsi üçün hidrometeoroloji məlumatlarla yanaşı representativ sahillərdə çöl tədqiqat işləri tələb olunur. Su anbarı sahillərinin dinamikasının öyrənilməsində Q.S. Zolotaryov (1955), Y.Q. Kaçuqin (1951, 1959), B.A. Pışkin (1954, 1967, 1973), N.E. Kondratyeva (1960), L.B. Rozovski (1960), D.P. Finarov (1974) və digərlərinin təklif etdiyi metodlardan istifadə olunur.

Q.S. Zolotaryovun metodu hidrometeoroloji parametrlərə və sahil zonasının geoloji xüsusiyyətlərinə əsaslanaraq sahillərin uçulub-dağılma proqnozunun hesablanması üçün təklif olunub.

Y.Q. Kaçuqinin təklif etdiyi metod eyni litoloji tərkibə malik, çox hündür olmayan sahillərin uçulub-dağılma intensivliyini öyrənmək üçün əlverişlidir.

B.A. Pışkinin təklif etdiyi metodda su anbarlarında müxtəlif su səviyyələrində əmələ gələn dalğaların hündürlüyü və onun sahilə təsir zonası müəyyənləşdirilərək sahil və sualtı yamacın forması təyin edilir.

Su anbarları sahillərinin dinamikasını hesablamaq üçün L.B. Rozovski və D.P. Finarov tərəfindən təklif olunmuş metodlar isə əsasən sahil zonasının geoloji və geomorfoloji xüsusiyyətlərinin müəyyənləşdirilməsinə əsaslanır.

Beləliklə, qeyd etmək olar ki, su anbarları sahillərinin dinamikasının əsasını abraziya və akkumulyasiya prosesləri kom-

pleksi təşkil edir.

Su anbarı sahillərinin dinamikası ilə yanaşı, anbarın lillənmə prosesinin tədqiqi də mühüm elmi və təcrübi əhəmiyyət kəsb edir. Su anbarının lillənmə prosesi intensivliyini müəyyənləşdirən əsas amillər aşağıdakılardır: sutoplayıcı hövzənin geoloji quruluşu, anbarı qidalandıran çayların sülb axımı, gətirmələrin qranulometrik tərkibi, sahillərin yuyulma intensivliyi və su anbarının morfometrik kəmiyyətləri. Lillənmə prosesində eol gətirmələri və hidrobiont qalıqlarının rolu çox cüzdür. Hövzədən daxil olan gətirmələrin miqdarı az olarsa, böyük ölçülü su anbarlarının lillənmə intensivliyi zəif inkişaf edir. Anbar həcmının lillənmə vaxtı aşağıdakı düsturla müəyyənləşdirilir:

$$T = \frac{W}{V_g + V_s + V_n - V_{ab}} \quad (7.29)$$

Burada T – anbarın lillənmə dövrü (illərlə), W – anbarın lillərlə tam dolma (son) həcmi, m^3 -lə; V_g – çay gətirmələrinin orta illik həcmi, m^3 -lə; V_s – sahillərin uçulub-dağılma məhsulları, m^3 -lə; V_n – anbarda çökmüş hidrobiont (xüsusəndə su bitkiləri) qalıqlarının həcmi, m^3 -lə; V_{ab} – aşağı byefə axıdılan gətirmələrin həcmidir.

Təbii şəraitdən asılı olaraq, böyük ölçülərə malik su anbarlarının tam lillənmə vaxtı yüz və min illər ola bilər. Məsələn, Mingəçevir su anbarının tam lillənməsi (Şəmkir və Yenikənd su anbarları tikilməmişdən əvvəl) təxminən 800-1000 il, Kama su anbarı üçün bu proses 10 000 il müəyyənləşdirilmişdir. Su anbarının lillənməsinə qarşı tədbirlər iki əsas istiqamətdə aparıla bilər: 1) sutoplayıcı hövzədən nəql olunan gətirmələrin miqdarının azalması və 2) akkumulyasiya olmuş lillərin anbardan kənarlaşdırılması. Yerli şəraitdən asılı olaraq, bu tədbirlərin hər biri bir neçə mərhələni əhatə edir.

7.7.6. Dib çöküntülərinin əhəmiyyəti

Göl və su anbarlarının çalasına mineral və üzvi hissələrdən ibarət müxtəlif mənşəli çöküntülər toplanaraq zaman keçdikcə müəyyən dəyişmələrə məruz qalırlar. Su anbarlarına nisbətən göl çöküntüləri daha yüksək dərəcədə sapropelləşmiş olur. Sapropelin tərkibində bitkilərin inkişafı üçün lazım olan bütün qida maddələri olduğundan o, mürəkkəb və çoxfaktorlu gübrə sayılır. Sapropeldən istifadə imkanları genişdir və onlardan aşağıdakı sahələri göstərmək olar:

1) bitkiçilik və maldarlıqda, 2) səhiyyədə, 3) rekultivasiya işlərində və s.

Sapropel - şirin sulu su mənbələrinin dib çöküntüləri olub, göldəki bitki və canlılar aləmi qalıqlarının mikrobioloji, biokimyəvi və fiziki-mexaniki proseslərin oksigenlə zəif təminatı şəraitində əmələ gəlib, gölə daxil olan üzvi və mineral qarışıqlardan formalaşır. Təbii vəziyyətdə sapropel üzvi əsaslı gübrə hazırlanması üçün xammaldır. Görünüşünə görə o jeleyəbənzər kütlədir, konsistensiyasına görə xamayəbənzər olub, dərinliyə doğru qalınlığı artdıqca kipləşir. Onun fərqli xüsusiyyətləri-kolloid strukturlu və təbii vəziyyətdə yüksək dərəcədə su hopma (su saxlama) qabiliyyətinə malik olmasıdır. Tərkibində antibiotiklər olmaqla, xəstəliktörədicə mikroorqanizmlərə qarşı təsiredicidir.

Çöküntü kütləsinin təbii nəmliyi 84-96% olub, 60-97% arasında dəyəşir. Sapropelin nəmliyi artıqca külün miqdarı, dispersliyi və sıxlığı azalır. Üzvi hissənin 5-17%-ni bitumlar, 25-40% karbohidratlar, 15-40% sapropel turşuları, 4-20% isə hidroliz olunmayan qalıqlar formalaşdırılır. Sapropel üzvi kütləsinin element tərkibi aşağıdakı kimidir: karbon 53-60%, oksigen 30-36%, hidrogen 6-8%, kükürd 1,5-2,5%, nitrogenlər 4-6%.

Sapropelin küllüyü <10% olarsa, o daha qiymətli hesab olunur. Sapropel külünü təşkil edən komponentlərə silisium,

maqnezium, dəmir, alüminium, manqan, forfor, natrium oksidləri və müxtəlif mikroelementlər (molibden, bor, brom, yod, kobalt, mis, manqan, titan və s.) daxildir. Mineral tərkibin əsasını, yəni 70-80 %-ni SiO_2 təşkil edir. Qeyd olunan kimyəvi komponentlərdən əlavə sapropelin tərkibində bioaktiv maddələr, vitaminlər, boy artımı stimulyatorları, hormonlar, antibiotiklər və s. mövcuddur.

Dünyanın bir çox ölkələrində torpaqların məhsuldarlığını artırmaq üçün sapropeldən geniş istifadə olunur. Bəzi dövlətlərdə sapropeldən istifadə xüsusiyyətlərini və alınmış nəticələri nəzərdən keçirək.

Rusiyada XVIII əsrdən başlayaraq Yaroslavl vilayətindəki Nero və Kostroma vilayətindəki Qaliç göllərinin dib çöküntülərindən bağ-bağça bitkilərinin yetişdiriləsində geniş istifadə olunub.

Macarıstan Respublikasında göl sapropelindən istifadə nəticəsində arpanın məhsuldarlığı 30%, qarğıdalının isə 18% artmışdır.

Belarus Respublikası ET Hidrotexnika və Meliorasiya İnstitutu 1984-86-cı illərdə Çervonoye, Sudobl və Veçer göllərindən çıxarılan sapropeldən istifadə etməklə dənli bitkilərin hər hektarda məhsuldarlığı 5,2-12,1 sentner, kartof 52-72, qarğıdalı (yaşıl kütlə) 72-120, meyvəköklər isə 108-254 sentner artmışdır.

Ukraynanın Volinsk vilayətindəki 191 göldə sapropelin ehtiyatı 161 mln. ton qiymətləndirilir. Sapropeldən ən çox istifadə olunan göllərə Burkov, Kovlin, Orexov və s. aiddir. Burkov gölünün sapropel (60 % nəmlik üçün hesablanmış nisbətində) ehtiyatı 42 min ton olub, quru qalıq tərkibində dəmir oksidi - 2,85%, CaO - 2,8%, kül 26%, azot - 1,7%, fosfor - 0,1%, kalium - 0,06%, pH - 5,6 təşkil edir. Kartof yetişdirilən təsərrüfatların torpaqlarına sapropellə peyinin qarışığı

verilmiş sahələrdə məhsuldarlıq 26-39 % artmışdır. 1988-ci ildə Moskva vilayətindəki Yamsk gölündən 35 min ton sapropel çıxarılaraq qarğıdalı plantasiyasına verilməklə bitkidə yaşıl kütlənin məhsuldarlığı 58 % artmışdır.

Azərbaycan respublikasında su anbarı, kanal və suduruldu-
cuların dib çöküntülərindən əkinçilikdə məhsuldarlığın artırıl-
ması yönümündə aparılan təcrübələrin bəzi nəticələrinə nəzər
salaq.

2004-2010-cı illərdə Abşeron kanalından götürülmüş lil
kütləsinin bibər bitkisinə quru maddələrin və ümumi məhsul-
darlığın artmasına təsirini tədqiq edən AMEA Torpaqşunaslıq
və Aqrokimya İnstitutunun əməkdaşları P.B. Zamanov və b.
göstərirlər ki, bir hektar sahəyə 20 ton lil istifadə olunduqda
məhsuldarlıq 30-56 %,günəbaxan bitkisinin 14,4%, oradakı
tumların yağıqlığını isə 35,5 %, bibər bitkisinin məhsuldarlığını
44,4%, badımcanın 16,8-20,1%, zeytunun məhsuldarlığı isə
> 5 % artmışdır.

Bəzi ölkələrdə su anbarı və durulduclardan çıxarılan çö-
küntülər tikintidə istifadə olunan kərpicin hazırlanmasında
istifadə olunur.

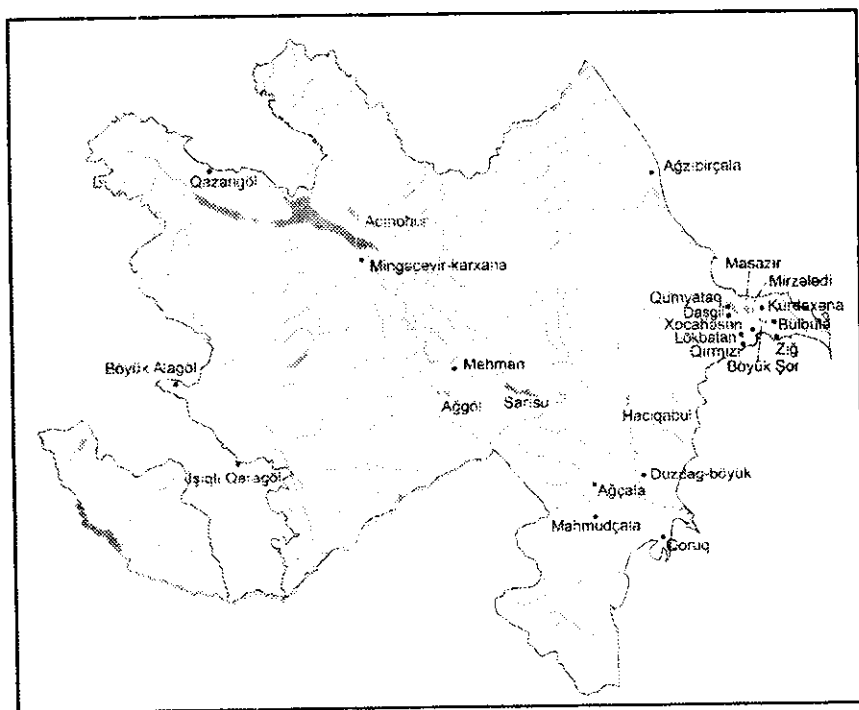
Dib çöküntülərinin müəyyən təsərrüfatlarda tətbiqi həm
iqtisadi baxımdan səmərəlidir, həm də ekoloji şəraitin yaxşılaş-
dırılmasında alternativ variant kimi istifadə oluna bilər.

7.8. AZƏRBAYCAN RESPUBLİKASININ GÖLLƏRİ VƏ SU ANBARLARI

7.8.1. Göllər

Azərbaycan Respublikasının təbii su mənbələrindən biri də
göllərdir. Ölkəmiz üçün *göl kadastrı* tərtib olunmadığından
onların miqdarı, ərazi və yüksəkliklər üzrə paylanması, ölçüləri
və s. kəmiyyətləri haqqında məlumatlar nisbi xarakter daşıyır.

Göllərə aid müxtəlif mənbələrdən toplanan məlumatlara əsasən söyləmək olar ki, respublikamızda ümumən 800-ə yaxın göl mövcuddur. Onların böyük əksəriyyətinin sahəsi bir hektardan kiçik, müəyyən hissəsi isə yayda quruyan-efemer xassəlidir. Su səthinin sahəsi $\geq 0,5 \text{ km}^2$ olan göllərin adı və məkanı cədvəl 3.11-də verilir. Qeyd etmək lazımdır ki, Abşeronda yerləşən bəzi göllərin sahəsi tullantı suları qəbul etdiyindən müəyyən dərəcə artmışdır, quruma mərhələsinə yaxınlaşan bir sıra Kür-ətrafı axmaz göllər isə cədvəl 7.11-də daxil edilmişdir. Sahəsi 1 km^2 -dən böyük olan göllərin ərazidə yerləşməsi şəkil 7.12-də göstərilir.



Şəkil 7.12. Azərbaycan Respublikasında sahəsi $1,0 \text{ km}^2$ -dən artıq olan göllərin ərazidə paylanması (V.A.Məmmədov, 2011)

İnkişaf mərhələlərinə (yaşına) görə burada gənclik, yetkinlik və həm də qocalıq dövrlərini keçirən göllər mövcuddur. Nisbətən “gənc” yaşlı göllərə-sürüşmə zonasında yerləşənlər, Kür və Araz çaylarının ovalıq hissəsindəki axmazlar və dənizin son yüz illiklərdəki kəskin səviyyə tərəddüdü nəticəsində sahil zonada yaranan sututurları misal göstərmək olar.

Mənşə etibarı ilə endogen(tektonik, vulkanik), ekzogen (buzlaq, çökmə, axmaz, körfəz, eol, bənd) və antropogen qüvvələrin təsiri ilə (qum və daş karxana çökəyində) əmələ gəlmiş göl çalaları mövcuddur. Miqdarca endogen və ekzogen mənşəli göl çalaları üstünlük təşkil edir.

Göllərin ərazi və yüksəkliklər üzrə paylanması çox fərqli olub, 70%-ə yaxını dağlıq zonada, qalanları isə düzənliklərdə yerləşib. Dağ göllərinin müəyyən hissəsi çay axımının formalaşması və tənzimlənməsində iştirak edir. 70-dən artıq gölün səthi dünya okeanı səviyyəsindən aşağıdır. Dağ göllərinin böyükləri Kiçik Qafqazda, sahəcə kiçikləri isə Böyük Qafqaz və Talış dağlarında cəmlənib.

Dağ gölləri nisbətən kiçik, dərin, əsasən axarlı və şirin suludur, aran gölləri isə sahəcə böyük, dayaz, şor sulu və əksəri antropogen yüklənməyə məruz qaldığından kəmiyyət və keyfiyyət göstəriciləri dəyişmişdir. Çox güman ki, ən yüksəkdə yerləşən göl Böyük Qafqaz dağlarındakı Şahdağ massivində, təxminən 3900 m-də yerləşən buzlaq mənşəli Yuxarı Nuh gölüdür. İlin çox hissəsi səthi buzla örtülü olan bu gölün sahəsi 0,5 hektara yaxındır. Ən alçaqda yerləşənlər isə dəniz sahili zonasındakı Duzlu (Abşeron yarımadasının cənub-qərbində) və Ağzıbirçala (Samur-Dəvəçi ovalığında) gölləridir. Onların səthi -25m, -26m mütləq yüksəklikdə yerləşir.

Cədvəl 7.11.

Azərbaycan Respublikasında su səthinin sahəsi $\geq 0,5 \text{ km}^2$ olan göllərin əsas morfometrik kəmiyyətləri və onların fiziki-coğrafi vilayətlər üzrə paylanması

N	Göl	Çay hövzəsi, məkanı	Mütləq yüksəklik, m	Su səthinin sahəsi, km^2	Maksimal dərinlik, m	Suyun həcmi, mln, m^3	Axarlıq xüsusiyyəti
1	2	3	4	5	6	7	8
I. Böyük Qafqaz							
1	Ağzıbirçala	Dəvəçiçay, Şabrançay, Taxta körpü	-24	15,4	3	12	Vaxtaşırı axarlı
2	Böyük Şor	Abşeron	13	11	>5	12	Axarsız
3	Masazır	-“-	5	9,2	1	3,5	-“-
4	Mirzəladı	-“-	9	3,5	1	1,6	-“-
5	Kürdəxana	-“-	3	2,8	1	0,8	-“-
6	Qırmızı-qərbi*	-“-	-25	2,6	3	2,4	Vaxtaşırı axarlı
7	Xocahəsən	-“-	16	1,3	6	3,9	-“-
8	Bülbülə	-“-	6	1,2	3	1,7	Axarsız
9	Zığ	-“-	-24	1,5	15	0,5	-“-
10	Qumyataq	-“-	5	1,3	5,1	4,3	-“-
11	Pirşağa	-“-	0	0,8	1,5		-“-
12	Fatmayı	-“-	40	0,52	1		-“-
13	Qəla	-“-	-11	0,64	>3		-“-
14	Məhəmmədli	-“-	11	0,98	1		-“-
15	Şorçala-qərbi	-“-	106	0,56	1		-“-
16	Daşgıl	-“-	50	1,0	3		-“-
17	Binəqədi	-“-	13	1,1	1,5		-“-
18	Lökbatan	-“-	-23	2,5	3		-“-

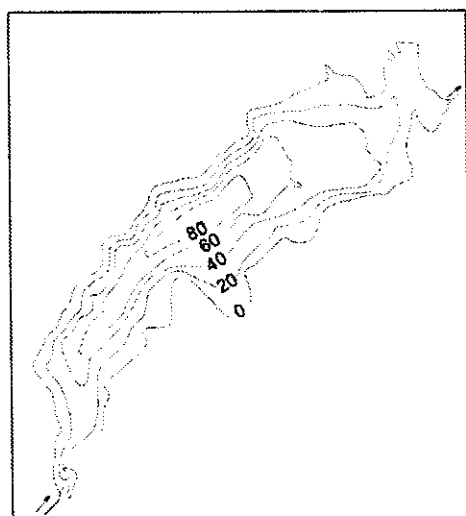
7.8. Azərbaycan Respublikasının gölləri və su anbarları

2. Kiçik Qafqaz							
19	Böyük Alagöl	Vulkanik yayla	2429	5,1	9,4	24,3	Axarsız
20	İşıqlı Qaragöl	Əkərə	2666	1,8	9,6	10,2	-“-
21	Göygöl	Kürəkçay	1556	0,79	93	29,4	Axarlı
22	Kiçik Alagöl	Vulkanik yayla	2439	0,90	25	-	Axarlı
23	Novruzbatangöl	Tərtər	2444	0,71	6,5	0,058	
24	Pəriçinqıl Alagövlü	Həkəri	2974	0,72	4,5	1,87	
25	Pəriçinqıl Qaragövlü	Həkəri	2961	0,90	5,4	2,43	Axarsız
3. Kür çökəkliyi							
26	Acınohur	Acınohur düzü	107	12,4	1,4	7,2	Axarsız
27	Qazangöl	Ceyrançöl	541	1,5	0,6	0,3	-“-
28	Hacıqabul	Şirvan düzü	-20,0	4,8	1,0	3,2	-“-
29	Duzdağ-böyük	C.Ş.Şirvan düzü	-23	4,0	1,2	3,1	-“-
30	Mingəçevir-karxana	Kür çayı, sağ sahil	17	5,1	9,7	21,4	-“-
31	Mehman*	Mil düzü	-8	5,0	0,7	2,8	-“-
32	Ağgöl	-“-	-6	48,0	2,2	36,0	Vaxtaşırı axarlı
33	Sarısu	-“-	-14	53,0	2,8	47,0	-“-
34	Mahmudçala	Muğan düzü	-25	9,0	1	1,5	Vaxtaşırı axarlı
35	Ağçala	-“-	-25	4,0	1	0,8	Axarsız
36	Kərimbəyli		<0	0,60			-“-
37	Kolanı		<0	0,60			-“-
38	Kotavan		5	0,70			-“-
39	Qoruqbağı		<0	0,60			-“-
40	Sabirabad	Araz	<0	0,60			-“-

*Quruma ərəfəsində olan göllər.

Respublikamızda sahəsinə ($F=53,0 \text{ km}^2$) və su həcminə ($W=47,0 \text{ mln.m}^3$) görə ən böyük göl Sarısudur. Paleoaxmaz mənşəli olan bu göl Mil düzünün şərqində Kür və Araz çaylarının qovuşduğu sahə yaxınlığında -14m yüksəklikdə yerləşir. Kür çayı axımının tənzimlənməsilə təbii rejimi kəskin dəyişmişdir, vaxtaşırı axarlı olur.

Ən dərin göl isə Kiçik Qafqazda, Kürəkçayın sağ sahil qolu olan Ağsuçayın dərəsindəki Göygöldür. Axarlı olan bu göl orta dağlıq zonada 1556 m yüksəklikdə yerləşir. Maksimal dərinliyi 93 m , su səthinin sahəsi isə $0,79 \text{ km}^2$ -dir (şəkil 7.13).



Şəkil 7.13. Kürəkçay hövzəsində yerləşən
Göygölün batimetrik xəritəsi

Çox güman ki, Göygöl respublikamızda meromiktik xassəli yeganə göldür. Göl çalasında, fiziki-kimyəvi xassələri fərqli olan üç su qatı mövcuddur ki, onlar da heç bir mövsümdə biri digəri ilə qarışmır. Üst $18-20 \text{ m}$ -də oksigenlə zəngin şirin su qatı yerləşir. 25 m -dən gölün dibinə kimi olan hissədə hidrogensulfid (H_2S) qazının yüksək konsentrasiyada olduğu zəhərli

su qatı formalaşib. Burada həll olmuş oksigen demək olar ki, yoxdur. Bu qatda suyun temperaturu il boyu 5°C -yə yaxındır. Sirkulyasiya prosesi baş vermir, üst və alt su qatları arasında qalınlığı 5-7 m olan keçid zona formalaşib. Göl hövzəsində aktiv tektonik proses və axım şəraiti dəyişməsə qeyd olunan fərqli su qatlarının dayanıqlığı pozulmayacaq.

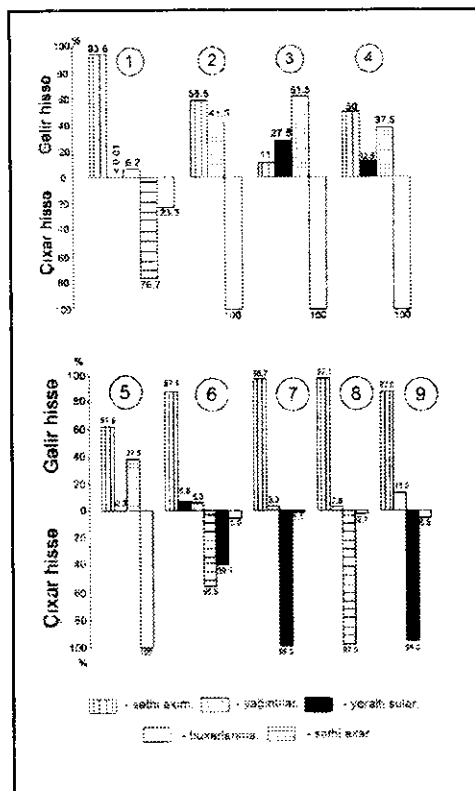
Su dövrünü xüsusiyyətlərinə görə respublikada axarlı (Göygöl və Maralgöl-Kürəkçay hövzəsində, Pirigöl-Salvartıçay hövzəsində, Göygöl-Gilançay hövzəsində, Zalzaxgöl-Bazarçay hövzəsində və s.), axarsız (Abşeron-Qobustan ərazisi, Acınohur, Qazangöl, Duzdağ gölü və s.) və vaxtaşırı axarlı (Sarıs, Ağzıbirçala, Xocahəsən, Mahmudçala və s.) göllər mövcuddur. Arid ərazinin bəzi gölləri isə əsas qida mənbəyindən təcrid olunduğundan quruma ərafəsindədirlər.

Axarlı göllərdə su balansının əsasını (gölə daxil olan və oradan xaric olan) səth suları təşkil edir. Belə göllərin suyu şirin olur. Məsələn, Bazarçay hövzəsində Zalzax, Kürəkçay hövzəsində Maralgöl və Göygöl, Şabrançay hövzəsində -Ənbil göl, Gilgilçay hövzəsində-Qaragöl, Şəmkirçay hövzəsində -Göygöl və s. göstərmək olar.

Vaxtaşırı axarlı göllərdə səthi axar ancaq ilin gursulu dövründə yarana bilər, qıtsulu dövründə isə onlar axarsız olur. Su balansının çıxar hissəsini səthi axar və təxminən o miqdarda da buxarlanma təşkil edir. Belə göllərin suyu şirin və şorultu arasında tərəddüd edir. Məsələn, Sumqayıtçay hövzəsində-Taxtagöl, Ağsuçay hövzəsində-Fəxrəkuş, Kür hövzəsində -Sarıs və s.

Axarsız göllərdən səthi axar olmadığından onlardan su itkisi əsasən buxarlanma ilə baş verir. Qidasını atmosfer yağıntıları və qisməndə yeraltı sular təşkil edir. Bu göllərin suyu adətən şor olur. Kiçik göllər ilin isti dövründə tam quruya bilər, nisbətən böyüklərin sahə və həcmi isə kəskin azalır. Abşeron və Qobustanda yerləşən bir çox göllər (Masazır,

Zabrat, Mirzəladı Qanlıgöl, Binəqədi, Şorçala, Böyük Şor və s.) misal ola bilər. Bir neçə xarakterik gölün su balansı qrafiki şəkil 7.14-də göstərilib.



Şəkil 7.14. Reprezentativ göllərin su balansı qrafiki

(X.C.Zamanov, 1969; V.A.Məmmədov, 2011).

1.Ağgöl ($H<0$ m, $F=48,0$ km²), 2.Acınohur ($H=107$ m, $F=12,4$ km²), 3.Duzdağ ($H<0$ m, $F=4,0$ km²), 4.Gəndəbil ($H<0$ m, $F=0,08$ km²), 5.Hacıqabul ($H<0$ m, $F=4,8$ km²), 6.Göygöl-Kürəkçay hövzəsi ($H=1556$ m, $F=0,79$ km²), 7.Pəriçinqıl Qaragölü ($H=2961$ m, $F=0,94$ km²), Göygöl-Şəmkirçay hövzəsi ($H=2466$ m, $F=0,35$ km²), 9. İşıqlı Qaragöl ($H=2666$ m, $F=1,76$ km²)

Bir çox dağ gölləri axarsız olsada onların suyu şirindir. Buradan suyun çıxışı yer altına sızma yolu ilə baş verir, yəni su mübadiləsi mövcuddur.

Qidalanma xüsusiyyətlərindən asılı olaraq göllərin səviyyə rejimində müxtəlifdir. Axarlı göllərdə səviyyə tərəddüdü amplitudu az, vaxtaşırı axarlı və axarsız göllərdə isə nisbətən çoxdur. Səviyyənin illik tərəddüdü 0,5-1,5 m, çoxillik dövrdə isə 4-5 m ola bilər. Səthi buz bağlayan və sutoplayıcı hövzəsi rütubətlə kifayət qədər təmin olunmuş göllərin yüksək səviyyələri yazın axırı-yayın əvvəllərinə, alçaq səviyyələr isə yay mövsümünün axırı-qışda müşahidə edilir. Axarsız gölün yüksək səviyyələri atmosfer yağıntılarının miqdarından asılı olduğundan ilin bütün fəsillərində müşahidə edilə bilər.

Respublikadaki göllərdə ümumən 400-500 mln.m³ su cəmlənib ki, bunlarında yarıdan çoxunun minerallaşma dərəcəsi >1 q/kq-dır. Göl sularının minerallaşma dərəcəsi yüksək dağlıq zonadan arana endikcə <0,1q/kq-dan (ultra şirin sulardan) 380 q/kq-a (rapalı, yüksək dərəcəli şor sulara) kimi artır. Rapalı göllərin bəziləri (Masazır, Fatmayı, Mirzələdi, Duzdağ böyük, Acınohur və s.) duz çökdürür.

Göl suları səthinin ümumi sahəsi 300-330 km² olub, respublika ərazisinin 0,35%-ni əhatə edir. Dünya üzrə bu kəmiyyət~1,8%-dir. Göllərlə ən bol olan ərazi Abşeron yarımadasıdır ki, burada onlar region sahəsinin >2%-ni tutur. Digər çay hövzələri ilə müqayisədə Sumqayıtçay, Tərtər, Həkəri, Kürəkçay hövzəsində göllərin miqdarı çoxdur. Ən az göllü sahə Lənkəran və Naxçıvan təbii vilayətləri və alçaq dağlıq zonadır. Göllərin şaqul üzrə paylanması üstünlük təşkil edən yüksəkliklər Xəzər dənizi səviyyəsindən mütləq 100 m-ə qədər, ən az isə 100-500 m arasındakı alçaq dağətəyi zonadır.

Respublikamızın göl suları çox müxtəlif kimyəvi tərkibə və

minerallaşmaya malikdir. Burada hidrokarbonatlı, sulfatlı və xloridli sular sinfinə aid olan müxtəlif qrup və tip göl suları mövcuddur. Minerallaşma dərəcələri 40 mq/dm^3 -dən (ultra şirin sulardan) başlayıb təxminən 380 q/kq -a kimi dəyişir (cədvəl 7.12). Göl sularının kimyəvi baxımdan bu cür müxtəlifliyini formalaşdırdan amillər çox olsada onların üçü əsasdır: a-gölün yerləşdiyi landşaft zonası, b-göl çalasını təşkil edən süxurlar və c-gölün qidalanma xüsusiyyətləri.

Minerallaşma dərəcəsi $\leq 1 \text{ q/dm}^3$ -ə kimi olan şirin sulu göllərin əksəri dağlıq ərazilərdə yerləşib, hidrokarbonatlı sular sinfinə aiddirlər. Buradakı HCO_3^- ionlarının miqdarı anion və kationların cəmindən artıq olur. Həll olmuş oksigenin miqdarı kifayət dərəcədə ($8-10 \text{ mq/dm}^3$) və bəzən artıqdır, pH göstəricisinə görə neytral və nisbətən turşdur ($\text{pH} \leq 7,0$). Minerallaşma dərəcəsinin il ərzində tərəddüdü $30-50\%$ -dir. Biogen maddələrin miqdarı, meşə və bir çox aran ərazi gölləri ilə müqayisədə azlıq təşkil edir. Dayaz göllərdə su kütləsinin şəffaflığı bəzən dibə kimi, dərin göllərdə isə $5-10 \text{ m}$ arasında tərəddüd edir, suyun rəngi çox zaman göy-yaşıl çalarlı olur. Minerallaşma dərəcəsi 3 q/kq -dan artıq və rapalı göllərin əsas məkanı arid iqlimli aran ərazilər və Abşeron-Qobustandır. Buradakı göl suları kimyəvi tərkibinə görə sulfatlı və ya xloridli sinifə aid olub minerallaşma dərəcələri bəzən $\geq 350 \text{ q/kq}$ -a çatır. pH neytral və çox zaman >7 olduğundan qələvi mühit inkişaf edib. Ümumi codluq əksər göllər üçün çox ($\geq 10 \text{ mq-ekv/dm}^3$) yüksəkdir. Bu göllərin böyük əksəri dayaz, axarsız, az miqdarı isə vaxtaşırı axarlı olub, yay mövsümündə quruma həddinə yaxınlaşaraq çalaya duz (NaCl) çökdürürlər. Rapalı göllərin (Acınohur, Duzdağ, Masazır, Fatmayı, Mirzələdi və s.) suyu yüksək dərəcədə coddur, yəni $\geq 50 \text{ mq-ekv/dm}^3$ -dir. Kür və Araz çaylarının daşqın sularını və məişət-

kommunal axıntıları qəbul edən gölləri nəzərə almasaq digərlərində biogen maddələrin miqdarı çox azdır. Neft, qaz, kimya və s. sənaye obyektləri zonasında yerləşən göllər isə texnogen tullantılarla müxtəlif dərəcədə çirklənmişlər. Abşeron yarımadasında neftli lay sularının axıldığı Qala, Böyük Şor, Zabrat, Zığ, Sianşor, Xocahəsən, Romana, Bülbülə və s. göllər artıq yayda qurumur, onlar rapalı göl funksiyasını itirərək yüksək dərəcədə çirklənmiş gölə çevriliblər. Çirklənmiş göllərin mineral və bioloji ehtiyatları tədricən məhdudlaşaraq tükənir. Abşeron yarımadasının mərkəzi və şərqində yerləşən bir sıra yüksək dərəcədə çirklənmiş göllər təbii inkişaf xassələrini itirdiyindən onlar çirkab anbarına çevrilmişlər. Bu tip göllərin konstruktiv dəyişmələrə ehtiyacı var.

Göl sularının kimyəvi tərkibi müxtəlif olduğu kimi dib çöküntülərinin də qalınlığı, qranulometrik və mikroelement tərkibi fərqlidir. Yüksək dağlıq zonadakı göllərin dib çöküntüləri zəif inkişaf edib və orada klastik süxurlar üstünlük təşkil edir. Çox guman ki, respublikamızda dib çöküntülərinin ən çox toplandığı Masazır gölüdür. Buradakı çöküntülərin ümumi qalınlığı 10 m-ə yaxın olub, fiziki-kimyəvi göstəricilərinə görə fərqli qatlardan ibarətdirlər. Qalınlığı on sm-lərlə olan qara rəngli lil qatı müalicəvi əhəmiyyət kəsb edir. Digər göllərdəki lil qatının qalınlığı bir neçə metrdir.

Dib çöküntülərində bir sıra miqrant və səpinti mikroelementlər mövcuddur: Litium (Li), Rubidium (Rb), Mis (Cu), Sink (Zn), Kadmium (Cd), Stronsium (St), Barium (Ba), Qalay (Sn), Vanadium (V), Qurğuşun (Pb), Xrom (Cr), Molibden (Mo), Kobalt (Co), Manqan (Mn), Nikel (Ni) və s. Arid ərazilərdəki göllərin dib çöküntülərinin mikrokomponent tərkibində kadmium (Cd) elementinin miqdarı yüksəkdir və ortalasmış miqdarı 0,7 mq/kq olub, çökmə süxurlar üçün orta

klark qiymətindən təxminən 2,5 dəfə artıqdır. Bu ağır metalın dib çöküntülərində akkumulyasiyası bir tərəfdən gilli və lilli sedimentlərdə sorbsiya olması, digər tərəfdən isə, hidrobiont qalıqlarının destryuksiyası zamanı əmələ gəlməsi ilə əlaqədardır. Bir çox göllərdə qurğuşun və vanadiumun, Abşeron yarımadası göllərinin dib çöküntülərində isə sinkin konsentrasiyası yüksəkdir. Müqayisə üçün qeyd edək ki, göllərin dib çöküntülərindəki mikroelementlərin miqdarı, onların su kütləsindəkindən və aşağı hissələri aran ərazilərə çıxan Kür , Araz, Qanix və Qabırri çaylarının suyundakı miqdarından 10 və 100 dəfələrlə artıqdır.

Son 100 ildə göllərin miqdarı və sahələri təbii və antropogen təsirlərlə azalmaq üzrədir. Əgər 1900-cü ildə göllərin ümumi sahəsi $\sim 1300 \text{ km}^2$ idisə, bu kəmiyyət 2010 –cu ildə təxminən $300\text{--}330 \text{ km}^2$ -ə kimi azalmışdır. Çay axımının tənzimlənməsi prosesi artıqca çaylarla qidalanan göllərin miqdarı, sahə və həcmnin azalması prosesi aktivləşir. Əsasən kənd təsərrüfatı sahələrinin genişləndirilməsi ilə əlaqədar olaraq qurudulan göllərə: Lənkəran zonasında –Gəmişovan və Cil, Şirvan düzündə-Şirvan Qarasu çay-göl sistemi, Muğan düzündə “Yeni Araz” çay-göl sistemi və s. aiddir. Su sahələri qismən qurudulan göllərin əksəri Abşeron və Kür-Araz ovalığında yerləşir. Respublikamızın böyük gölləri olan-Sarısu, Ağgöl, Mehman, Ağçala, Mahmudçala, Zığ, Hacıqabul, Böyük Şor, Kürdəxana, Qırmızı göllər sistemi və digərlərinin sahələri müxtəlif təsərrüfat tədbirlərinin həyata keçirilməsilə müəyyən dərəcədə qurudularaq azaldılmışdır. Urbanlaşma zonasında yerləşən göllərin (Binaqədi, Xocahsən, Qala, Lökbatan və s.) sahə və su həcmi isə artmaqdadır.

Cədvəl 7.12.

Azərbaycanın xarakterik göllərinin hidrokimyəvi xüsusiyyətləri
(Zamanov, Tarverdiyev, Məmmədov məlumatları əsasında)

N	Göl	Çay hövzəsi, məkanı	Nümunə götürülən vaxt	Anionlar			Kationlar			İonların cəmi, mq/dm ³
				HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Böyük Qafqaz										
1	Qoşanohur	Vəlvələçay	06.1951	340,4	168,8	10,5	40,0	41,9	97,0	696,4
2	Ağnohur	Dovəçay	03.1952	219,6	13,2	10,5	33,0	6,1	50,8	333,2
3	Göynohur	Gilgilçay	03.1952	402,6	119,3	19,3	74,0	17,9	111,5	744,5
4	Taxtagöl	Sumqayıçay	06.1951	1171,2	1049,8	24,5	27,0	20,1	968,5	3260,6
5	Qaranohur	Girdimənçay	07.1959	280,6	38,7	8,0	67,0	4,8	44,2	297,1
Kiçik Qafqaz										
6	Böyük Alagöl	Vulkanik yayla	08.1962	36,6	5,7	3,0	8,0	3,6	2,3	59,2
7	Zalxa	Bazarçay	08.1962	36,6	2,5	3,0	8,0	2,4	3,0	55,5
8	Pəriçinql Qaragöl	Həkəri	08.1963	12,0	10,0	7,0	6,0	9,0	-	44,0

VII. Göl və su anbarlarının hidrologiyası

9	Göygöl	Kürəkçay	08.1986	161,7	66,5	5,3	41,6	9,0	37,0	321,6
10	Maraltöl	Kürəkçay	05.1964	122,0	20,0	7,7	32,0	6,0	23,0	210,0
11	Göygöl	Gilançay	07.1962	30,5	9,4	3,0	8,0	2,4	2,1	51,7
Kür çökəkliyi										
12	Sarısu	Kür	01.1976	213,5	2124,0	1240,7	300,6	346,6	980,0	5205,4
13	Hacıqabul	Kür	01.1976	183,0	2610,0	3484,1	204,0	636,6	2277,5	9415,2
14	Ağgöl	Qarqarçay	05.1977	244,1	698,4	1851,7	220,4	200,5	867,5	4082,6
Lənkəran										
15	Siyobilen	Lənkərançay	03.1967	84,9	1037	3,0	300	65,7	49,7	1510
16	Şingedulan	Viləşçay	09.1962	451,0	16,4	11,8	56,0	32,8	59,1	627,1
Abşeron, tonların miqdarı q/dm ³ -lə verilir										
17	Masazır	Abşeron	05.1987	1,6	4,5	74,7	0,21	0,49	58,2	133,7
18	Çyriçalasor	Abşeron	07.1969	0,04	53,6	98,6	5,0	12,6	60,0	229,8
19	Böyük Şor	Abşeron	09.1990	3,3	4,1	41,9	0,1	0,6	30,5	80,6

Son 100 ildə göllərin miqdarı və sahələri təbii və antropogen təsirlərlə azalmağa üzrədir. Əgər 1900-cü ildə göllərin ümumi sahəsi $\sim 1300 \text{ km}^2$ idisə, bu kəmiyyət 2010 –cu ildə təxminən $300\text{--}330 \text{ km}^2$ -ə kimi azalmışdır. Çay axımının tənzimlənməsi prosesi artdıqca çaylarla qidalanan göllərin miqdarı, sahə və həcmnin azalması prosesi aktivləşir. Əsasən kənd təsərrüfatı sahələrinin genişləndirilməsi ilə əlaqədar olaraq qurudulan göllərə: Lənkəran zonasında – Gəmişovan və Cil, Şirvan düzündə-Şirvan Qarasu çay-göl sistemi, Muğan düzündə “Yeni Araz” çay-göl sistemi və s. aiddir. Su sahələri qismən qurudulan göllərin əksəri Abşeron və Kür-Araz ovalığında yerləşir. Respublikamızın böyük gölləri olan-Sarısu, Ağgöl, Mehman, Ağçala, Mahmudçala, Zığ, Hacıqabul, Böyük Şor, Kürdəxana, Qırmızı göllər sistemi və digərlərinin sahələri müxtəlif təsərrüfat tədbirlərinin həyata keçirilməsilə müəyyən dərəcədə qurudularaq azaldılmışdır. Urbanlaşma zonasında yerləşən göllərin (Binəqədi, Xocahəsən, Qala, Lökbatan və s.) sahə və su həcmliəri isə artmaqdadır.

Tam və ya qismən qurudulan göllərlə yanaşı bəzi kiçik ölçülü və ya şor sulu göllərdən səmərəli istifadə məqsədilə onları şirin sulu göllərə çevirmişlər.

Su anbarına çevrilmiş göllər aşağıdakılardır: Cəndar (Ağstafa rayonu), Nohurqışlaq (Qəbələ rayonu), Ceyranbatan (Abşeron yarımadası); alçaq sahillərinə bənd çəkməklə həcmi artırılaraq rejimi qismən tənzimlənən göllər aşağıdakılardır: Qanlıgöl (Naxçıvançayın mənbə hissəsində), Pirigöl (Naxçıvanda Salvartı çayının mənbəyində), Batabat (Biçənək aşırımında bataqlığın torf örtüyündən qismən təmizlənməsilə), Qumyataq (Ceyranbatan su anbarının lilli sularını mütəmadi olaraq qəbul edən kiçik və şor sulu göl şirinləşərək həcmi bir neçə dəfə artmışdır) və s. Bununla belə, XX əsrin 2-ci yarısında istismarı bitmiş daş və qum karxanaları çökəkliyində su balansı qərarlaşmış bir neçə göl formalaşmış, məsələn Bakı

şəhəri ərazisində Yasamal -1 gölü, Kür çayının sağ sahilində Mingəçevir qum karxanaları göllər sistemi və s.

Aran və alçaq dağətəyi zonadakı bir çox göllərin şirin su ilə qidalanmadan təcrid olunması, su həcminin azalması və çirkənməsi onlarda biomüxtəlifliyin və bioməhsuldarlığın azalmasına səbəb olmuşdur. Kür-Araz ovalığındakı bəzi göllərin balıq məhsuldarlığı təbii rejim dövründə 100-150 kq/ha idisə, 1970-ci illərin əvvəllərində 20 kq/ha və XX əsrin axırlarına yaxın bu kəmiyyət sıfıra enmişdir. Bu göllərdə sərbəst və ferma şəraitində inkişaf etdirilərək, hər il dövlətə bir neçə min xəz dəri təhvil verən qunduzçuluq təsərrüfatı ekoloji durumun pisləşməsindən tənəzzülə uğramışdır.

Yüksək dərəcədə çirkələnmiş göllərin böyük əksəri urbanlaşmış ərazilərdə yerləşir. Neft, qaz, kimya, kommunal və s. təsərrüfatların çirkəblərini qəbul edən göllərdə təbii rejim pozulmuş, ehtiyatları isə itirilmişdir. Əgər Masazır gölünü nəzərə almasaq, Abşeronun əksər gölləri yüksək dərəcədə çirkəndiyindən onlardan xörək duzu və balneoloji məqsədlər üçün istifadə olunan dib çöküntüləri çıxarılmır. Texnogenezlə çirkələnmiş və rejimi pozulmuş göllərin bərpa tədbirlərinə ehtiyacı var.

7.8.2. Su anbarları

Respublika ərazisinin təxminən yarısını arid iqlimli düzən və dağətəyi zonalar təşkil etdiyindən, axımın il ərzində və ərazi üzrə qeyri-bərabər paylanması burada əkinə yararlı torpaqların su təminatı problemini yaratmışdır. Bu problemin həllinin əsas istiqmətlərindən biridə su anbarlarının yaradılması oldu.

Su mənbələri və su ehtiyatlarından səmərəli istifadə məqsədilə yaradılan ilk su anbarından biri Naxçıvançayın mənbə zonasında, 2424 m yüksəklikdə yerləşən Qanlıgölün alçaq sahillərinə bənd çəkməklə həcm artırılması və dağətəyi düzənlikdə yerləşən əkin sahələrinin su ilə təminatının yaxşı-

Həcmi 1 mln.m³ -dən artıq olan su anbarlarının əsas göstəriciləri

N	Adı	Çay hövzəsi	Yerləşdiyi inzibati rayon	İstifadəyə verildiyi il	Sahəsi, km ²	Həcmi, mln.m ³
1	2	3	4	5	6	7
1	Candargöl*	Kür	Ağstafa	XIX əsr	12,5	52,0
2	İncəsü	İncəsü	Qazax	1988	0,26	2,6
3	Əyriçay	Əyriçay	Şəki	1986		80,6
4	Qələcuq-1	Qusarçay	Qusar	1986	0,3	1,6
5	Bulaqdərə	Məcradan kənar	Quba	1987	0,2	1,2
6	Coğaz	Coğazçay	Qazax	1988	0,21	20,0
7	Ağstafaçay	Ağstafaçay	Qazax	1969	6,38	120,0
8	Xatınlı	Məcradan kənar	Tovuz	1962	0,75	4,1
9	Cəyirli	Məcradan kənar	Şəki	1987	1,0	1,1
10	Nohurqışlaq	Məcradan kənar	Qəbələ	1950	1,96	18,2
11	Şəmkir	Kür	Şəmkir	1983	115	2677
12	Yenikənd	Kür	Şəmkir	2000	22,6	158,0
13	Axıncaçay	Axıncaçay	Tovuz	1966	0,92	14,0
14	Mingəçevir	Kür	Mingəçevir	1953	605	15730
15	Aşıqbayramlı	Məcradan kənar	İsmayıllı	1951	0,8	3,6
16	Azər Əhmədli	Məcradan kənar	Goranboy	1955	0,2	1,0
17	Varvara	Kür	Yevlax	1952	21,4	62,0
18	Yekəxana	Məcradan kənar	İsmayıllı	1963	0,5	18,6
19	Zoğalavaçay	Zoğalavaçay	Şamaxı	1974	0,52	3,4
20	Ceyranbatan	Məcradan kənar	Abşeron	1956	13,89	186,0
21	Şıxlar-2	Məcradan kənar	Goranboy	1958	0,9	1,2
22	Səfikürd	Məcradan kənar	Goranboy	1960	0,5	3,4
23	Hacıqədirlı	Məcradan kənar	Ağsu	1968	0,19	1,2
24	Cavanşir	Məcradan kənar	Ağsu	1961	0,77	4,3
25	Şıxlar-1	Məcradan kənar	Goranboy	1956	0,25	1,2
26	Qoşqarçay	Qoşqarçay	Daşkəsən	1969	0,38	3,4
27	Zümrəxan	Tərtər	Bərdə	1964	0,45	1,3
28	Sərsəng	Tərtər	Tərtər	1976	13,85	565
29	Pirsaat	Pirsaat çay	Hacıqabul	1964	0,16	16,9
30	Xaçınçay	Xaçınçay	Ağdam	1964	1,26	23,0
31	Ağdamkənd	Qarqarçay	Ağdam	1963	0,5	1,6

7.8. Azərbaycan Respublikasının gölləri və su anbarları

32	Köndələnçay-1	Köndələnçay	Fizuli	1964	0,52	3,9
33	Köndələnçay-2	Köndələnçay	Fizuli	1950	0,4	2,1
34	Aşağı Köndələnçay	Köndələnçay	Fizuli	1981	1,53	9,5
35	Bolqarçay	Bolharıçay	Biləsuvar	1965	0,07	12,0
36	İncəçay	İncəçay	Cəlilabad	1986	0,04	7,0
37	Cəfərhanlı	Məcradan kənar	Cəlilabad	1957	0,8	2,1
38	Mişarçay	Mişarçay	Cəlilabad	1959	0,84	2,1
39	Göytəpə	Göytəpəçay	Cəlilabad	1988	0,06	4,2
40	Viləşçay	Viləşçay	Masallı	1986	2,5	46,0
41	Mahmudovlar	Talışçay	Masallı	1968	0,64	1,6
42	Babaser	Xanlıçay	Masallı	1962	0,5	2,0
43	Yuxarı Xanbulançay	Bəşəru	Lənkəran	1976	2,46	52,0
44	Lavain	Şərüdçay	Astara	1964	1,25	6,3
45	Arpaçay	Arpaçay	Şərrur	1977	6,03	150,0
46	Batabat-0	Naxçıvançay	Şahbuz	1951	0,18	1,6
47	Batabat-1	Naxçıvançay	Şahbuz	1951	0,16	1,2
48	Çalxanqala	Naxçıvançay	Kəngərli	1982	0,12	1,5
49	Nursugöl	Məcradan kənar	Şahbuz	1975	0,3	1,0
50	Xokgöl	Məcradan kənar	Kəngərli	1963	0,24	1,2
51	Cəhri-1	Cəhriçay	Babək	1980	0,1	1,0
52	Cəhri-2	Cəhriçay	Babək	1981	0,2	1,3
53	H.Əliyev	Naxçıvan	Şahbuz	1989	0,45	100,0
54	Uzunoba	Naxçıvançay	Babək	1961	1,15	9,0
55	Məzrəgöl	Naxçıvançay	Babək	1982	0,4	1,2
56	Qahab	Məcradan kənar	Babək	1953	0,26	1,1
57	Sirab	Məcradan kənar	Babək	1980	0,16	12,7
58	Araz*	Araz	Babək	1971	145	1350
59	Bənəniyar	Əlinca	Culfa	1989	0,19	17,4
60	Nehrəmgöl	Əlincaçay	Babək	1965	0,85	6,0
61	Dizə	Məcradan kənar	Culfa	1985	0,1	1,0
62	Yayçı	Azaçay	Culfa	1982	0,2	1,5
63	Taxtakörpu	Taxtakörpu	Şabran	2013	8,71	270
64	Qanlıgöl	Naxçıvançay	Şahbuz	XIX əsr	0,1	1,0
65	Salvartı	Naxçıvançay	Şahbuz	1978	0,2	1,2

*Sahəsinin müəyyən hissəsi qonşu dövlət ərazisində yerləşir

Su anbarlarının böyük əksəri dağətəyi zonada yerləşərək su təminatı məqsədli olduğundan tənzimlənməsi mövsümü xarakter daşıyır. Dağlıq zonada yerləşən su anbarları əsasən məcrə tipli, düzənlik və ya dağətəyindəkilər isə məcrada və ya məcradan kənarda yerləşirlər. Şəmkir, Yenikənd, Mingəçevir, Varvara, Sərsəng, Taxtakörpü, H.Əliyev, Arpaçay və Araz su anbarları hidroenerji təyinatlıdır.

Su anbarlarının ümumi sahəsi 1100 km²-ə yaxın olub, respublika ərazisinin 1,3 %-ini əhatə edirlər, müqayisə üçün qeyd edək ki, bu göstərici göllər üçün cəmi 0, 35%-dir. Su anbarlarında akkumulyasiya olan suların ümumi həcmi təxminən 22 km³-ə yaxındır ki, bu da respublikamız ərazisində formalaşan axım həcmindən iki dəfə artıqdır. Hazırda əkinə yararlı torpaqların 1,4 mln.hektarı suvarılır ki, bu suların da çox hissəsi su anbarlarının su ehtiyatı hesabınadır.

Həcminə görə məcrə tipli ən böyük su anbarı Mingəçevir, məcradan kənar yerləşən isə Ceyranbatandır. Kür çayı dərəsində yerləşən su anbarları axım istiqamətində pilləvari silsilə yaradırlar ki, onların əsas göstəriciləri cədvəl 7.14-də verilir.

Cədvəl 7.14.

Kür silsilə su anbarlarının bəzi göstəriciləri

N	Su anbarı	Çayın mənsəbindən anbarın bəndinə kimi olan məsafə, km	Normal basqıda suyun səviyyəsi, m	Anbarın			
				uzunluğu, km	maksimal dərinliyi, m	həcmi, mln.m ³	Səthinin sahəsi, km ²
1	Şəmkir	687	158,0	36		2677	115
2	Yenikənd	668	104,0	15		158,0	22,6
3	Mingəçevir	605	83,0	75	75	15730	605
4	Varvara	593	18,0	13	14	62,0	21,4

Su anbarlarının istismar rejimindən asılı olaraq səviyyə tərəddüdlərinin amplitududa müxtəlifdir. Monitoring məlumatlarına əsaslanaraq söyləmək olar ki, çoxillik dövrdə ən yüksək səviyyə tərəddüdləri Sərsəng su anbarında > 40 m, Şəmkir su anbarında > 20 m, Mingəçevir su anbarında > 16 m, Araz su anbarında > 15 m olmuşdur, digər su anbarlarında isə nisbətən kiçik kəmiyyətlər təşkil edir.

Su anbarlarının yerləşdiyi mütləq yüksəklik və su həcmindən asılı olaraq temperatur və buz rejimləri də fərqlidir. Məsələn, aran və alçaq dağətəyi zonada yerləşən Mingəçevir, Araz, Şəmkir, Varvara və s. su anbarlarında suyun orta çoxillik temperaturu təxminən $15-16^{\circ}\text{S}$, yayda $26-30^{\circ}\text{S}$, qışda isə $4-6^{\circ}\text{S}$ –yə kimi azalır. Anbarın körfəz hissələrində temperatur amplitudu daha yüksək olur. Maksimal temperaturlar iyulun axırlarında, minimal isə fevralda müşahidə olunur. Temperatur stratifikasiyası yayda özünü aydın göstərir. Bu su anbarlarında buz örtüyü formalaşmır, amma qışı sərt keçən illərdə qısa müddətli, dəyanətsiz sahil buzları əmələ gələ bilər.

Aran ərazilərlə müqayisədə dağlıq zonadakı su anbarlarının su kütləsi nisbətən sərin, qışda isə səthi donur. Məsələn, Qoşqarçay su anbarının səthi yanvar-mart ayları arası buz bağlayır, buzun qalınlığı 20-50 sm arasında olur. Pirsaatçay, Ağstafaçay, Axıncaçay və s. su anbarlarında isə buz örtüyünün müddəti cəmi bir neçə gün və ya bir neçə həftə davam edir, amma sahil buz hadisələri demək olar ki, hər il müşahidə olunur.

Su anbarlarındakı suyun kimyəvi tərkibi qidalandığı çay suyuna uyğun olub, amma minerallaşma dərəcəsi qismən artır. Su anbarlarının suyu şirin sulara aid olub müxtəlif təsərrüfat sahələrində istifadə oluna bilər. Anbarları qidalandıran çaylar müxtəlif dərəcədə çirkləndiyindən su anbarları da çirklənməyə məruz qalır. Bu proses özünü tranzit çaylar olan Kür, Araz, Ağstafaçay, Tovuzçay, Qanıx, Qabırçı və s. üstündə olan su

anbarlarında daha qabarıq göstərir.

Respublikamızda xarakterik kəmiyyətlərinə görə fərqlənən su anbarları aşağıdakılardır:

1.Suyun həcminə görə; mln.m³: Mingəçevir -15730, Şəmkir -2677, Araz -1350.

2.Su səthinin sahəsinə görə, km²: Mingəçevir-605, Şəmkir -115, Araz -145.

3.Maksimal dərinliyinə görə, m: Sərsəng -103, Mingəçevir-75, Arpaçay -60

Respublikamızda su anbarlarının sahəsi artdıqca torpaqların və qisməndə havadakı rütubətin miqdarı artır, su səthindən buxarlanma ilə külli miqdarda su itir, anbardan infiltrasiya ilə yeraltı syular qidalanır, sahil zonasında sürüşmə, çökmə, suffoziya və s. ekzogen geoloji proseslərin inkişafına şərait yaranır.

Su anbarlarının hidroenerji istehsalı və su təminatı sahəsindəki rolu əvəzolunmazdır. Su anbarlarında hər il 50 mln. tona yaxın müxtəlif ölçülü və tərkibli çöküntülər toplanır. Bu çöküntülərin 90%-dən artığı mineral, az hissəsi isə biogen mənşəlidir. Cavanşir, Əyriçay, Bolqarçay, Pirsaatçay və s. su anbarları yüksək dərəcədə lilləndiyindən onların faydalı su həcmələri xeyli azalmışdır.

Su anbarlarından fərqli olaraq Bəhramtəpə, Madagiz, Arpaçay, Türyançay və s. suötürücü(supaylayıcı) hidroqovşaqlar mövcuddur ki, onlarında bəndinin arxasında su kütləsinin akkumulyasiyası baş verir.

Kiçik təsərrüfatların su təminatını yaxşılaşdırmaq məqsədilə ölkəmizdə yüzlərlə nohurlar yaradılmışdır. Onların miqdarı, sahəsi və su həcmi bir neçə il ərzində dəyişir.

Fəsil 8

BATAQLIQLARIN HİDROLOGİYASI

8.1. BATAQLIQLAŞMA PROSESİ VƏ BATAQLIĞIN ƏMƏLƏ GƏLMƏSİ

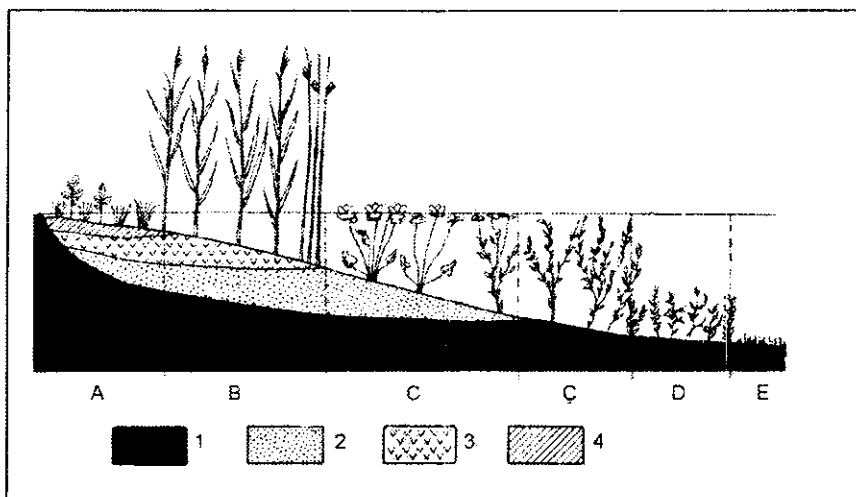
Yer səthindəki suların müəyyən hissəsi bataqlıqlarda cəmlənib. *Bataqlıq* - yer səthinin rütubətlə bol təmin olunduğu, axımın olmadığı və ya çox zəif olduğu, oksigen çatışmazlığı şəraitində özünəməxsus su bitkilərinin geniş yayıldığı, torfəmələgəlmə və torftoplanma prosesinin inkişaf etdiyi mühitdir. Bataqlıqlarda torf qatının qalınlığı 30 sm-dən artıq olur. Bu mühitdə inkişaf edən bitkilərin əksərinin kökü torpaq-qrunt substratına çatmır və torf məhsulları ilə qidalanırlar.

Bataqlıqdan fərqli olaraq *bataqlıqlaşmaya məruz qalmış torpaqlarda* ola bilər ki, torf qatı olmasın və ya onun qalınlığı 30 sm-dən az olsun, buradakı bitkilər bataqlıqdakından qismən fərqlənir və onların kökü, dibi təşkil edən torpaq-qrunt qidalanır. Bataqlıqları kompleks tədqiq edən elm sahəsi *bataqlıqlaşdırıcılıq* adlanır. *Bataqlıqların hidrologiyası* bataqlıqlaşdırıcılığın tərkib hissəsi olub, bataqlıq və onun hövzəsində baş verən hidroloji proseslər kompleksini tədqiq edir.

Bataqlıq müxtəlif təbii şəraitdə əmələ gələ bilər. Bataqlıq-əmələgəlmə prosesi həm soyuq iqlim şəraitində, həm də tropik qurşaqlarda inkişaf edə bilər, amma daha əlverişli ərazi mülayim qurşaqların su ilə bol təmin olunmuş zonalarıdır. Bataqlıqlar, relyefin alçaq və düzən hissələrilə yanaşı, hündür suayırıcılarında da formalaşır. Onların əmələ gəlməsi üçün əsas şərt ərazinin kifayət qədər rütubətli olması və səthə yaxın hissələrdəki torpaq-qrunt örtüyünün durğun və ya ətalətli hərəkətdə olan sularla doymasıdır.

Durğun və ya ətalətli hərəkətdə olan sularla doymuş torpaq-qrunnt örtüyündə bitkilərin oksigen və mineral maddələrlə qidalanma şəraiti çətinləşir, üzvi maddələrin çürüməsinə lazım olan biokimyəvi proseslər zəif inkişaf etdiyindən oraya düşmüş bitki hissəcikləri tam oksidləşmədiyindən müəyyən dərəcə konservləşərək humin maddələri əmələ gətirirlər. Kiçik ölçülü hissələrdən ibarət çürüməmiş üzvi materiallar, mineral mənşəli qruntların məsamələrini tutaraq su mübadiləsinə çətinləşdirir və tədricən bütün çökək ərazini örtür. Bu proses inkişaf etdikcə əsasən bitki materiallarından ibarət olan kütlə müəyyən transformasiyaya uğrayır və yeni, üzvi mənşəli süxur olan *torf* yaranır. Torf, yüksək dərəcədə rütubət saxlama qabiliyyətinə malikdir. Təbii vəziyyətdə torfun tərkibinin 88-97%-ni su, 2-10%-ni quru maddələr və 1-7%-ni qazlar (əsasən metan) təşkil edir. Torfun rəngi sarımtıl-qonur-qəhvəyidir. Tərkibindəki çürüntü materialı artdıqca rəngi tündləşir. Ətraf sahəni təşkil edən mineral mənşəli qruntların üzəri torf qatı ilə örtüləndə orada bataqlıq formalaşır. Beləliklə, bataqlığın əmələ gəlməsi bir neçə şərtin labüdlüyünü tələb edir: 1.Torpaq qrunnt örtüyünün durğun və ya zəif hərəkətdə olan sularla doyması nəticəsində ərazidə aerasiya prosesinin pozulması; 2.Torfəmələgəlmə prosesi nəticəsində mütəmadi olaraq torfun toplanması; 3.Nisbətən turş sulu mühitdə əmələ gəlib inkişaf edən, özünə məxsus bataqlıq bitkilərinin olması.

Deməli, bataqlıq əmələ gəlmə prosesində əsas məsələ torfun yaranmasıdır ki, bu da səthdə, yəni quruda, həm də durğun sulu göllü sahədə ola bilər. Su mübadiləsi zəif olan, litoral zona və hidroflora, yaxşı inkişaf etmiş göl sahilində bataqlıqlaşma prosesinin başlanmasını şəkil 8.1-də görmək olar.



Şəkil 8.1. Dayaz gölün bitkilərlə dolması və bataqlıqlaşma prosesinin başlanması

A-dayaz zona, B-qamış və qarğı zonası, C-su zanbağı və su sünbülü zonası, Ç-suya batmış bitkilər zonası, D-sualtı çəmənlər zonası, E-mikrofitlər zonası

1-mineral qrun, 2-sapropelli torf,

3-qamış-qarğı mənşəli torf, 4-çilli torf

Torfəmələgəlmə iki xarakterik cəhəti özündə birləşdirir: a) hər il toplanan üzvi bitki kütləsinin olması; b) tam çürüyə bilməyən kütlədən torfun yaranması.

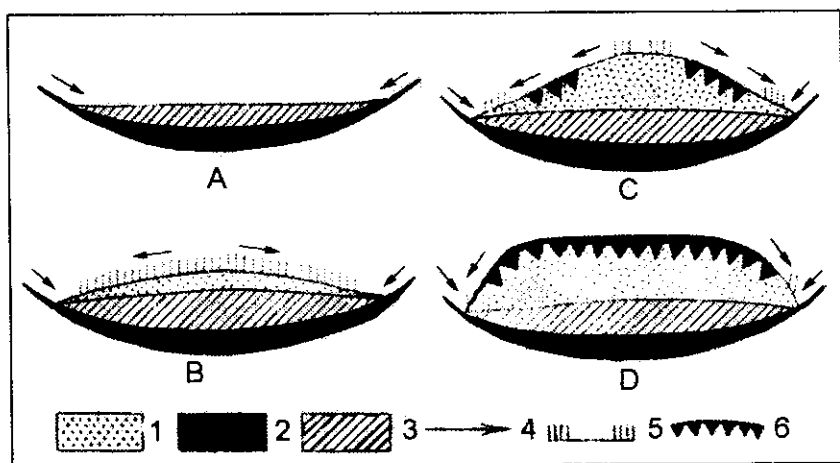
Bataqlığın inkişafı əsasən bu iki prosesin intensivliyindən asılıdır. Torfəmələgəlmə inkişaf edib ehtiyatı artdıqca bataqlıq da genişlənir.

Yağıntılardan və ümumiyyətlə rütubətin müəyyən ərazilərdə buxarlanmadan çox olması həmin zonalarda bataqlıqəmələgəlmə prosesinə münbit şərait yaradır. Meylli az olan düzən ərazilər bu cəhətdən daha əlverişlidir. Məsələn: Qərbi Sibir düzənliyi, Polesye, Amazon ovalığı və s. Bataqlıqəmələgəlmə zamanı iqlim şəraiti əlverişli olub, amma ərazinin relyefi

nisbətən təpəli – dərəlidirsə bataqlıqlar əsasən çay dərələri, yarıqlar, terraslar və digər çökəklərdə inkişaf edir. Rütubətliyi az olan ərazilərdə də bəzən kiçik sahəli bataqlıqlar yarana bilər ki, bunlarında su qidasını daşqın suları və ya səthə qalxan yeraltı sular təşkil edir.

Bataqlıqların inkişafında hava temperaturu və rütubətin rolu böyükdür belə ki, soyuq, qısa vegetasiya dövrlü ərazidə bataqlıqəmələgəlmə prosesi zəif, mülayim iqlimli ərazilərdə isə intensiv inkişaf edir.

Yer səthində torf qatı ilə örtülmüş, sərhədləri planda qapalı kontur təşkil edən ərazi –*bataqlıq massivi* adlanır. Bataqlıq massivinın əsas inkişaf mərhələləri şəkil 8.2-də göstərilir.



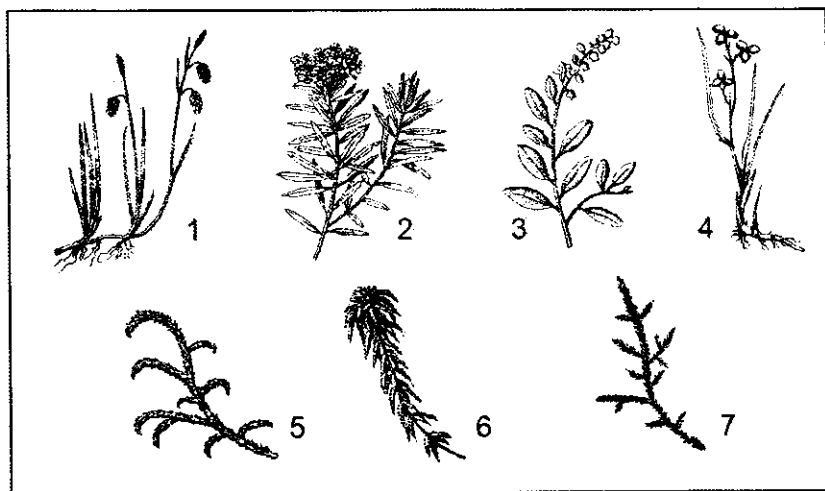
Şəkil 8.2. Bataqlıq massivinın inkişaf mərhələləri (K.E.Иванов, 1975)
1-yüksəkdə formalaşan bataqlıq, 2-çökək ərazidə formalaşan bataqlıq, 3-keçid zona bataqlığı, 4-axım istiqamətləri, 5-meşəli sahə, 6-mamırlı, göllü sahələr

Düzən və ya çökək yerdə formalaşan ilkin bataqlıq massivi inkişaf etdikcə sahəsi böyüyür və yaxınlıqdakı bataqlıq

massivlərilə birləşərək mürəkkəb quruluşlu və rejimli geniş bataqlıq sahələri yaradır. Bataqlığın formalaşma prosesi adətən üç əsas mərhələyə ayrılır. **Birinci mərhələ** - relyefin düzən və ya nisbətən çökək hissəsində, suyun bolluğu və zəif hərəkəti şəraitində torpaq-qrunt örtüyü daim rütubətlə ifrat dərəcədə doymuş olur (şəkil 8.2, A). Su bitkiləri aktiv inkişaf edir, aerasiya zəifləyir. Bitkilər tam çürüyə bilmədiyindən onların kütləsinin toplanması baş verir. Torf örtüyü yaranır və inkişaf etdikcə qalınlığı və sahəsi artır. Torftoplanma prosesi yüksəkdə yerləşən ərazilərlə müqayisədə çökək ərazilərdə daha intensiv inkişaf edir. Torf örtüyünün qalınlığı artdıqca çökəkliyin səthi yüksəlir və tədricən ətraf sahələrin yüksəkliyinə bərabər olur (şəkil 8.2, B). Torf örtüyünün altında grunt sularının hərəkəti zəifləşir. **İkinci mərhələdə** - torftoplanma və axın prosesi bataqlığın bütün sahəsində bərabərləşsə də, bu proses ümumən çox zəif baş verir və bataqlığın kənarlarındakı ətraf mühitlə kontakt zonasında nisbətən aktiv olur. Bu mərhələdə bataqlığın kənar zonasına nisbətən mərkəz hissələri yüksəlir və mərkəzdən kənarlara doğru axın yaranır, nəticədə, mərkəz hissələrdə torftoplanmanın intensivliyi artır və o, kontakt zonasına nisbətən yüksəlir (şəkil 8.2, C). **Üçüncü mərhələdə** - bataqlıq massivinin hidroloji rejimi, yəni su ilə qidalanma şəraiti tam dəyişir. Əgər, birinci və ikinci mərhələlərdə bataqlıq massivinin su qidasını atmosfer yağıntıları, səth və grunt suları təşkil edirdisə, sonradan massiv mənşəli hissələrinin yüksəlməsilə səth və grunt sularının massivə daxil olması çətinləşir və su qidasının əsasını ancaq atmosfer yağıntıları təşkil edir. Grunt və səth suları isə bataqlıq massivinin ətraf mühitlə kontakt zonasında toplanaraq bataqlıqlaşma prosesi arealını aktivləşdirir (şəkil 8.2, D). Bu suların minerallaşma dərəcəsi nisbətən yüksək olur.

8.2. BATAQLIQLARIN BİTKİ ÖRTÜYÜ VƏ BATAQLIQ MİKROLANDŞAFTI

Bataqlıqların bitki aləmi əsasən ağac, kol, ot və mamırların müxtəlif qruplaşmalarından ibarət olub, ərazidə paylanma, tərkib və struktur baxımından sadə və mürəkkəb fitosenozlar əmələ gətirirlər. Eyni bataqlığın müxtəlif hissələrində fərqli fitosenozlar formalaşa bilər. Ərazinin mikroyefindən, hidroloji rejimindən, qrunut sularının minerallaşma dərəcəsiindən və s. asılı olaraq bataqlıqlarda müxtəlif bitki assosiasiyaları özünəməxsus mikrolandşaftlar formalaşdırır. Bu tip landşaftlarda sfaqna, ağ və torflu mamır növləri daha geniş yayılmışdır. Bataqlıqların bəzi xarakterik bitkiləri şəkil 8.3-də göstərilir.



Şəkil 8.3. Bataqlıqların bəzi səciyyəvi bitkiləri (A.A.Нищенко, 1967)
 1. Bataqlıq cili (*Carex Limosa*); 2. Ladan ağacı və ya həmişəyaşıl zəhərli kol (*Ledum palustre*); 3. Kassandra (*Cassandra calyculata*);
 4. Şeyxçeriya (*Scheuchzeria palustris*); 5. Mamır (*Drepanocladus*);
 6. Sfaqna mamırı (*Sphagnum fuscum*, *Sph. Magellanicum*, *Sph. rubellum*); 7. Mamır (*Calliergon*)

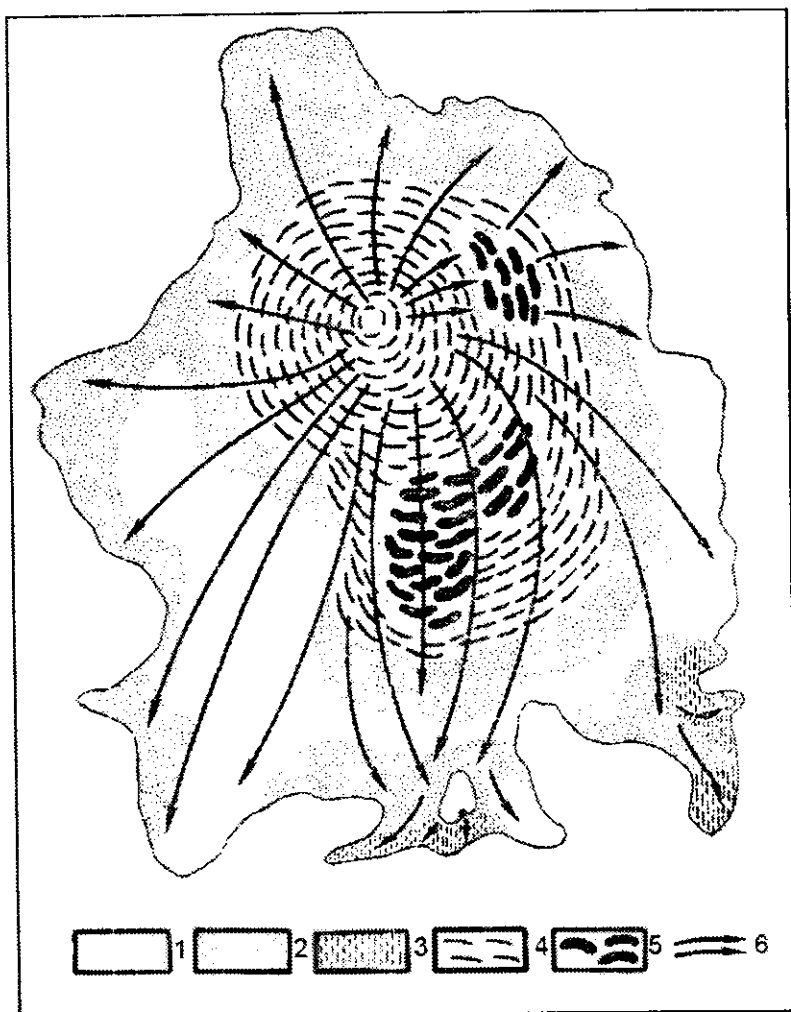
Bataqlıqda rast gəlinən ağaclardan iynə yarpaqlı və toz ağacı növləri çoxluq təşkil edir. Buradakı ağacların əksəri nisbətən kiçik boylu və zəif inkişaf etmiş olur.

Bataqlıqda müxtəlif ot növləri və qrupları daha geniş yayılmışdır. Bunlardan: sünbüllü otlar, çil, qatır quyruğu, sarı süsən, tüklüçə, sarı böyürtkən, şahçiçəyi, gördəvər, qaymaqçiçək, qamış, ayı döşəyi və s. göstərmək olar. Yerləşdiyi ərazinin təbii şəraitindən asılı olaraq otlar müxtəlif assosiasiyalar əmələ gətirirlər.

Bataqlıqlarda bitən kolların hündürlüyü əsasən 15-20 sm-dən başlayıb 1 m-ə kimi olur. Ən çox yayılmış kol bitkilərindən: üvəz və ya quşarmudu, murdarça, meşə gilası, ladan ağacı və ya həmişəyaşıl zəhərli kol, süpürgə kolu, cır mərsin, mərcanı və ya quşüzümü, söyüd, kol söyüd və s. göstərmək olar.

İlin çox hissəsi su qatı ilə örtülü olan rütubətli tropik meşələrdə bitki növləri daha zəngindir. Buradakı bitkilərin müxtəlifliyi suyun kimyəvi tərkibi və şəffaflıq dərəcəsindən asılıdır. Bu bataqlıqlarda suda üzən bitkilər, şəffaf sularda isə sualtı çəmənlər üstünlük təşkil edir. Okeana yaxın zonalarda isə manqr meşəlikləri yerləşir.

Bataqlıq massivində eyni növ bitki örtüyü, səthinin mikroyefi, torf qatının üst hissəsinin fiziki xüsusiyyətləri və eyni tip hidroloji rejimlə səciyyələnən sahə bataqlıq mikrolandşaftı adlanır (şəkil 8.4). Ölçüləri və əmələgəlmə şəraitindən asılı olmayaraq hər bir bataqlıq vahid və ya bir neçə fərqli mikrolandşaftdan ibarət olub bilər.



Şəkil 8.4. Bataqlığın əsas mikrolandşaft tipləri (К.Е.Иванов, 1975)
 1-meşəsiz sfaqla örtüyü; 2-kiçik boylu şam ağaclarının inkişaf etdiyi
 sfaqlı örtük; 3-şam ağaclarının sıx olduğu kollu sahələr; 4-dalğavari-
 tirəli mamırlı komplekslər; 5-dalğavari-tirəli göllü komplekslər; 6-səth
 və filtrasiya sularının axın istiqaməti

8.3. BATAQLIQLARIN TƏSNİFATI

Müxtəlif strukturlu bataqlıqların sinifləşdirilib təsnifatının hazırlanması məqsədilə tədqiqatçılar bir neçə əlaməti əsas meyar kimi götürmüşlər. Bunların əsasları aşağıdakılardır:

a) topoqrafik xüsusiyyətlər və relyefin formaları; b) ərazinin rütubətliyi və bataqlığın su qidası; c) bataqlığın bitki örtüyü; ç) genetik əsaslar (əmələ gəlməsi); d) bataqlığın qida maddələri ilə zənginliyi; e) bataqlıq mikroyerliyinin xüsusiyyətləri.

Bataqlıqların nisbətən sadə və ümumi təsnifatı onları ekoloji xüsusiyyətlərinə görə üç qrupa ayırmağa imkan yaradır:

1. *Evtrof* - düzən və alçaq sahələrdə yerləşərək, səthləri hamar və ya çökmüş olur. Bu bataqlıqların su qidasını yağış və qarlardan başqa, daşqın suları və mineral maddələrlə zəngin olan yeraltı sular təşkil edir ki, bunlarda özünəməxsus bitki örtüyü formalaşdırır. Torfdakı külün miqdarı 6-12% və daha artıq olur.

2. *Oliqotrof* - bu bataqlıqlar adətən yüksəklikdə, çayların suayırıcılarında yerləşərək, əsasən atmosfer yağıntıları ilə qidalanır. Mineral maddələrə tələbi az olan bitkilər inkişaf etmişdir. Səthi çox vaxt mamırlarla örtülüdür. Kənarlarına nisbətən mərkəzində torfəmələgəlmə prosesi intensiv inkişaf etdiyindən, mərkəz hissələr bir neçə metr qabarmış olur. Torfdakı külün miqdarı 2-4%-dir.

3. *Mezotrof* - bitki örtüyü və onları qidalandıran suların minerallaşma dərəcəsinə görə alçaqda və yüksəklikdə yerləşən bataqlıqlar arasında keçid təşkil edənlərdir.

Bataqlıqların inkişaf etdiyi sahələrdə özünəməxsus bataqlıq mikrolandşaftı əmələ gəlir ki, buda əsasən bataqlığın yaşından və ərazinin təbii xüsusiyyətlərindən asılıdır. Bataqlıqların geniş miqyaslı, dəqiq tədqiqi əsasında onların landşaft-mənşə təsnifatı hazırlana bilər. Bu təsnifat Y.A.Qalkina və K.Y.İva

nov tərəfindən təklif olunaraq bataqlıq masivi xüsusiyyətlərinin kompleks öyrənilməsinə əsaslanır.

8.4. BATAQLIQLARIN REJİM XÜSUSİYYƏTLƏRİ

Bataqlıqların rejiminə onların su ilə qidalanma mənbələri, su səviyyəsinin tərəddüdü, temperaturu və buz hadisələri, su balans, oradakı suların hərəkəti və yeraltı sularla əlaqəsi, bitki aləmi ilə su kütləsinin mübadiləli təsiri və bütün bunların təbii mühitlə əlaqələri aiddir.

Bataqlıq sularının əksəri adətən torfa hopmuş vəziyyətdə olduğundan səviyyənin tərəddüdü ərazinin nəmlənmə şəraitindən və su balansından asılıdır. Bataqlıqların su qidasını: yağış, qar, yeraltı və səth suları təşkil edə bilər. Bu mənbələrin su balansında birinin çox, digərinin az olması əsasən iqlim və relyefdən asılıdır. Mülayim iqlim zonanın suayırıcında yerləşən oliqotrof bataqlıqlar ancaq yağış və qar suları ilə qidalanır. Çökək və rütubətliyi az olan ərazilərdə yerləşən bataqlığın qidalanmasında yeraltı sular, çay dərələrində və terraslarla yerləşən bataqlıqların qidasında isə üstünlüyü çay və daşqın suları təşkil edir. Su balansının çıxar hissəsini əsasən ümumi buxarlanma (diffuziya+transpirasiya), kiçik hissəsini isə səthi axar təşkil edir. Məsələn: Rusiyanın Avropa hissəsinin şimal-qərbində yerləşən bataqlıqların su balansının gəlir hissəsini əsasən atmosfer yağıntıları, çıxar hissəsinin 80%-ni ümumi buxarlanma və 20%-ni səthi axar formalaşdırır. Buxarlanma ilə itən suların çoxusu may-iyul aylarında baş verir. Yay aylarında səthi axar az olub buxarlanmanın 5%-ni təşkil edir. İlin soyuq dövründə və yazın əvvəllərində bataqlıqdan çıxan səthi axar yüksək olub illiyin 75%-i qədərdir.

Bataqlıqdakı torf kütləsinin 88-97%-i sudan ibarətdir. Bu suların əksəri kapilyar, adsorbsiya olmuş və kimyəvi baxımdan

bağlı vəziyyətdədir. Sərbəst su, torfarası boşluqlarda, bataqlıq içindəki göl və çay məcralarında toplanmışdır.

Çürüməyə daha çox məruz qalıb kipləşmiş torfun sukeçirmə qabiliyyəti zəif olub müəyyən dərəcə gili xatırladır. Torfun sukeçirmə qabiliyyəti onun bitki əsasında asılıdır. Dərinliyi 1,0 m-ə qədər olan üst torf qatında bioloji proseslər, su mübadiləsi və aerasiya prosesi baş verdiyindən bu hissə *aktiv qat*, bundan aşağıdakı ətalətli hissə isə *passiv qat* adlanır. Passiv qata hava keçmir, torfdakı suyun miqdarı dəyişməzdir, torfə-mələgəlmə üçün lazım olan aerob mikroorqanizmlər yoxdur.

Bataqlıq landşaftında qrunnt suları səthə yaxın və çox zaman bataqlıqdakı suyun səviyyəsində yerləşir. Qrunnt sularının illik rejimində iki maksimum – yaz və payızın yağıntılı dövrünə təsadüf edir. Səviyyə tərəddüdləri isə bataqlıqdakı suyun filtrasiya əmsali ilə əlaqəlidir. Bataqlığın üst hissəsində suyun filtrasiya sürəti ildə 100 m və daha artıq, alt passiv qatda isə maksimum 5-6 m/il təşkil edir. Mərkəz hissələri qabarmış bataqlığın üst aktiv qatından kənarlara doğru yazda bir gün ərzində hər hektardan 100-150 m³ su süzülə bilər.

Bataqlığın temperatur rejimi özünəməxsus olub, onu təşkil edən torf, su və mineral maddələrlə zəngin olan lillərin istilik ehtiyatından asılıdır. Bataqlığın üst 0,15-0,25 m aktiv qatında sutkalıq, 3,0-3,5 m-ə qədər dərinlikdə isə ancaq illik temperatur dəyişməsi baş verir. İlin isti dövründə bataqlıqda temperatur amplitudu 50-60°C ola bilər. Bataqlıq səthinin buz bağlanması adətən hava temperaturunun 0°C-dən aşağı enməsindən təxminən 2 həftə sonra müşahidə olunur. Torf qatının donması isə onun üzəri 5-10 sm qalınlığında qarla örtülənə kimi baş verir. Donmuş torf qatının qalınlığı 60-70 sm-dən artıq olmur. Donma qatının qalınlığı və davam etmə müddəti bataqlığın yerləşdiyi coğrafi enlikdən asılıdır.

Bataqlıqların çay axımına təsiri müxtəlifdir. Belə ki,

bataqlıqdakı torf örtüyü 97%-ə kimi sudan ibarət olduğundan böyük miqdarda suyun ümumi su dövrənindən çıxarılaraq bataqlıqlarda toplanmasına və müəyyən hissəsinin isə çay axımının nizamlanmasında iştirakına şərait yaradır. Rütubətlə yaxşı təmin olunmuş ərazidəki bataqlıq, çayın axım normasına praktiki olaraq təsir etmir, amma maksimal axımı qismən azaldır. Hövzəsində göl-bataqlıq əraziləri kifayət qədər olan çayların axımı isə tənzimlənmiş olur. Əgər bataqlıq, rütubətlə nisbətən az təmin olunmuş çay hövzəsində yerləşirsə o zaman, o, axımın azalmasına səbəb olacaq və bu proses arid ərazilərə doğru dahada intensivləşəcək.

8.5. BATAQLIQLARIN YER SƏTHİNDƏ PAYLANMASI VƏ ƏHƏMİYYƏTİ

Bataqlıq və bataqlıqlaşmış torpaqlar Antraktidadan başqa bütün materiklərdə mövcuddur, amma onların ən çox inkişaf etdiyi ərazi ümumən şimal yarımkürəsidir. Bataqlıqların geniş yayıldığı enliklər isə tundra-mülayim iqlimli meşələr zonasıdır. Bu ərazilərə daxil olan suların miqdarı, buxarlanma və axımdan artıq olduğundan ifrat rütubətlənməyə səbəb olur, nəticədə bataqlıqlaşma prosesinə təbii şərait yaranır. Bataqlıqların ümumi sahəsi 2682 min km^2 , onlarda cəmlənmiş suyun həcmi isə 11470 km^3 -dir. Bataqlıqların geniş yayıldığı ərazilərə Rusiya Federasiyasında: Şimali Qərb zona, Qərbi Sibir ovalığı, Kamçatka, Şərqi Sibir; Kanada, İrlandiya, Polşa, Belarus, Danimarka, Almaniya, Skandinaviya ölkələri; İndoneziya, Yeni Zelandiya; İli çayının Balxaş gölünə və Şari çayının Çad gölünə töküldüyü zonalar; Afrika, Cənubi Amerika və Cənubi Asiyaın ekvatorial iqlimli zonaları və s. misal ola bilər.

Bataqlıqlar materiklərin ərazisinin təxminən 2%-ni əhatə edir və onlardakı torf qatının orta qalınlığı 4-5 m-dir. Bəzi re

gionlarda bu kəmiyyətlər xeyli yüksəkdir, məsələn, Şərqi Avropanın şimalındakı bataqlıqlar ərazinin 40%-ni, Qərbi Sibirin şimalında 50-70%-ni, tundra zonasında 50%-ni, Kanada dövləti ərazisinin isə 9%-ni əhatə edir. Ümumən meşə zonasından çöllərə doğru bataqlıqlaşmış ərazilər və oradakı torf qatının qalınlığı azalır. Məsələn, Şimali Amerika və Asiyanın şimal hissələrində torf qatının qalınlığı 10m, Cənubi Amerikanın cənub hissələrində 7m, arid və semiarid iqlimli ərazilərdə isə 1-2 m-dir.

Son onilliklərdə Qərbi Avropa, Belarus, Kanada, ekvatorial zonanın bəzi dövlətləri və digər sahələrdə xeyli bataqlıq əraziləri kənd təsərrüfatında istifadə məqsədilə qurudulmuşdur. Bataqlıqların qurudularaq torpaq-meliorasiya işlərinin aparılması, regionda su dövrünü prosesini pozaraq digər su mənbələrinin rejimində təsir göstərir. Bu baxımdan, hidrosferin bir hissəsini təşkil edən bataqlıqların qorunmaya ehtiyacı yaranır.

Bataqlıqlar ətraf zonaların iqlimini mülayimləşdirmək, axımı tənzimləməklə yanaşı, oradakı giləmeyvələrdən yeyinti sənayesində, bitkilər aləmindən isə səhiyyədə istifadəyə geniş imkan yaradır. Torfdan yanacaq sənayesində geniş istifadə olunur. Yanarkən 2650-3120 kkal/kq istilik verir. Torfdan izolyasiya tavaları, kənd təsərrüfatında gübrə kimi, səhiyyədə, kimya sənayesində və s. sahələrdə istifadə olunur.

8.6. AZƏRBAYCAN RESPUBLİKASININ BATAQLIQLAŞMIŞ ƏRAZİLƏRİ

Azərbaycan Respublikası ərazisinin çox hissəsində arid və semiarid iqlim dominant olduğundan burada böyük bataqlıq sahələri yaranmayıb. Amma, Naxçıvandakı Biçənək aşırımı yaxınlığında, təxminən 2100 m yüksəklikdə yerləşən Batabat göllərinin ərazisi XX əsrin ortalarına kimi torflu bataqlıq olub.

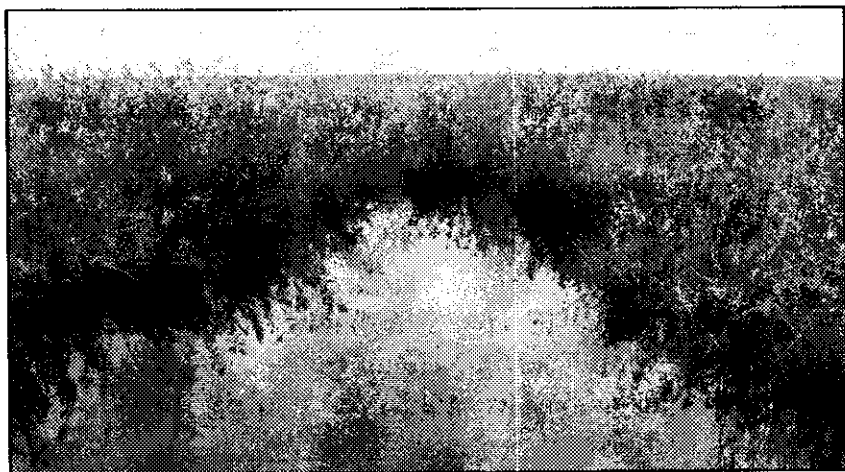
Bataqlıqların su qidasını atmosfer yağıntıları və bulaq suları təşkil edirdi. Müxtəlif ölçülü beş bataqlıq massivindən üçü 1951-55-ci illərdə torfdan təmizlənərək, alçaq sahillərinə bənd çəkməklə su anbarına çevrilir və Naxçıvançayın qidalanmasında iştirak edirlər. Torf örtüyünün qalınlığı 0,5-3,0 m olub, hal-hazırda bu regionda torflu bataqlıq sahəsinin çox cüzi bir hissəsi qalmaqdadır.

Respublikamızda bataqlıqlaşmaya məruz qalmış torpaqlar isə torfsuz olub, əsasən səth və qisməndə qrunut sularının müstərək təsirilə formalaşırlar. Belə torpaqlar su ilə ifrat dərəcədə doymuş olduğundan orada bataqlıq bitkilərinin inkişafına münbit şərait yaranır. Qurudulmuş və ya hazırda mövcud olan bataqlıqlaşmış ərazilərə aşağıdakıları aid etmək olar.

1. Keçmiş Şirvan- Qarasu çay- göl sistemi ətrafında olan ərazilər. Şirvan düzünün Kür çayına yaxın hissəsində yerləşən bu çökək vaxtıkən Kür çayının qədim məcrası olmuşdur. Su qidasını Şirvan zonası çayları və Kürün daşqın suları təşkil edirdi. 1953-cü ildə Mingəçevir hidroqovşağının yaradılması ilə Kür çayının daşqın suları Qarasu çay-göl sistemindən əsasən təcrid olunur və 1960-cı illərdə Şirvan çaylarının aşağı hissələri kanallaşdırılaraq Kür çayına istiqamətləndiyindən ətraf ərazilər bu çayların daşqın sularından azad olur. Nəticədə, bataqlıqlaşmaya məruz qalmış torpaqların böyük əksəri qurudularaq kənd təsərrüfatı dövryyəsinə qaytarılır.
2. Lənkəran ovalığında yerləşən keçmiş göllər ətrafındakı bataqlıqlaşmış torpaqlar. Talış dağ sistemindən Xəzər dənizinə istiqamətlənən bir çox çaylar dənizin sahil zonasında əmələ gətirdiyi qum tirələrini keçə bilmədiyindən onların arxasında göllü-bataqlıqlı sahələr yadırlar. Səthə yaxın yerləşən qrunut sularının səviyyəsini

artırmaqla bataqlıqlaşma ərazisi dahada genişlənmiş olur. XX əsrin ortalarından başlayaraq burada meyvə-tərəvəz və subtropik bitkiçiliyin inkişafı məqsədilə torpaq-meliorasiya işləri aparılmaqla göllər və bataqlıqlaşmış ərazilər qurudulur. Hazırda bataqlıqlaşmış sahələr kiçik ölçülü, lokal ərazilərdə qalmaqdadır.

3. Samur-Dəvəçi ovalığının dənizə yaxın hissəsində yerləşən Ağzıbirçala gölünün ətraflarında bataqlıqlaşma prosesi inkişaf etməkdədir. Gölün çay suları ilə qeyri-müntəzəm qidalanması və göldən çıxaraq dənizə istiqamətlənən Qaradəhnə çayının şluzlanması ilə gölün səviyyə dəyişmələrində kəskin tərəddüdlər artır və nəticədə düzən sahillərin xeyli hissəsi vaxtaşırı su altında qaldığından burada göl-bataqlıq hidroflorasının inkişafına münbit şərait yaradır.
4. Mil düzündə, Ağgöldən çıxaraq Sarısu gölüne istiqamətlənən Bozqobu—Şərbətgobu axarının ətraflarındakı torpaqlar bataqlıqlaşmaya məruz qalır. Əsas səbəb, tam kanallaşdırılmamış bu axar suyun vaxtaşırı daşaraq ətraf sahələri su basmasıdır.
5. Muğan düzündün mərkəz və cənub hissələrində yerləşən keçmiş “Yeni Araz” çay-göl sisteminin qalıqlarını təşkil edən Ağçala-Mahmudçala göllərinin ərazisi bataqlıqlaşmışdır. Mahmudçala gölünün bataqlıqlaşmış mərkəz hissəsinin vəziyyətini şəkil 8.5-də görmək olar. Suyun bol olduğu vaxtlarda bataqlıqlaşmış ərazidən cənubi-şərqə, dəniz istiqamətinə axın yaranır. Əkin sahələrinin istifadə olunmuş sularının bu çökəkliklərə axıdılması bataqlıqlaşma prosesinin davam etməsinə şərait yaradır.



Şəkil 8.5. Bataqlıqlaşmış Mahmudçala gölünün mərkəz hissələrində formalaşan qamışlıq cəngəlliyi (foto 11.2010-cu ildə çəkilib)

Kiçik miqyaslı bataqlıqlaşmış torpaqlara Kür çayı ətrafındakı müəyyən axmazlarda, bəzi çayların dağətəyi düzənliklərdən ovalığa çıxan sahələrdə, bir sıra çay dərələrində və s. ərazilərdə də təsadüf etmək olar.

Fəsil 9

DÜNYA OKEANI HAQQINDA ÜMUMİ MƏLUMAT

9.1.OKEANOLOGİYANIN MƏQSƏDİ, VƏZİFƏLƏRİ VƏ TƏDQIQAT MƏRHƏLƏLƏRİ

Yer kürəsinin səthində okean və dənizlərin əmələ gətirdiyi kəsilməz su mühiti *Dünya okeanı* adlanır. Dünya okeanı qurunu materiklərə, adalara və arxipelaqlara bölür.

Qədim zamanlardan bəşəriyyətin iqtisadiyyatı, siyasəti, elm və mədəniyyəti Dünya okeanı ilə bağlı olmuşdur. Dünya okeanından nəqliyyat yolu kimi istifadə edərək qitələrarası müxtəlif növ yük və sərnişin daşınır, dünya okeanının bioloji ehtiyatlarından insanların qidaya olan tələbatının müəyyən hissəsi ödənilir, onun suyundan sənaye miqyasında müxtəlif kimyəvi elementlər əldə edilir, okean və dənizlərin dibində müxtəlif faydalı qazıntılar, o cümlədən neft və qaz yataqları kəşf edilərək istismar olunur, qabarma stansiyaları vasitəsilə elektrik enerjisi əldə edilir və s.

Müasir dövrdə istehsalın və əhəlinin sürətlə artması bəşəriyyəti yerin təbii ehtiyatlarından daha səmərəli, qənaətlə istifadəsi problemi ilə üz-üzə qoyur. Bu baxımdan Dünya okeanının təbii ehtiyatlarından səmərəli istifadə edilməsi mühüm əhəmiyyət kəsb edir.

Dünya okeanında mürəkkəb fiziki, kimyəvi, bioloji, geoloji və s. proseslər gedir. Bu proseslərin qanunauyğunluqlarını bilmədən okeanlardan təsərrüfat fəaliyyəti üçün səmərəli istifadə etmək olmaz.

Dünya okeanının öyrənilməsinə ilk olaraq onun coğrafiyasından başlanmışdır, yəni coğrafi olaraq okean və dənizlərin yerləşməsi, sahil xətlərinin vəziyyəti, dəniz yollarında axınlar,

dərinliklər və s. öyrənilmişdir. Daha sonralar axınların (cərəyanların), dalgaların təbiətinə, suyun temperaturuna və digər fiziki proseslərə maraq oyanmışdır. Okeanın yuxarıda sadaladığımız bu xassələrini öyrənən elm sahəsi *okeanın fizikası* adlanır.

XIX əsrin sonlarından başlayaraq okean suyunun kimyəvi xassələri öyrənilməyə başlanmışdır ki, buna da *okeanın kimyası* deyilir.

Su mühitinin fiziki və kimyəvi xassələrini, dünya okeanında gedən fiziki və kimyəvi proseslərin qanunauyğunluqlarını atmosfer, quru və dəniz dibi ilə əlaqəli şəkildə öyrənən elm sahəsi *okeanoqrafiya* adlanır.

Sonralar dünya okeanında canlı orqanizmlərin vəziyyətinin okean suyunun fiziki və kimyəvi xassələrindən asılı olaraq öyrənilməsi - *okeanın biologiyası* adlanan elm sahəsi meydana gəlmişdir.

XX əsrdə okeanın geologiyası-axınların və dalgaların sahillərin formalaşmasına təsiri, məhv olan orqanizmlərin toplanıb yığılması, dəniz dibi ilə bağlı digər problemlərin öyrənilməsinə başlanmışdır.

Dünya okeanının müxtəlif xassələrini öyrənən bu elm sahələri birlikdə *okeanologiya* adlanır.

Okeanologiyanın əsas məqsədi okean və dənizlərin təbii ehtiyatlarından daha səmərəli istifadə etmək üçün Dünya okeanında gedən proseslərin qanunauyğunluğunu dərk etməkdir.

Dünya okeanının öyrənilməsi aşağıdakı ardıcılıqla yerinə yetirilir:

1. Okeanda gedən proseslərin keyfiyyət cəhətdən təsviri verilir; xarakteristikaların və xassələrin kəmiyyət ölçmələri yerinə yetirilir;

2. Okeanda gedən prosesləri idarə edən qanunauyğunluqlar tədqiq edilir və onların təsdiqi üçün təbiətin fundamental

qanunlarına istinad edilir, başqa sözlə okeanda gedən proseslərin nəzəriyyəsi- modeli yaradılır;

3. Okeanda gedən proseslərin kəmiyyət qanunauyğunluqlarından və onların nəzəri modellərindən istifadə etməklə, onların inkişaf proqnozu tərtib edilir;

4. Dünya okeanında gedən prosesləri dərk etməklə onun təbii ehtiyatlarından təsərrüfat məqsədi üçün daha səmərəli və məqsədyönlü istifadə olunmasına çalışılır.

Dünya okeanının öyrənilməsinə eramızdan əvvəl başlanılmışdır. Aristotel (384-322) «Meteoroloji suallar» əsərində okeanların yerləşməsi, sahilləri haqqında məlumat verir. Seneka (4-65) təbiətdə suyun dövrəni, dənizin duzluluğu və sair məsələlərə toxunur.

II əsrdə Ptolomey yer və okeanların xəritəsini vermişdir.

Okeanların intensiv öyrənilməsinə başlanılması 1492-1522-ci illərə təsadüf edir. Kolumb məşhur səyahəti zamanı passat küləklərini və onların əmələ gətirdiyi axınları öyrənmişdir.

Kabot Labrador cərəyanını kəşf etmiş və İngiltərəyə tez çatmaq üçün *Qolfstrim cərəyanı*ndan istifadə etmişdir.

Okeanologiyanın digər sahələrinin öyrənilməsi sonralara təsadüf edilir.

Nyuton Ümumdünya cazibə qanununu kəşf etdikdən sonra 1687-ci ildə qabarma hadisələrinin prinsipial mexanizmini izah etmişdir. Qabarmalar nəzəriyyəsi sonralar Eyler, Bernulli, Laplas, Laqranj və b. elmi əsərlərində inkişaf etdirilmişdir.

Laplasın əsərləri əsasında Tompson 1868-ci ildə qabarmaların harmonik analizi və onların qabaqcadan hesablanması ideyasını verdi. Bu ideya əsasında XIX əsrin sonunda «Qabarmalar cədvəli» tərtib edildi.

XIX əsrin ortalarından hidrodinamiki metodların okeanlara tətbiqinə başlanmışdır.

Eyler, Laplas, Laqranj, Koriolis, Navye, Stoksun əsərlərində

(1755-1850) özülü və ideal mayelərin müasir hərəkət tənlikləri sistemi yaradılmışdır.

XIX əsrin ikinci yarısında Herstner, Koşi, Puasson, Qrin və Stoksun əsərlərində maye səthində dalğa nəzəriyyəsinin əsası qoyulmuşdur.

Okean haqqında məlumatların alınması metodlarından ən mühümü olan okeanoloji ekspedisiya indiyə kimi ən əsas metod olaraq qalmaqdadır.

Dünyada ilk ən böyük elmi okeanoloji ekspedisiya 1872-1876-cı illərdə «Çellencer» gəmisində Atlantik okeanı, Sakit okean və Hind okeanında 362 stansiyada müşahidə aparan ingilis ekspedisiyası olmuşdur. Sonralar Norveç səyyahı F.Nansen «Fram» gəmisində (1893-1896) qütb zonasına səyahətə çıxmışdır.

Okean haqqında olan müşahidə məlumatları XX əsrin I rübündə okeanın nəzəri cəhətdən öyrənilməsinin əsasını qoydu.

Ekman buzun hərəkətini və okean axınlarını tədqiq etdi. Sandstrem, Helland-Hansen qərarlaşmış axınları hesablamaq üçün dinamiki metod verdi. Cefris okean səthində külək dalğalarının yaranması nəzəriyyəsini yaratdı. Bütün bu tədqiqatların yekunu Sverdrup, Conson, Fleminqonun «Okeanlar, onların fizikası, kimyası və ümumi biologiyası» əsərində öz əksini tapmışdır.

Rus alimlərindən V.V. Şuleykin və N.N.Zubov fiziki okeanologiya, L.A.Zenkeviç və B.Q.Boqorov dənizin biologiyası, O.A. Alekin okeanın kimyası sahəsindəki elmi-tədqiqat işləri ilə ümumiləşmələr aparmış və yeni elmi istiqamətlərin yaranmasında mühüm rol oynamışlar.

9.2. OKEAN HÖVZƏLƏRİNİN YARANMA TARİXİ

Okeanların əmələ gəlmə tarixi haqqında müxtəlif fərziyyələr mövcuddur. Xainin fərziyyəsinə görə, əvvəlcə bütöv bazalt örtüyü əmələ gəlmişdir. Su bu zaman vulkanik arxipelaqlar istisna olmaqla bütün yer kürəsini 1,5-2 km qalınlığında örtmüşdür. Arxey dövründə ilkin materik qabığı əmələ gəlmişdir ki, bunu da yaşı 3,5 mlrd. il olan qədim dağ süxurları sübut edir. İlkin materik qabığının qalınlığı böyük olmamış və əsasən bazalt qatından yüngül olan qranit süxurlardan təşkil olunduğundan sanki üzə çıxmış və gələcək materiklərin rüşeymini yaratmışdır. Sonralar vulkanik püskürmələr nəticəsində yer səthinə çıxan yuvenil su ilkin okeanın dərinliyini 2,5-3 km-ə qədər artırmışdır. 1,5 mlrd il bundan əvvəl böyük materik platforması yaranmışdır. Bu vahid materik Pangeya (Pan-ümumi, geo-Yer, yəni «bütün yer») adını almışdır, onu əhatə edən okean isə Pantalas (talas-okean) adlanmışdır. 200 mln il bundan əvvəl Pangeya materikində çatlar əmələ gəlməyə başlamış və nəticədə materik ayrı-ayrı bloklara bölünərək hərəkətə gəlmiş, 180 mln il bundan əvvəl Atlantik və Hind okeanı yaranmışdır. Eyni vaxtda ən qədim olan Sakit okeanın da okean qabığı təzələnməyə başlamışdır. Supermaterik olan Pangeya iki Lavraziya və Qondvana materikinə ayrılmış və bunlar arasında olan okean Tetis adlanmışdır.

180-135 mln il bundan əvvəl materiklərin hərəkəti davam etmiş, Cənubi Amerika, Afrika yaranmışdır.

Təxminən 200 mln il bundan əvvəl Şimali Amerika şimali-qərbə doğru 8000 km-ə qədər hərəkət etmişdir. Afrika saat əqrəbinin əksi istiqamətində 20° -yə qədər dönmüşdür.

Okean əmələ gəlməsi prosesi indi də davam edir. Hesab edirlər ki, Qırmızı dəniz gələcək okeanın rüşeymidir. Alimlər isbat ediblər ki, Afrika və Hindistan plitəsinin hərəkət sürəti 2 sm/il-ə bərabərdir.

9.3. DÜNYA OKEANININ MORFOMETRİK XARAKTERİSTİKALARI VƏ HİSSƏLƏRİ

Yer kürəsi səthinin sahəsi 510 mln.km²-dir. Bunun 361 mln.km²-i (71%) Dünya okeanının payına düşür. Qalan 149 mln.km² (29%) qurunun sahəsidir. Şimal yarımkürəsində quru hissəsi çoxdur. Quru şimal yarımkürəsinin 39%-ni, su sahəsi isə 61%-ni təşkil edir. Cənub yarımkürəsinin isə 19%-i quru, 81 %-i sudur. Dünya okeanı Antarktida və Qrenlandiyanın buzları daxil olmaqla Yerdə olan suyun 96,4 %-ni təşkil edir. Yer kürəsinin həcmi $V_y=1075,31$ mlrd.km³, Dünya okeanının həcmi isə $V_o=1,338$ mlrd.km³ olduğundan Dünya okeanının həcmi Yer kürəsinin həcmindən $\frac{1}{800}$ hissəsini təşkil edir, yəni

$$V_o = \frac{1}{800} \cdot V_y$$

Əgər Dünya okeanının suyunu bir kürənin daxilinə yığsaq, onda onun radiusu $r=690$ km olub Yer radiusunun ($R=6370$ km) 0,11 hissəsini təşkil edər, yəni

$$r=0,11 R$$

Dünya okeanının həcm və sahələrinin ədədi qiyməti göstərir ki, su yerdə çox nazik bir təbəqə təşkil edir. Dünya okeanının suyunu yer səthinə bərabər paylasaq, onda onun dərinliyi

$h=2700$ m olub yerin radiusunun $\frac{1}{2360}$ hissəsinə bərabər olar,

yəni

$$h = \frac{1}{2360} \cdot R$$

Dünya okeanı sahillərin formasına, dibin relyefinə, okean axınları sistemi və atmosfer sirkulyasiyasına, hidroloji ele-

mentlərin (temperatur, duzluluq) üfüqi və şaquli paylanmasının xarakterik xüsusiyyətlərinə görə okeanlara bölünür.

Dünya okeanının materiklər arasında yerləşib özünəməxsus sirkulyasiya sistemi, sahil xətlərinin forması, dibin relyefi və hidroloji rejimin xüsusiyyətləri ilə fərqlənən hissəsi okean adlanır.

Dünya okeanı 4 okeana bölünür: Sakit okean, Atlantik okeanı, Hind okeanı və Şimal Buzlu okeanı. Bu okeanların əsas morfometrik xarakteristikaları cədvəl 9.1-də verilmişdir.

Cədvəl 9.1.

Okeanların əsas morfometrik xarakteristikaları

Okeanlar	Dənizlərlə birlikdə sahəsi, mln.km ²	Dünya okeanında faizlə payı (%)	Həcmi, mln.km ³	Dərinliyi, m		Maksimal dərinliyin ölçüldüyü yer
				orta dərinliyi	maksimal dərinliyi	
Sakit okean	178,7	49,5	707,1	3957	11,034	Marian çökəkliyi
Atlantik okeanı	91,6	25,4	330,1	3602	8742	Puerto-Riko çökəkliyi
Hind okeanı	76,2	21,0	284,6	3736	7450	Zond çökəkliyi
Şimal Buzlu okeanı	14,8	4,1	16,7	1131	5449	Nansen çökəkliyi

Sakit okean ən böyük, ən enli, ən isti, ən dərin okean olub, beş materiklə əhatə olunur və dörd yarımkürədə yerləşir.

Atlantik okean ən uzun (şimaldan-cənuba), ən duzlu okean olub bütün coğrafi qurşaqlarda yerləşir. Beş materiklə əhatə olunur, dörd yarımkürədə yerləşir.

Hind okeanı dörd materiklə əhatə olunur, üç yarımkürədə

yerləşir.

Şimal Buzlu okeanı - ən kiçik, ən soyuq, ən dayaz okean olub iki materiklə əhatə olunur, bütün coğrafi uzunluqlarda və üç yarımkürədə yerləşir.

Dünya okeanının tərkibinə dənizlər, körfəzlər, boğazlar daxildir.

Dənizlər dünya okeanının bir hissəsi olan, ondan sualtı dağlar, adalar və ya quru sahə ilə ayrılan su hövzəsidir. Dənizlər dünya okeanı sahəsinin 10 %-ni təşkil edir.

Dənizlər mövqeyinə görə üç qrupa bölünürlər. Daxili dənizlər quruya daha çox daxil olan, okeanla, bir və ya bir neçə ardıcıl boğazlar vasitəsilə birləşən dənizlərdir. Baltik dənizi, Aralıq dənizləri (Liquriya, Tirren, İonik, Adriatik), Egey dənizi, Mərmərə dənizi, Qara dəniz, Azov dənizi (Atlantik okeanı), Qırmızı dəniz (Hind okeanı), Ağ dəniz (Şimal Buzlu okeanı) daxili dənizlərdir.

Kənar dənizlər quruya az daxil olan, okeandan sualtı dağlar və adalarla ayrılan dənizlərdir. Onların okeanla su mübadiləsi daha genişdir. Bering, Yapon, Şərqi Çin, Cənubi Çin, Tasman, Mərcan, Bellinshauzen, Amundsen, Ross (Sakit okean), Ərəbistan, Timor, Arafur, Uedell, Karib, Şimal (Atlantik okeanı), Bərens, Norveç, Bofort, Kara, Laptevlər, Şərqi Sibir, Çukot (Şimal Buzlu okeanı) kənar dənizlərdir.

Adalararası dənizlər ancaq adalarla əhatə olunan dənizlərdir. Filippin, Yava, Sulu, Sulavesi, Banda, Molukk, Fici, İrland, Baffin, Qrenlandiya adalararası dənizlərdir. Atlantik okeanında olan Sarqas dənizi «sahilsiz» dənizdir.

Ən böyük dənizlər bunlardır: Filippin (sahəsi 5,7 mln.km²), Ərəbistan (4,8 mln.km²), Mərcan (4,1 mln.km²), Cənubi Çin (3,5 mln.km²).

Ən dərin dənizlər – Mərcan, Karib, Filippin, Banda dənizləridir.

Körfəzlər okean və ya dənizin quruya daxil olan, eninə və dərinliyinə görə azalan hissəsidir. Körfəz əsasən aid olduğu okean və dənizin fiziki-kimyəvi xüsusiyyətlərini özündə əks etdirir. Meksika, Müqəddəs Lavrenti, Qvineya, Biskay, Botnik (Atlantik okeanı), Kaliforniya, Alyaska, Anadır (Sakit okean), Böyük Avstraliya, Karpentariya, Benqal, İran, Ədön, Oman (Hind okeanı), Hudzon (Şimal Buzlu okeanı) əsas körfəzlərdir.

Boğaz iki su hövzəsini birləşdirən və iki quru sahəni bir-birindən ayıran nisbətən ensiz su zolağıdır. La-Manş, Pa-de-Kale, Skaqerrak, Katteqat, Cəbəlüttariq, Bosfor, Dardanel, Hörmüz, Tatar, Koreya, Laperuz, Florida, Yukatan, Devis və s. Okeanları birləşdirən boğazlar Berinq (Sakit və Şimal Buzlu okeanı), Zond, Malakka (Sakit okean və Hind okeanı), Dreyk, Magellandır (Sakit və Atlantik okean). Ən uzun boğaz Mozambik (1760 km), ən enli (1000 km) və ən dərin (5249 m) Dreyk boğazıdır.

Dənizdən qum tirəsi ilə ayrılmış və ya onunla ensiz boğazla birləşmiş su hövzəsi (göl) laqun adlanır. Liman (Port) dənizlərin dayanması, yükvurma və yükboşaltma işləri üçün avadanlıqla təchiz edilmiş su sahəsidir. Ensiz, dərin, uzun yamacları dik və qayalı olan dəniz körfəzi Fiord adlanır.

Xəzər və Aral dənizi Dünya okeanı ilə əlaqəsi olmayan daxili dənizlərə aiddir (göldür).

9.4. DÜNYA OKEANI DİBİNİN RELİYEFİ

Quru səthində olduğu kimi, Dünya okeanının dibi də mürəkkəb relyefə malikdir. Okean dibinin relyefi, quru səthindən fərqli olaraq, əsasən endogen proseslərin təsiri ilə formalaşmışdır. Hazırda okean dibinin relyefi ətraflı və dəqiq öyrənilmişdir.

Okean dibinin əsas relyef formaları aşağıdakılardır:

1. Materik dayazlığı və ya şelf materiklərin sualtı davamında

200 m-ə qədər dərinliyi əhatə edir. Səthi nisbətən hamar və az meyillidir, əsasən materik mənşəli çökmə süxurlarla örtülmüşdür. Qranit qata malikdir.

2. Materik yamacı – 200 m-dən 1000-1500 m dərinliklər arasında yerləşir. Meylli böyükdür, çökmə süxur qatı nisbətən nazikdir, qranit qata malikdir. Materik yamacının ətəyi materik və okean tipli Yer qabığının sərhədi sayılır.

3. Materik ətəyi - 1000-1500 m-dən 2500-3000 m-ə qədər dərinliklər arasında, qranit təbəqəsinin tamamilə yoxa çıxdığı sərhəddə olan sahələrdə yerləşir. Çökmə süxur qatının qalınlığı xeyli artır.

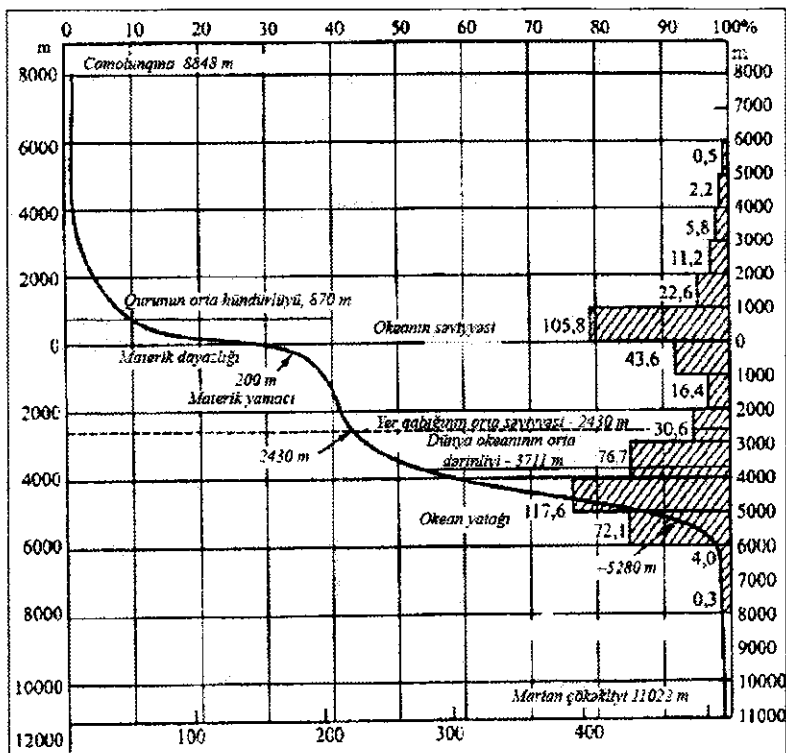
4. Okean yatağı (abissal düzənliklər) – 3000-4000 m-dən artıq dərinliklərdə yerləşir, okean dibinin əsas hissəsini tutur. Səthi nisbətən hamardır, odur ki, onları bəzən okean platformaları adlandırırlar. Okean tipli qabığa malikdir (qranit qat yoxdur). Səthi okean mənşəli çökmə süxurlarla örtülmüşdür.

5. Orta okean silsilələri - Litosfer tavalarının divergent (ayrılma) sərhədlərində yerləşir. Okean yatağı düzənliklər üzərində 2-3 km ucalır, bəzi hallarda zirvələri su səviyyəsindən yuxarı qalxır və adalar (İslandiya) yaranır. Mərkəzi hissədə rift dərəsi yerləşir, burada süxurların yaşı daha cavandır. Fəal seysmikliyə malikdir. Orta okean silsilələri Dünya okeanı dibinin sahəsinin 15%-ni təşkil edir.

6. Okean novları - materik və okean tavalarının toqquşma sərhəddində yerləşir. Ensiz (20-50 km) və dərin (7-8 km) olur. Yer qabığının ən nazik təbəqəsidir.

Yerdə hündürlüklərin, okeanlarda dərinliklərin paylanması haqqında ümumi, ortalasdırılmış təsəvvürü hipsoqrafik əyri (okean dibi üçün batiqrafik əyri) daha dolğun verir (şəkil 9.1)

9.4. Dünya okeanı dibinin relyefi



Səkil 9.1. Yer kürəsinin *hipsoqrafik* ayrısı

Hipsoqrafik əyridən görünür ki, quruda yüksək dağlar düzənliklərə nisbətən daha az sahə tutur. Okeanda isə dərinliyi 4000 m-dən çox olan okean yatağı şelf zonasına və daha dərin sahələrə nisbətən böyük ərazini əhatə edir.

Materik dayazlığı (şelf), materik yamacı və materik ətəyi birlikdə Dünya okeanı dibinin sahəsinin 22%-ni təşkil edir.

Okean yatağı, okean novları istisna olmaqla Dünya okeanı dibinin yerdə qalan hissəsini tutur. Okean novları Dünya okeanı dibinin sahəsinin cəmi 1,3 %-ni təşkil edir.

9.5. OKEANIN DİB ÇÖKÜNTÜLƏRİ

Okean suyunda çoxlu midarda həll olunmuş maddələr, kalloidlər, asılı hissəciklər, canlı orqanizmlər və onların həyat fəaliyyəti nəticəsində yaranan tullantılar şəklində qatışıqlar (aşqarlar) mövcuddur. Bu qatışıqlar daim okean dibinə çökərək müəyyən qalınlıqda dib çöküntüləri əmələ gətirir. Bu çöküntülərin üst qatı dibin qruntunu-okean dibində litosferin səth layını əmələ gətirir.

Dib çöküntüləri şərti olaraq iki tipə bölünür: *terrigen* və *biogen* (üzvü). Hər iki tip dib çöküntüləri bir-birindən ayrı sərbəst şəkildə mövcud olmur, lakin çöküntülərin tipi onda olan üzvü və ya terrigen çöküntülərin üstünlük dərəcəsinə görə təyin edilir.

Terrigen çöküntülərə qurunun yuyulması (aşınması) nəticəsində əmələ gələn hissəciklər, çayların gətirdiyi asılı hissəciklər və okean sahillərinin dağılması nəticəsində əmələ gələn hissəciklər daxildir. Bu çöküntülər okean dibinin sahilə yaxın hissələrini əhatə edir və okean dibinin sahəsinin təxminən 25%-ni təşkil edir.

Dünya okeanında terrigen çöküntülərin əsas kütləsi lil şəklində olur. Okean dibində əmələ gələn bu lil xüsusi kimyəvi tərkibə və rəngə malik olur. Məsələn, yüksək en dairələrində mavi lilə, Sakit və Hind okeanında göy lilə, cənubi Amerikanın sahillərində isə qırmızı lilə, Qara dənizdə qara lilə, habelə okeanların digər ərazilərində boz, ağ, qəhvəyi rəngdə olan lilə rast gəlinir. Ona görə də okean dibində olan lilə çox vaxt onun rənginə görə ad verilir.

Biogen (üzvü) çöküntülər suda yaşayan canlı orqanizmlərin məhv olmuş qalıqlarından - onların sümüklərindən, balıqqulağından formalaşır.

Dib çöküntülərinin tərkibinə, həmçinin küləyin qurudan

okeana gətirdiyi materiallar, vulkanik proses zamanı okeana daxil olan maddələr və eləcə də, kosmik fəzadan okeana toz şəklində daxil olan kosmik materiallar daxildir.

İl ərzində Dünya okeanına çaylar vasitəsilə 16 mlrd.tona qədər gətirmələr daxil olur.

Dünya okeanına küləklər və vulkanlar 4 mlrd.ton, sahillərin aşınmasından və aysberqlərdən 2 mlrd.ton, kosmik fəzadan isə 10 mlrd.tona qədər materiallar gətirir. Ümumilikdə il ərzində okean dibinə 25 mlrd.tona qədər dib çöküntüsü yığılır. Okeanlarda dib çöküntülərinin əmələgəlməsi sürəti çox kiçikdir və 1000 il ərzində bir neçə millimetr təşkil edir. Lilin tərkibindən asılı olaraq çöküntünün əmələgəlmə sürəti dəyişir. Biogen mənşəli lil üçün bu sürət 60 mm/1000 il, qırmızı lil üçün 1 mm/1000 il təşkil edir.

Okean və dənizlərə gətirilən terrigen materiallar suyun hərəkəti vasitəsilə ölçülərinə görə çeşidlənir. Sahil zonasında daha böyük ölçülü çöküntülər yığılır. Daha kiçik ölçülü çöküntülər (lil, gil) axınlar vasitəsilə okeanın daha dərin yerlərinə daşına bilər.

Okeanda əhəng və silisium tərkibli biogen (üzvü) dib çöküntüləri daha geniş yayılmışdır.

Vulkan mənşəli dib çöküntüləri vulkan püskürmələri zamanı okeana daxil olan lava, kül, vulkanik tozdan formalaşır.

Mənşəyinə görə müxtəlif olan dib çöküntüləri okeanda eyni vaxtda formalaşdığından çox mürəkkəb tərkibə malik olurlar.

Dünya okeanında dib çöküntülərinin öyrənilməsinin böyük elmi və praktiki əhəmiyyəti var. Okean dibində yaşayan canlı orqanizmlər (bentoslar) dib çöküntüsü olan biotopla qidalanır.

Dib çöküntüləri okean dibində dağ süxurlarının əmələ gəlməsinin ilk fazası olduğu üçün dəniz geologiyasının inkişafında mühüm rol oynayır. Dəniz dibinin geomorfoloji strukturunun öyrənilməsi dib çöküntüləri ilə sıx bağlıdır. Gəmilərin

ləvbər atması zamanı, dənizin dibindən faydalı qazıntıların istismarı zamanı, okean dibində neft və qaz kəmərlərinin tikintisi zamanı dibin qruntunun öyrənilməsinin mühüm əhəmiyyəti var.

9.6. DÜNYA OKEANININ SU KÜTLƏSİNİN YARANMASI VƏ SU BALANSI

Fərziyələrə görə, Yerin ilkin yaranmasında su olmayıb. Yer kürəsində olan suyun mənbəyi Yerin mantiya qatı hesab olunur. Suyun bərk yer kütləsindən ayrılması mexanizmi belə izah edilir. Mantiya maddəsinin qızması zamanı silikatların yüngül fraksiyaları dərinlikdən səthə doğru hərəkət edərək tez əriyən və tez buxarlanan yüngül maddələrlə zənginləşir. Bu maddələrin əsas hissəsini H_2O təşkil edir. Qravitasiya qüvvəsinin təsiri altında yüngül maddələr həll olmuş qazlarla birlikdə Yer səthinə doğru hərəkət edir. Yüksək temperaturlu yüngül ərinti yer səthinə çatdıqda soyuyur və kristallaşır. Nəticədə yüngül ərinti əsas iki fazaya-silikat və suya parçalanır. Yer səthində H_2O ilə birlikdə suda həll olunmuş bir sıra qazlar, məsələn, HCl , HF , HBr , HI , $B(OH)_3$, $(NH_4)_2$, CO_3 , həmçinin qismən kükürd birləşmələri də kondensasiya olunur. Yer səthinə gələn və tərkibində müxtəlif mürəkkəb birləşmələr olan bu maddə yuvenil məhlul adlanır. Məhz bu yuvenil məhlul ilkin yaranan okeanın suyunun əsasını təşkil etmişdir.

Dünya okeanının səthinə düşən orta çoxillik yağıntının miqdarını X ilə, materiklərdən gələn orta çoxillik səth sularının miqdarını Y ilə, okeana daxil olan yeraltı suların orta çoxillik miqdarını Z ilə və okean səthindən buxarlanan suyun orta çoxillik miqdarını W ilə işarə etsək, onda Dünya okeanının orta çoxillik su balansını tənliyi

$$X+Y+Z= W$$

şəklində olar.

İl ərzində okean səthinə düşən yağıntının miqdarı $X=458000 \text{ km}^3$, materiklərdən gələn səth sularının miqdarı $Y=44700 \text{ km}^3$, okean dibindən okeana daxil olan yeraltı suların miqdarı $Z=2300 \text{ km}^3$, okean səthindən buxarlanan suyun miqdarı 505000 km^3 təşkil edir.

İl ərzində okean səthindən təxminən 1,4 m qalınlığında su təbəqəsi buxarlanır.

Əgər dünya okeanının səviyyəsinin dəyişdiyini nəzərə alıb, yəni qərarlaşmamış hala baxıb, orta illik səviyyə dəyişməsinin ΔH ilə işarə etsək, onda dünya okeanının su balansı tənliyi

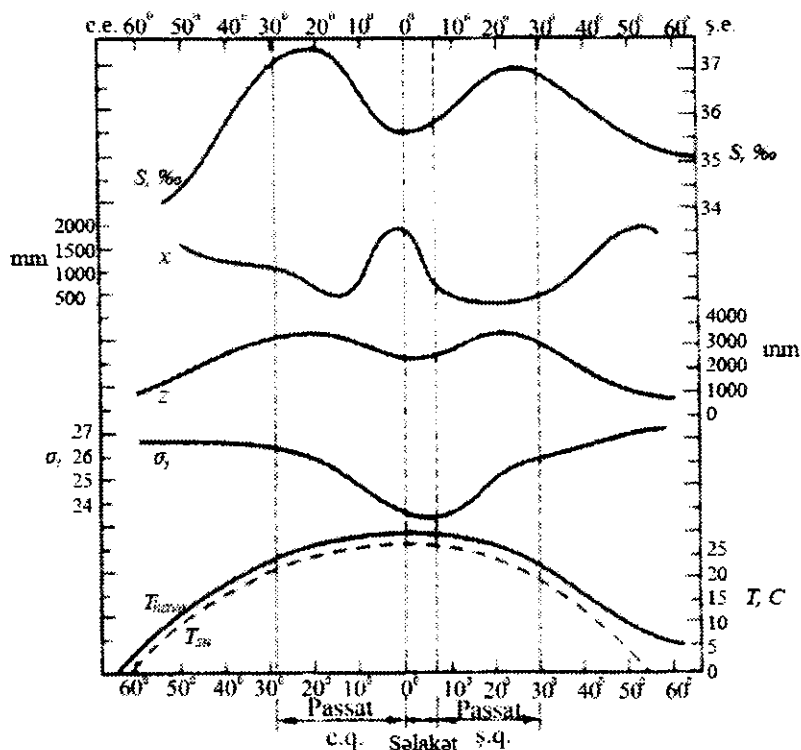
$$X+Y+Z= W + \Delta H$$

şəklində yazıla bilər.

Müşahidələr göstərir ki, XX əsrdə Dünya okeanının səviyyəsinin dəyişməsi (artımı) 1,7 mm/il və ya $610 \text{ km}^3/\text{il}$ təşkil etmişdir. Dünya okeanının səviyyəsinin dəyişməsinin əsas səbəbi Antarktidanın, Qrenlandiyanın və Arktika adalarının buzlarının əriməsi nəticəsində okeana daxil olan sular, atmosfer yağıntılarının artması və suyun termik genişlənməsi zamanı onun həcmnin artmasıdır. Müşahidələr göstərir ki, XX əsrdə okeanın üst layının temperaturunun artması nəticəsində okeanın səviyyəsinin dəyişmə sürəti 0,6-1,0 mm/il təşkil etmişdir.

XX əsrdə Dünya okeanının səviyyəsi orta hesabla 15 sm artmışdır. Bu isə Dünya okeanının həcmnin $54,2 \text{ km}^3$ (0,004%) artması deməkdir.

Dünya okeanının su balansının gəlir hissəsinin 90,7 %-ni atmosfer yağıntıları təşkil edir. Buxarlanma isə su balansının çıxar hissəsinin 100 %-ni təşkil edir. Okeanın su balansının əsas elementlərinin-yağıntı və buxarlanmanın coğrafi enlik üzrə dəyişməsi çox xarakterikdir. Bu dəyişmə Yer kürəsində istiliyin və rütubətin paylanması ümumi qanunauyğunluqları ilə bağlıdır (Şəkil 9.2).



Şəkil 9.2. Dünya okeanında hidrometeoroloji xarakteristikaların coğrafi enlik üzrə paylanması

Dünya okeanına düşən yağıntı, buxarlanma və onların fərqi paylanma xüsusiyyətlərini araşdırdıqda məlum olur ki: 1) yüksək en dairələrindən alçaq en dairələrinə yaxınlaşdıqca yağıntı və buxarlanma artır; 2) şimal yarımkürəsinin yüksək en dairələrində, cənub yarımkürəsinin yüksək və alçaq en dairələrində yağıntıların miqdarı buxarlanmadan çoxdur; 3) tropik və subtropik zonalarda buxarlanma yağıntını üstələyir.

Yağıntının buxarlanmanı üstələdiyi zonalarda, yəni $X - W > 0$ olduqda dəniz suyuna şirin suyun qarışması (əlavə olunması)

müşahidə olunur. Bunun nəticəsində dəniz suyunun duzluluğu azalır və bu ərazidə suyun səviyyəsinin artması digər ərazilərə axın yaradır. Buxarlanmanın yağıntını üstələdiyi ərazilərdə, yəni $X - W < 0$ olduqda, səviyyə azalır, duzluluq artır və səviyyənin yüksək olduğu ərazilərdən suyun axını yaranır.

Buxarlanma və yağıntıda yalnız şirin su iştirak edir, atmosferlə okean arasında duz mübadiləsi getmir (buxarlanma zamanı duzun atmosfərə sıçraması çox azdır). Ona görə də $X - W$ fərqini şirin su balansı adlandırırlar.

Okean və dəniz üçün şirin su balansını ümumi halda belə yazmaq olar.

$$X + Y - W = \zeta$$

Cədvəl 9.2.

Okeanların şirin su balansı

Okeanlar	Yağıntı (min km ³)	Buxarlanma (min km ³)	Materikdən gələ sular (min km ³)	Su mübadiləsi (min km ³)
Sakit okean	260,0	269,7	14,8	5,1
Atlantik okeanı	92,7	124,4	20,8	-10,9
Hind okeanı	100,4	108,0	6,1	-1,5
Şimal Buzlu okeanı	5,3	3,2	5,2	7,3
Dünya okeanı	458,4	505,0	46,9	0

Cədvəl 9.2-dən görünür ki, Sakit okean və Şimal Buzlu okeanında yağıntı və materiklərdən gələn su buxarlanmadan çox olduğundan şirin su artıqlığı yaranır və bu artıq su səviyyə fərqi hesabına Atlantik okeanına axır.

9.7. DÜNYA OKEANININ EKOLOJİ VƏZİYYƏTİ

İnsanların təsərrüfat fəaliyyətinin müəyyən bir hissəsi okean və dənizlərlə bağlıdır. Dünya okeanı ilə müxtəlif yüklər daşınır. Okeanlar müxtəlif balıq və digər bioloji ehtiyatların, müxtəlif kimyəvi xammalın mənbəyidir. Okeanlar insanların fəaliyyətinin nəticəsi olan müxtəlif tullantıları qəbul edir.

Sahil zonalarında insanların okean və dənizlərə təsiri, yeni antropogen amillər artır. Sahil zonası balıqçılığın çox inkişaf etməsi, müxtəlif ölçüdə liman qurğularının olması, gəmiçiliyin sıxlığı, çox vaxt kəndən gətirilən xammalla işləyən sənaye və energetika müəssisələrinin olması, əhəlinin sıx yerləşməsi və yüksək artımı ilə səciyyələnir.

Dənizlərin vəziyyətinə təsir göstərən antropogen amillər aşağıdakılardır:

1. Dənizlərə tökülən çay hövzələrində insan fəaliyyəti. Çay hövzələrində əkin sahələrinin artması, suvarma sisteminin qurulması, gübrə və pestisidlərdən istifadə və s. çayların hidroloji rejiminə və nəticədə dənizlərin rejiminə çox ciddi təsir göstərir.

2. Sahil zonasının torpaqlarından istifadə edilməsi. Bura əsasən, sahilə olan limanların fəaliyyəti aiddir. Liman ərazilərində gəmilərdən çirkli sular, şəhər ərazisindən müxtəlif yaşayış və sənaye sahələrindən çirkab sular dənizə tökülür. Sahil zonada dənizə çirkab suların axıdılması çox ciddi problemdir. Əsas çirkəndiricilər patogen mikroorqanizmlər, üzvü maddələr, biogen elementlərin birləşmələri, sintetik üzvü maddələr, ağır metallar, neft məhsulları, çayların çirkli asılı gətirmələri hesab olunur. Bunun nəticəsində müxtəlif yoluxucu xəstəliklər, oksigen çatışmazlığı, müxtəlif kimyəvi maddələrin insana və təbiətə toksiki təsiri baş verir.

3. Dənizə çirkli gətirmələrin atılması, sənaye tullantıları və

təmizləyici qurğuların çöküntülərinin dənizə atılması da mühüm problem yaradır. Bu maddələrin bəziləri çox zəhərli olduğu üçün dənizə atılması çox təhlükəlidir.

Qabarma və ləpədöyən zolaqda və dəniz səthində plastik zibillərin yayılması da son zamanlar meydana çıxan problemlərdən biridir. Hətta açıq dənizdə də bu tip zibillərə rast gəlinir. Okean suyunun səthində neftin olduqca nazik qatı bir çox çirkləndirici maddələri özündə saxlayaraq canlıların həyatına böyük təhlükə yaradır.

Fəsil 10

OKEAN SUYUNUN XASSƏLƏRİ

10.1. DƏNİZ SUYUNUN ƏSAS FİZİKİ XASSƏLƏRİ

Dəniz suyunda həll olunmuş maddələrin ionları onun xassələrinin dəyişməsinə səbəb olur. Ona görə də dəniz suyunun sıxlığı şirin sudan fərqli olaraq təkcə temperatur və təzyiqdən deyil, həm də duzluluqdan asılıdır. Bu asılılıq ümumiyyətlə qeyri-xəttidir və onun üçün sadə nəzəri düstur hələki alınmayıb. Dəniz suyunun sıxlığı üçün Knudsen, Ekman, Sverdrup, Xesselberq tərəfindən təklif edilmiş empirik düsturlar mövcuddur. Bu düsturlara daxil olan bəzi kəmiyyətlər haqqında anlayışları verək.

Fizikadan bilirik ki, vahid həcmə düşən çəkiyə xüsusi çəki deyilir. Müəyyən duzluluğa, temperatura malik olan dəniz suyunun xüsusi çəkisini γ_m ilə işarə etsək, onda

$$\gamma_m = \frac{P_m}{V} \quad (10.1)$$

təyin edilə bilər. burada, P_m - suyun çəkisi, V – isə suyun həcmidir.

$$P_m = mg \quad (10.2)$$

olduğundan (6.1) düsturunu belə də yazı bilərik.

$$\gamma_m = \frac{mg}{V} \quad (10.3)$$

burada, m - suyun götürülən V həcmnin kütləsi, $g = 9.8 \frac{N}{kq}$ - sərbəstdüşmə təcildir.

Etalon olaraq kütləsi 1 kq, həcmi 1 dm³ olan distillə edilmiş suyun 4⁰C-dəki çəkisi götürülür, yəni

$$\gamma_d = \frac{1 \text{ kq} \cdot 9.8 \frac{\text{kq} \cdot \text{m}}{\text{s}^2}}{1 \text{ dm}^3} = 9.8 \cdot 10^3 \frac{\text{N}}{\text{kq}} \quad (10.4)$$

burada, γ_d - distillə edilmiş suyun xüsusi çəkisidir.

Okeanologiyada çox zaman $S\left(\frac{0^\circ \text{C}}{4^\circ \text{C}}\right)$ ilə işarə edilən xüsusi

çəki anlayışından istifadə edilir. Bu atmosfer təzyiqində dəniz suyunun 0°C -də vahid həcmnin çəkisinin 4°C -dəki çəkisinə nisbəti kimi təyin edilir, yəni

$$S\left(\frac{0^\circ \text{C}}{4^\circ \text{C}}\right) = \frac{\gamma_m}{\gamma_d} \quad (10.5)$$

γ_m - müxtəlif mineral maddələrin qarışığı olan duzlu suyun xüsusi çəkisi olduğundan (10.5) düsturunun surəti məxrəcindən həmişə böyükdür. Ona görə də $S\left(\frac{0^\circ \text{C}}{4^\circ \text{C}}\right) > 1$ olur.

Məsələn, duzluluğu 35 ‰ olan dəniz suyu üçün atmosfer təzyiqində $S\left(\frac{0^\circ \text{C}}{4^\circ \text{C}}\right) = 1,02813$. $S\left(\frac{0^\circ \text{C}}{4^\circ \text{C}}\right)$ ölçüsüz kəmiyyətdir.

Çox vaxt okeanologiyada *şərti xüsusi çəki* anlayışından istifadə edilir. Bunun üçün $S\left(\frac{0^\circ \text{C}}{4^\circ \text{C}}\right)$ -dən vahidi çıxıb 10^3 -ə vururlar. Bu kəmiyyəti σ_0 ilə işarə etsək,

$$\sigma_0 = \left(S\left(\frac{0^\circ \text{C}}{4^\circ \text{C}}\right) - 1 \right) \cdot 10^3 \quad (10.6)$$

alarıq. Buradan xüsusi çəkini şərti xüsusi çəki ilə ifadə edən düsturu ala bilərik,

$$S\left(\frac{0^{\circ}C}{4^{\circ}C}\right) = \sigma_0 \cdot 10^{-3} + 1 \quad (10.7)$$

(10.5) düsturundan

$$\gamma_m = S\left(\frac{0^{\circ}C}{4^{\circ}C}\right) \cdot \gamma_d = S\left(\frac{0^{\circ}C}{4^{\circ}C}\right) \cdot 9.8 \cdot 10^3 \frac{N}{m^3}; \quad (10.8)$$

(10.7) düsturundan isə

$$\gamma_m = (\sigma_0 \cdot 10^{-3} + 1) \cdot 9.8 \cdot 10^3 \frac{N}{m^3} \quad (10.9)$$

alarıq.

Okeanologiyada $17,5^{\circ}C$ -də xüsusi çəki anlayışından da istifadə edilir.

$17,5^{\circ}C$ -də xüsusi çəki $S\left(\frac{17,5^{\circ}C}{17,5^{\circ}C}\right)$ ilə işarə edilir və bu at-

mosfer təzyiqində $17,5^{\circ}C$ standart laboratoriya temperaturunda dəniz suyunun vahid həcmnin çəkisinin həmin temperaturda distillə edilmiş suyun çəkisinə olan nisbəti kimi təyin edilir. Bu xüsusi çəkiyə uyğun şərti xüsusi çəki $(\sigma_{17,5^{\circ}C})$ anlayışı daxil edilir və belə təyin edilir:

$$\sigma_{17,5^{\circ}C} = \left(S\left(\frac{17,5^{\circ}C}{17,5^{\circ}C}\right) - 1 \right) \cdot 10^{-3}$$

Vahid həcmə düşən kütləyə sıxlıq deyilir.

$$\rho = \frac{m}{V}$$

Distillə edilmiş suyun sıxlığı etalon kimi götürülür və

$$\rho_d = 10^3 \frac{kq}{m^3} \text{-dir.}$$

Okeanologiyada konkret temperatur və duzluluq üçün

$\rho\left(\frac{T^0C}{4^0C}\right)$ kimi işarə olunan spesifik sıxlıq anlayışından da istifadə olunur.

$\rho\left(\frac{T^0C}{4^0C}\right)$ atmosfer təzyiqində müəyyən temperatur və duz-

luluğa malik olan dəniz suyunun xüsusi çəkisinin distillə edilmiş suyun 4^0C -də xüsusi çəkisinə nisbəti kimi təyin edilir.

$$\rho\left(\frac{T^0C}{4^0C}\right) = \frac{\gamma_m}{\gamma_d} = \frac{\rho_m g}{\rho_d g} \quad (10.10)$$

$\rho\left(\frac{T^0C}{4^0C}\right)$ ölçüsüz kəmiyyətdir. Dəniz suyu duzlu olduğun-

dan $\rho\left(\frac{T^0C}{4^0C}\right)$ həmişə vahiddən böyükdür. Məsələn, 35‰

duzluluğa malik olan dəniz suyu üçün 20^0C -də

$\rho_d\left(\frac{T^0C}{4^0C}\right) = 1,024781$ qiymətini alır.

$\rho_d\left(\frac{T^0C}{4^0C}\right)$ kəmiyyəti üçün *şarti sıxlıq* (σ_t) anlayışı daxil

edilir və belə təyin edilir:

$$\sigma_t = \left(\rho\left(\frac{T^0C}{4^0C}\right) - 1 \right) \cdot 10^3 \quad (10.11)$$

Məsələn, $\rho\frac{T^0C}{4^0C} = 1,024781$ qiyməti üçün $\sigma_t = 24,781$ olur.

(10.10) və (10.11) düsturlarından

$$\rho_m = (\sigma_T \cdot 10^{-3} + 1) \cdot 10^3 \quad (10.12)$$

düsturunu alırıq.

$\rho\left(\frac{T^0C}{4^0C}\right)$ kəmiyyətinin tərs qiymətinə xüsusi həcm deyilir və $\alpha\left(\frac{T^0C}{4^0C}\right)$ kimi işarə edilir. Bu kəmiyyət də ölçüsüzdür və vahiddən kiçikdir. Ona görə də analoji olaraq bu kəmiyyət üçün də

$$V_T = \left(\alpha\left(\frac{T^0C}{4^0C}\right) - 0.9\right) \cdot 10^3 \quad (10.13)$$

düsturu ilə təyin olunan *şərti xüsusi həcm* anlayışı daxil edilir. Misal üçün,

$\alpha\left(\frac{T^0C}{4^0C}\right) = 0,97581$ qiymətinə $V_T = 75,81$ qiyməti uyğun gəlir.

10.2. OKEANIN DUZ TƏRKİBİ

Su aktiv həlledici olduğundan dəniz suyunda kimyəvi elementlər var. Dəniz suyunda həll olmuş maddələri dörd qrupa bölürlər.

1. Suyun duzluluğunu təyin edən elementlər qrupu
2. Mikroelementlər qrupu
3. Biogen maddələr qrupu
4. Həll olunmuş qazlar qrupu.

Birinci qrup maddələrin miqdarı dəniz suyunda çoxdur və 1 kq suda həll olunmuş maddələrin qramlarla miqdarı ilə, yəni promillə (‰) ölçülür. Bu maddələr qrupu suyun duzluluğunu

təyin edir. Duzluluq S hərfi ilə işarə edilir və ölçü vahidi promildir (%). Dəniz suyunun bir sıra fiziki xassələri, məsələn sıxlığı, donma temperaturu, səsin yayılma sürəti və s. suyun duzluluğundan asılı olaraq dəyişir. Duzluluq həmçinin, bir sıra fiziki proseslərdən, buxarlanmadan, əraziyə daxil olan şirin suyun miqdarından, buzların əriməsindən, suyun donmasından asılıdır.

İkinci qrup elementlərin (mis, uran, qızıl və s.) dəniz suyun-da çox az miqdarda olub vahid kütlədə $10^{-3} - 10^{-6}$ % təşkil etməsinə baxmayaraq Dünya okeanında miqdarı tonlarla ölçülür.

Üçüncü qrup elementlərə canlı orqanizmlərin həyat fəaliyyətində iştirak edən və ona görə də biogen maddələr adlanan azot, fosfor, silisium birləşmələri daxildir. Bu birləşmələrin miqdarı bir kub metrə bir neçə qram təşkil edir, yəni birinci qrup elementlərin miqdarından milyon dəfə azdır. Bu maddələr suyun fiziki xassələrinə təsir etmir.

Dördüncü qrup elementlər - həll olunmuş qazların miqdarı bir litr suda qramlarla ölçülür. Bunlar oksigen, azot, hidrogen sulfid və digər qazlardır və onların miqdarı müxtəlif fiziki amillərdən-temperaturdan, təzyiqdən, duzluluqdan və eləcə də bioloji amillərdən asılıdır.

Dünya okeanının bütün suyu 1-1,5 milyon il ərzində $300^{\circ} - 400^{\circ}\text{C}$ -yə qədər qızaraq hidrotermiki mərhələdən keçir və bazalt layı ilə reaksiyaya girir. Lakin bu zaman müddəti okeanın yaşından təxminən 100 dəfələrlə azdır və bu proseslərin öyrənilməsi müasir okeanologiyanın qarşısında duran mühüm məsələlərdən biridir.

Artıq XIX əsrdən məlumdur ki, Dünya okeanının müxtəlif ərazilərində suda həll olunmuş duzların miqdarı müxtəlif olsa da, suyun duzluluğunu müəyyən edən elementlər, yəni onun duz tərkibi hər yerdə demək olar ki, eynidir. Bu qanunauyğunluq dəniz suyunun duz tərkibinin sabitliyi xassəsini ifadə

edir və Ditman qanunu adlanır. Aşağıda O.A.Alekin və Y.İ.Lyaxin tərəfindən müəyyən edilmiş dəniz suyunun duz tərkibi və orta duzluluğu 35,16‰ olan suda müxtəlif ionların konsentrasiyası verilmişdir.

Xloridlər	-	88,7%		
Sulfatlar	-	10,8%		
Karbonatlar	-	0,3%		
Digərləri	-	0,2%		
Cəmi:	-	100%		
Anionlar, ‰-lə			Kationlar, ‰-lə	
Cl^-	19,35		Na^+	10,76
SO_4^{2-}	2,70		Mg^{2+}	1,30
HCO_3^-	0,14		Ca^{2+}	0,41
Br^-	0,07		K^+	0,39
$H_3BO_3^-$	0,03		Sr^{2+}	0,01
Cəmi:	22,29		Cəmi:	12,87
Cəmi:	35,16‰			

Göründüyü kimi okean və dənizlərin suyu xloridlər sinfinə və natrium qrupuna aiddir. Buna görə də dəniz suyu çay suyundan əsaslı şəkildə fərqlənir. Cəmi səkkiz ion dəniz suyunda olan ümumi duzun kütləsinin 99,9 %-ni təşkil edir. Yerdə qalan 0,1%-i Mendeleyevin elementlərin dövrü cədvəlində olan digər elementlərin payına düşür.

10.3. DƏNİZ SUYUNUN DUZLULUĞU VƏ ONUN TƏYİNİ

Bir kq dəniz suyunda həll olunmuş bərk mineral maddələrin qramlarla miqdarına duzluluq deyilir. Bir şərtlə ki, bütün karbonatlar oksidləşmiş, brom və yod ekvivalent miqdarda xlorla

əvəz edilmiş, üzvü maddələr 480°C -də yandırılmış olsun.

Dəniz suyu elektrolitdir, yəni duzluluğu artdıqca elektrik keçiriciliyi də artır. Ona görə də dəniz suyunun duzluluğunu onun elektrik keçiriciliyinə görə və ya tərkibindəki xlorun miqdarına görə təyin edirlər. Duzluluğu işığın suda sınma bucağına görə də təyin etmək olar. Dəniz suyunun sıxlığına görə də onun duzluluğunu təyin etmək olar. Bütün bu üsullardan başqa duzluluğu suyun kimyəvi analizinə görə daha dəqiq təyin etmək olar, lakin bu üsul çox əmək və vaxt tələb edir.

Suyun duzluluğunun təyin edilməsinin ən sadə üsulu aerometrlə onun sıxlığını ölçdükdən sonra cədvəlin köməyi ilə tapılmasıdır.

Çox vaxt suyun duzluluğunu onda olan xlorun konsentrasiyasına görə, yəni xlorluğuna görə təyin edirlər. Bu üsul dəniz suyunun duzluluğunu 0.01% dəqiqliyi ilə təyin etməyə imkan verir.

Dəniz suyunun duzluluğunun xlorla görə hesablanması düsturunu M. Knudsen 1902-ci ildə almışdır:

$$S\% = 0,030 + 1,805 \text{ Cl } \%$$

Burada, Cl-suyun xlorluğudur. 1967-ci ildən dəniz suyunun duzluluğunun təyini üçün Knudsen düsturunun əvəzinə beynəlxalq

$$S\% = 1,80655 \text{ Cl } \%$$

düsturundan istifadə edilir.

Kənar və daxili dənizlərin duz tərkibinin okeanların duz tərkibindən fərqləndiyini nəzərə alaraq bu tip dənizlərdə duzluluğun təyini üçün xüsusi düsturlardan istifadə edilir. Məsələn, Qara dəniz üçün $S\% = 1,1856 + 1,7950 \text{ Cl } \%$, Baltik dənizi üçün $S\% = 0,115 + 1,805 \text{ Cl } \%$, Azov dənizi üçün $S\% = 0,21 + 1,794 \text{ Cl } \%$, Xəzər dənizi üçün isə $S\% = 0,140 + 2,360 \text{ Cl } \%$ düsturlarından istifadə olunur.

Son zamanlar duzluluğun təyini üçün elektrometrik üsullara

keçildiyindən duzluluğun yeni anlayışından istifadə edilir və aşağıdakı düsturla təyin edilir.

$$S = a_0 + a_1 R_{15} + a_2 R_{15}^2 + a_3 R_{15}^3 + a_4 R_{15}^4 + a_5 R_{15}^5$$

burada, $R_{15} = \frac{C_{35\%,15^\circ}}{C_{35\%,15^\circ}}$ olub atmosfer təzyiqində və 15°C -də dəniz suyunun nisbi elektrik keçiriciliyi, $C_{35\%,15^\circ}$ - isə duzluluğu 35‰ olan nümunə üçün götürülmüş dəniz suyunun 15°C -də elektrik keçiriciliyidir. $a_0, a_1, a_2, a_3, a_4, a_5$ isə okeanoqrafik cədvəllərdən təyin edilən əmsallardır.

10.4. DÜNYA OKEANINDA DUZLULUĞUN PAYLANMASI

Okean səthində duzluluğun paylanması su balans elementləri ilə, yəni yağıntı və buxarlanmanın miqdarı ilə müəyyən edilir (şəkil 10.1).

Dünya okeanının səthində duzluluğun paylanma qanunauyğunluğu onun orta illik qiymətlərinin eyni olduğu nöqtələri birləşdirən izoxətlər xəritəsi ilə (izoqalin) göstərilir (şəkil 10.1). Şəkildən göründüyü kimi yüksək en dairələrinə yaxınlaşdıqca $X - W$ fərqi və materiklərdən gələn axım artdığından duzluluq azalır. Ekvator zonasında da yağıntının çox olması və buxarlanmanın nisbətən azalması hesabına duzluluq azalır (34-35‰). Ekvatorun hər iki tərəfində yerləşən tropik rayonlarda yağıntının azalması və buxarlanmanın artması hesabına duzluluq artır.

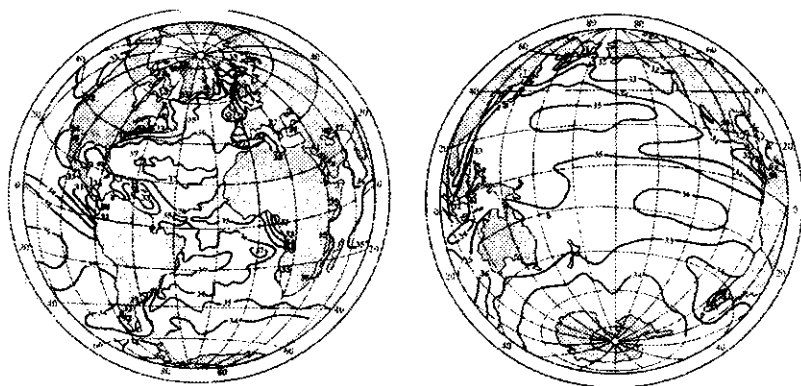
Duzluluğun coğrafi enlik üzrə paylanması üç amil ilə – axınlar, okeana tökülən çaylar və buz rejimi ilə müəyyən edilir.

Orta enliklərdə (40°) okeanların qərb sahillərində axınlar passat küləkləri hesabına qütblərə doğru yönəlir. Bu axınlar daha çox duzluluğa malik olan su kütlələrini yüksək en dairələrinə gətirir. Okeanların şərq sahillərində isə axınlar mülayim qurşaqlardan passat zonasına nisbətən duzluluğu az

olan su kütlələrini gətirir. Məhz bunun nəticəsidir ki, Atlantik okeanının Şimali Amerika sahillərində duzluluğu Avropa sahillərindəkinə nisbətən azdır.

Dəniz və okeana tökülən çaylar mənsəb ərazilərində duzluluğu azaldır. Məsələn, Qanq, Niger, Amazon çaylarının mənsəbindən 1000 km məsafədə okean suyunun duzluluğunun azalması hiss olunur.

Okeanlarda suyun donması və buzun əriməsi də duzluluğun dəyişməsinə səbəb olur. Qışda suyun donması nəticəsində okean suyunun duzluluğu artır, yazda isə buzun əriməsi nəticəsində duzluluq azalır.



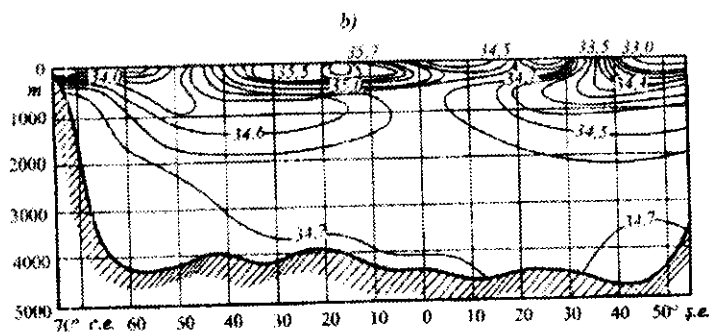
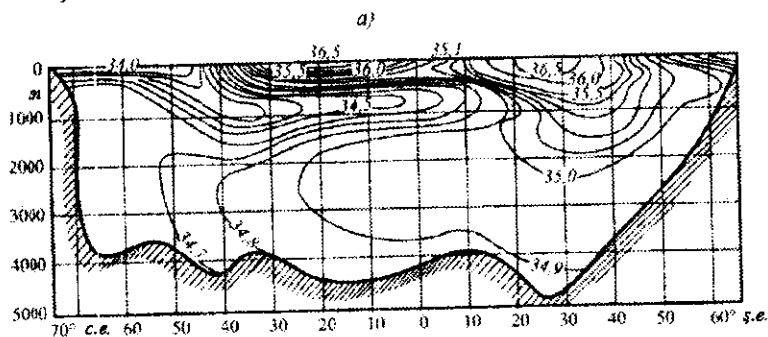
Şəkil 10.1. Dünya okeanı səthində orta illik duzluluq (‰)

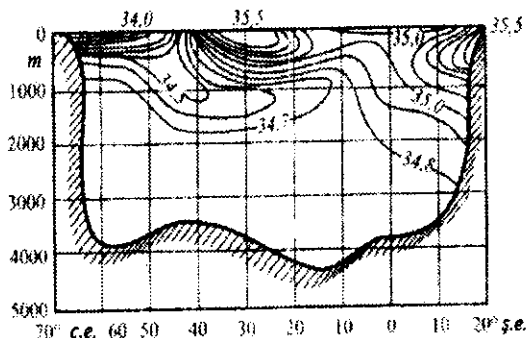
Daxili dənizlərdə duzluluğun paylanmasına ona tökülən çayların daha çox təsiri var. Məsələn, Baltik dənizinin duzluluğu (10-12‰), Ağ dənizin duzluluğu (24-30‰), Qara dənizin duzluluğu (16-18‰), Azov dənizinin duzluluğu (10-12‰) Dünya okeanının duzluluğundan xeyli azdır.

Lakin bəzi daxili dənizlərin duzluluğu Dünya okeanının duzluluğundan çox olur. Bunun səbəbi su balansının gəlir hissəsinin az, buxarlanmanın isə çox olmasıdır. Məsələn, İran körfəzində duzluluq 38-39‰, Qırmızı dənizdə isə 40-42‰-dir.

Digər okeanlarla müqayisədə Atlantik okeanı daha duzlu okeandır və orta duzluluğu 35,3 ‰ təşkil edir. Sakit okeanın duzluluğu 34,6 ‰, Hind okeanının duzluluğu isə 34,7 ‰ olub nisbətən az duzluluğa malik olan okeanlardır. Şimal Buzlu okeanın səth sularında duzluluq 29-34‰ olur, sahillərdə isə duzluluq 10‰-dən azdır.

Duzluluğun dərinlik üzrə dəyişməsi su laylarının qarışması və axınlar vasitəsi ilə üfüqi su daşınması ilə əlaqədardır. Ona görə də okeanın şaquli strukturu qeyri-bircins və okeanda qalınlığı bir neçə 100 m olub, üfüqi istiqamətdə 1000 km-lə uzanan, nisbətən çox və az duzluluğa malik olan su layları mövcuddur. Atlantik okeanı, Sakit okean və Hind okeanının meridian boyunca kəsiklərində duzluluğun paylanma xüsusiyyətləri şəkil 10.2-də verilmişdir.





Şəkil 10.2. Atlantik okeanı (a), Sakit okean (b) və Hind okeanının (c) meridional kəsiklərində duzluluq (‰)

Atlantik okeanı üçün dərinlik üzrə duzluluğun daha çox dəyişməsi xarakterikdir. Sakit okeanda isə duzluluq dərinlik boyu az dəyişir. Yüksək en dairələrində dərinliyə getdikcə duzluluq artır, tropik zonalarda isə azalır. Bütün okeanların dibində duzluluq 34,6-35‰ olur.

10.5. OKEANDA TƏZYİQ. HİDROSTATİKA TƏNLIYI

Sükunətdə olan mayenin təzyiqi (P) statik təzyiq adlanır. Fiziki mənaca statik təzyiq normal istiqamətində vahid maye səthinə (E) təsir edən təzyiq qüvvəsini (F) ifadə edir.

$$P = \frac{F}{E}$$

P - skalyar kəmiyyətdir və ölçü vahidi N/m^2 -dir.

Dənizdə istənilən z dərinliyində, statik təzyiqi təyin etmək üçün $dP = g \rho dz$ hidrostatika tənliyindən istifadə edilir.

Burada, g - sərbəstdüşmə təcili; ρ - sıxlıqdır.

Bu tənliyi dəniz səthindən hər hansı h dərinliyinə qədər

inteqrallasaq:

$$P_h = P_o + g \int_o^h \rho dz$$

alırıq. Burada P_o dəniz səthi üzərində atmosfer təzyiqi, P_h isə h dərinliyindəki təzyiqdir.

Əgər $[o; h]$ qalınlıqlı layda sıxlığın orta qiymətini $(\bar{\rho})$ götürüb, okean səthində atmosfer təzyiqinin h dərinlikdə təzyiqə nisbətən çox kiçik olduğunu nəzərə alsaq, onda hidrostatik təzyiq üçün praktik hesablamalarda istifadə edilən sadə

$$P_h = g \bar{\rho} h \quad (10.14)$$

düsturunu alırıq.

Okeanologiyada təzyiq üçün xüsusi vahidlərdən istifadə edilir. Sıxlığın $\rho = 1.03 \cdot 10^3 \text{ kq/m}^3$ xarakterik qiymətində (10.14) düsturundan alınır ki, dərinliyin 1 m artmasında təzyiqin

$$\delta P = 9.8 \cdot 1.03 \cdot 10^3 \cdot 1 \text{ N/m}^2 = 10.094 \cdot 10^3 \text{ N/m}^2 \approx 10^4 \frac{\text{N}}{\text{m}^2}$$

artımı uyğundur.

Byerknes bunu nəzərə alaraq 1 bar = 10^5 N/m^2 təzyiq vahidi daxil etmişdir. Onda

$$1 \text{ dbar} = 10^4 \frac{\text{N}}{\text{m}^2} \quad \text{olar.}$$

10.6. DƏNİZ SUYUNUN HAL TƏNLIYI

Dəniz suyunun sıxlığı onun temperaturundan, duzluluğundan və təzyiqindən asılıdır, yəni

$$\rho = \rho(T, S, P) \quad (10.15)$$

Bu tənliyə *hal tənliyi* deyilir.

Yuxarıda qeyd etdiyimiz kimi sıxlığın temperatur, duzluluq və təzyiqdən asılılığını ifadə edən dəqiq analitik düstur yoxdur

və ona görə də müxtəlif təqribi empirik düsturlardan istifadə edilir.

Bunlardan biri P.S.Lineykinin təklif etdiyi

$$\rho = 1 + 10^{-3} (\varepsilon_1 S + \varepsilon_2 T - \varepsilon_3 ST - \varepsilon_4 T^2 + \varepsilon_5 P) \quad (10.16)$$

empirik düsturdur. Burada

$$\varepsilon_1 = 0.82; \varepsilon_2 = 6.89 \cdot 10^{-2}; \varepsilon_3 = 3.90 \cdot 10^{-3}; \varepsilon_4 = 9.18 \cdot 10^{-3}; \varepsilon_5 = 5 \cdot 10^{-8}$$

P -destibarlarla; $\rho - \left(\frac{q}{sm^3} \right)$ -lərlə ölçülür.

Okean və dənizlərin üst layı üçün sıxlığın O.İ.Mamayev tərəfindən təklif edilən

$$\sigma_T = (\rho - 1) \cdot 10^3 = 28.152 - 0.0735T - 0.00469T^2 + (0.802 - 0.002T)(S - 35) \quad (10.17)$$

düsturundan da istifadə edilir.

Bəzən çox dəqiqlik tələb olunmayan hesablamalarda sıxlığın yalnız temperaturdan asılılığını ifadə edən Bussinesk yaxınlaşmasından (düsturundan) istifadə edilir:

$$\rho = 1.028(1 - \beta T) \quad (10.18)$$

burada, $\beta = \frac{\partial \rho}{\partial T}$ sıxlığın temperaturdan asılılığını ifadə edən əmsal olub, okeanoloji cədvəllərdən tapılır.

10.7. DÜNYA OKEANINDA SIXLIĞIN PAYLANMASI

Dəniz suyunun sıxlığı temperatur və duzluluqdan asılı olduğundan onun paylanması da bu hidroloji xarakteristikalarla bağlıdır. Ekvatordan qütblərə getdikcə (təxminən $50-60^\circ$ enliklərə qədər) sıxlıq artır. Buna səbəb suyun sıxlığının formalaşmasında temperatur amilinin üstünlük təşkil etməsidir.

Ekvatorada qiyməti $22-23 \text{ kq/m}^3$ olan şərti sıxlıq artaraq ($50-60^\circ$) şimal və cənub enliklərində $26-27 \text{ kq/m}^3$ -ə çatır. Qütb zonalarında isə duzluluq aşağı olduğundan sıxlıq azalır.

Dünya okeanında sıxlığın paylanma qanunauyğunluğu okean suyunun global miqyasda qarışması ilə də əlaqədardır. Yüksək en dairələrində suyun kəskin soyuması şaquli sirkulyasiyanın (konveksiyanın) yaranmasına səbəb olur. Bunun nəticəsində soyuq su kütlələri səthdən dərinliyə enir və dərin laylarda ekvatora doğru hərəkət edir. Okean səthində isə su kütlələri ekvatoradan qütblərə doğru hərəkət edir.

Dərinlik artdıqca okeanda suyun sıxlığı artır və bununla da okeanda şaquli tarazlıq-dayanıqlı stratifikasiya təmin olunur. Dayanıqlı stratifikasiya pozulduqda dayanıqsız stratifikasiya - su laylarının şaquli qarışması- konveksiya hadisəsi baş verir. Dayanıqsız stratifikasiya qısa müddətli olur və şaquli qarışma nəticəsində yenidən dayanıqlı stratifikasiya yaranır. Bəzən su laylarının dərinlik üzrə sıxlığı bircins olub demək olar ki, dəyişmir. Bu hal su laylarının neytral stratifikasiyası adlanır.

Ekvatorial qurşaqda şərti sıxlığın $100-200 \text{ m}$ qalınlıqda üst layda dərinliyə getdikcə kəskin artımı müşahidə olunur. Müləyim qurşaqlarda isə sıxlığın dərinlik boyu dəyişməsi nisbətən az nəzərə çarpır. Qütblərdə sıxlığın dərinlik boyu kəskin artımı nəzərə çarpır. Sıxlığın belə kəskin dəyişdiyi lay sıçrayış layı adlanır.

10.8. DƏNİZ SUYUNUN SIXILMASI

Dəniz suyunun sıxılması onun fiziki xassələrinə və okeanda gedən digər proseslərə çox təsir edir. Sıxılma zamanı sıxlığın dəyişməsi axınların dinamikasında, xüsusən də şaquli istiqamətli hərəkətlərdə mühüm rol oynayır. Dəniz suyunun sıxılması sıxılma əmsalı ilə xarakterizə olunur.

Nisbi həcm dəyişməsinin təzyiq dəyişməsinə olan nisbətində sıxılma əmsalı deyilir. Əgər xüsusi həcmi V , temperaturu T , duzluluğu S ilə işarə etsək, onda sıxılma əmsalı (K_p)

$$K_p = -\frac{1}{V} \frac{\partial V}{\partial P} \quad (10.19)$$

olar. Minus işarəsi onu göstərir ki, təzyiq artdıqca həcm azalır. Xüsusi həcm temperatur, duzluluq və təzyiqdən asılı olduğundan sıxılma əmsalı K_p də həmin parametrlərdən asılıdır.

Xüsusi həcmi

$$V_p = V_c(1 - \mu P) \quad (10.20)$$

kimi təyin edib, bu münasibətin hər iki tərəfini P -yə görə diferensiallasaq

$$\frac{\partial V_p}{\partial P} = -V_0 \left(\mu + P \frac{\partial \mu}{\partial P} \right) \quad (10.21)$$

münasibətini alırıq. Burada μ okean səthindən müəyyən P dərinliyinə qədər olan layda orta sıxılma əmsalı adlanır. (10.19) ifadəsini (10.21)-ə nəzərə alsaq K_p ilə μ arasında əlaqəni tapa bilərik.

$$K_p = \frac{\mu + P \frac{\partial \mu}{\partial P}}{1 - \mu P}$$

Bu münasibətdən aydın olur ki, okean səthində (yəni $P=0$) K_p və μ əmsalları eynidir, lakin dərinlik artdıqca onlar fərqlənir və müxtəlif qiymət alır.

10.9. POTENSIAL TEMPERATUR

Suyun sıxlığı təkcə təzyiqdən deyil, həm də temperatur və duzluluqdan asılıdır.

Təzyiqlə bağlı sıxılma əmsalı kimi, suyun temperatur və duzluluğundan asılı olaraq sıxlığını xarakterizə edən kəmiyyətlər, yəni istilik genişlənməsi və duzluluq sıxılması əmsalları da daxil edilir.

İstilik genişlənməsi əmsalı

$$\varepsilon = \frac{1}{V} \frac{\partial V}{\partial T}$$

düsturu ilə təyin edilir.

Hər hansı bir səbəbdən su sıxılmış və ya genişlənməmişə, bu hal suyun temperaturunun həmin əmsala mütənasib olaraq artması və ya azalması ilə müşahidə olunur.

Müəyyən dərinliyə düşən su həcmi sıxılmaya məruz qalır, bu sıxılma onun temperaturunu artırır, buna adiabatik temperatur deyilir. Su kütləsi yuxarı qalxarkən, əks hadisə baş verir. Belə temperatur dəyişməsinə nəzərə almaq üçün temperaturun adiabatik qradienti anlayışı verilir:

$$\frac{dT_a}{dz} = \frac{\varepsilon g T_k}{I C_p}$$

burada, T_k - mütləq temperatur, I - istiliyin mexaniki ekvivalenti, ε - istilik genişlənməsi əmsalı, C_p - xüsusi istilik tutumudur.

Okeanın üst laylarında adiabatik qradient 10^{-4} dər/m təşkil edir. Əgər 3000 m dərinlikdə temperaturu $2,5^{\circ}\text{C}$, duzluluğu 34,85 ‰ olan suyu adiabatik olaraq okean səthinə qaldırısaq, onda onun temperaturu $2,25^{\circ}\text{C}$ -yə qədər düşər, sıxlığı isə artar. Temperatur və sıxlığın belə dəyişməsinə *potensial temperatur* və ya potensial sıxlıq deyilir.

10.10. ƏN BÖYÜK SİXLİQ TEMPERATURU. DONMA TEMPERATURU

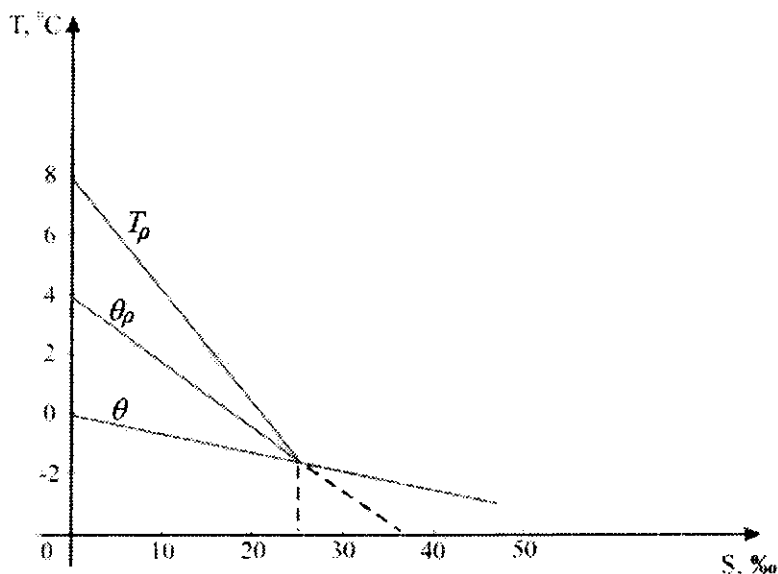
Şirin su ən böyük sıxlığını 4°C -də alır. Suyun duzluluğu artdıqca ən böyük sıxlıq temperaturu azalır. Belə temperaturun hesablanması üçün Knudsen və Kryumelin empirik düsturlarından istifadə etmək olar.

$$\theta_p(^{\circ}\text{C}) = 3,95 - 0,25 - 0,0001S^2 + 0,00002S^3$$

Suyun donma temperaturu da duzluluq artdıqca azalır və Nansen düsturundan tapılır.

$$\theta(^{\circ}\text{C}) = -0,003 - 0,0527S - 0,00004S^2 - 0,0000004S^2$$

Şəkil 10.3-də θ və θ_p -nin duzluluqdan asılı dəyişmə əyri-ləri təsvir edilmişdir.



Şəkil. 10.3. Donma temperaturunun və ən böyük sıxlıq temperaturunun duzluluqdan asılılığı

Bu əyrilər xarakteristikaları $\theta = \theta_p = -1,332^\circ \tilde{N}$ və $S=24,695\%$ olan nöqtədə kəsişir.

Duzluluğu 24,695 ‰-dən aşağı olan su kütləsi üçün ən böyük sıxlıq temperaturu donma temperaturundan yüksək olur ($\theta < \theta_p$), yəni özünü şirin su kimi aparır. Duzluluğun 24,695 ‰-dən böyük qiymətlərində isə əksinə, yəni $\theta > \theta_p$ olur.

θ və θ_p -arasında münasibət okeanın istilik rejiminə mühüm təsir göstərir.

Baltik dənizinin şimal hissəsinin üst layında duzluluq 7‰ təşkil edir. Şəkil 10.3-ə əsasən $\theta = -0,4^\circ C$ və $\theta_p = 2,5^\circ C$ olduğunu təyin edirik.

Sıxlığın şaquli istiqamətdə bircins qaldığını qəbul edib axınların təsirinin nəzərə alınmadığı halda payız-qış mövsümündə dənizin soyuması prosesini nəzərdən keçirək.

Yayda temperaturu təxminən $20^\circ C$ olan dəniz suyu payızda soyuyarkən sıxlaşır, çünki temperaturun aşağı düşməsi suyun sıxlığını artırır. Bu zaman səthdəki elementar su həcmələri ağırlaşır və onlar batırlar. Əvəzində aşağıdan yuxarıya daha yüngül su kütlələri qalxır, başqa sözlə desək konveksiya hadisəsi baş verir. Aydındır ki, konveksiya o vaxta kimi davam edəcək ki, konveksiyanın əhatə elədiyi su layının temperaturu ən böyük sıxlıq temperaturu almış olsun. Bundan sonra temperaturun aşağı düşməsi sıxlığın da aşağı düşməsinə səbəb olur və ona görə də artıq su layı dayanıqlı stratifikasiyaya malik olur (yəni üst layın sıxlığı alt layın sıxlığından az olur).

Beləliklə, baxılan misalda konvektiv qarışma layının temperaturu $2,5^\circ C$ olur. Dənizin sonrakı soyuması və buzlaşma dənizin üst layında baş verir. Yazda buz əriyəndə və dəniz qızanda üst layın temperaturu sürətlə artır. Temperaturun

artmasına, həmçinin konveksiya da kömək edir. Çünki temperatur $2,5^{\circ}\text{C}$ -yə artana kimi sıxlıq artır və konveksiya gedir, yeni dərinlikdən isti sular səthə qalxırlar.

Dəniz suyunda isə $\theta > \theta_p$ olduğundan konvektiv qarışma donma temperaturuna kimi davam edir. Bütün lay donma temperaturuna kimi soyuyur.

10.11. OKEANDA QARIŞMA

Okeanda su kütlələrinin bütün istiqamətlərdə xaotik hərəkətinə qarışma deyilir. Bu zaman müxtəlif xarakteristikalara malik olan su həcmələri öz xarakteristikaları ilə mübadilə edir.

Küləyin təsiri ilə okeanın səth suları hərəkətə gəlir. İlk olaraq nazik səth təbəqəsi hərəkətə gəlir, sonra isə laylar arasındakı sürtünmə qüvvəsi və özlülük hesabına nazik səth layının altındakı layda burulğan yaranır və öz sürətini alt laya ötürür. Burulğanla yuxarı qalxan su həcmələri üst layın sürətini alır. Beləliklə, daha dərin laylar hərəkətə qoşulur. Bu zaman hərəkət miqdarı, istilik miqdarı və duz burulğan və ya turbulent qarışma ilə dərin laylara ötürülür, yəni xarakteristikaların turbulent mübadiləsi baş verir.

Temperaturun azalması və ya duzluluğun artması hesabına səth sularının sıxlığı artdıqda üst lay alt laydan ağır olur və nəticədə konvektiv qarışma baş verir.

Su hissəciklərinin xaotik istilik hərəkəti nəticəsində qarışması molekulyar qarışma adlanır.

Okean və dənizlərdə turbulent qarışma həmişə müşahidə olunur və onun payı digər qarışma növlərindən (konvektiv və molekulyar qarışma) çoxdur.

Konvektiv qarışma əsasən qış mövsümündə daha intensiv olur.

Müxtəlif xarakteristikalara malik olan su həcmələri qarışdıqda alınan qarışıqın xarakteristikaları formalaşır (temperatur,

duzluluq).

Fərz edək ki, xarakteristikaları b_1 və b_2 , kütlələri M_1 və M_2 olan iki su layı qarışmışdır. Alınan qarışığın xarakteristikasını $b_{1,2}$ ilə işarə edək. Onda kütlənin saxlanması qanununa görə yaza bilərik

$$M_1 b_1 + M_2 b_2 = (M_1 + M_2) b_{1,2} \quad (10.22)$$

Oturacaqlarının sahəsi vahid olan şaquli su sütunlarının qarışmasına baxsaq, onda (10.22) bərabərliyindən

$$b_{1,2} = \frac{\sum b_i h_i}{\sum h_i} \quad (10.23)$$

düsturunu alırıq. Burada h_i su sütunlarının hündürlüyüdür. İki su layı üçün (10.23) bərabərliyindən

$$\frac{h_1}{h_2} = \frac{b_2 - b_{1,2}}{b_{1,2} - b_1} \quad (10.24)$$

düsturunu alırıq. Bu düstura qarışma düsturu deyilir.

(10.24) düsturunun tətbiqi ilə bir məsələ həll edək. Fərz edək ki, hər hansı ərazidə duzluluğu $S_1=32,1\%$ və $S_2=33,0\%$ olan iki su kütləsinin sərhəd zonasındakı suyun duzluluğu $32,3\%$ -dir. Su kütlələrinin hansı nisbətə qarışdığını müəyyən etmək üçün (10.24) düsturunda duzluluğun verilən qiymətlərini yerinə yazaq. Onda

$$\frac{h_1}{h_2} = \frac{33,1 - 32,3}{32,3 - 32,1} = \frac{0,8}{0,2} = 4$$

Qeyd edək ki, qarışma düsturu sıxlığı tapmaq üçün istifadə edilə bilməz, çünki, qarışma zamanı sıxlığın artması baş verir.

Okeanda su kütlələrinin qarışması zamanı bütün xarakteristikaların mübadiləsi baş verir.

Xarakteristikaları T_1 , S_1 və T_2 , S_2 olan iki su kütləsinin qarışmasını nəzərdən keçirək. Əgər qarışığın xarakteristikaları $T_{1,2}$, $S_{1,2}$ olarsa, onda (10.24) düsturuna əsasən yaza bilərik.

$$\frac{h_1}{h_2} = \frac{T_2 - T_{1,2}}{T_{1,2} - T_1} = \frac{S_2 - S_{1,2}}{S_{1,2} - S_2} \quad (10.25)$$

Buradan qarışığın temperaturunu və duzluluğunu əlaqələndirən

$$T_{1,2} = \frac{S_2 T_1 - S_1 T_2}{S_2 - S_1} + \frac{T_2 - T_1}{S_2 - S_1} S_{1,2} \quad (10.26)$$

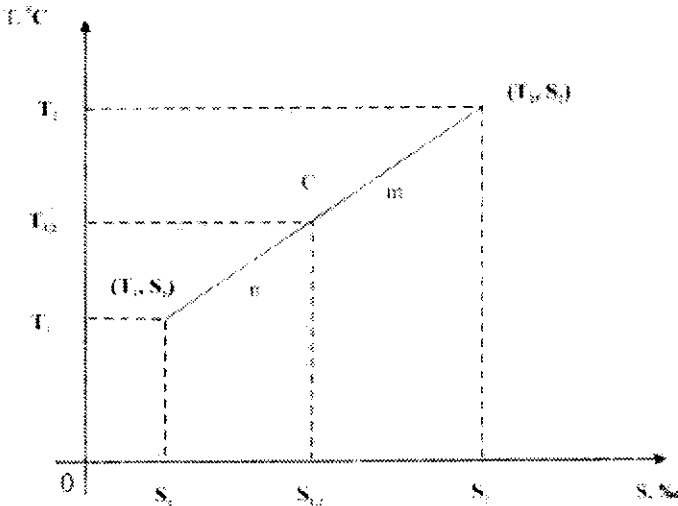
münasibətini alırıq. Buna T, S münasibəti deyilir.

Bu münasibət onu göstərir ki, iki su qarışığının müəyyən temperaturuna duzluluğun yeganə qiyməti uyğundur (şəkil 10.4).

(10.25) tənliyi kordinatları (T_1, S_1) və (T_2, S_2) olan iki nöqtədən keçən düz xətt tənliyidir. (10.26) tənliyi göstərir ki, qarışığın duzluluğu verilibsə, onda qarışığın temperaturuna uyğun olan nöqtə həmin düz xəttin üzərində olmalıdır.

(10.24) düsturundan $\frac{h_1}{h_2} = \frac{m}{n} \cdot 100\%$ münasibətini ala bilərik

(şəkil 10.4).



Şəkil 10.4. İki su kütləsinin qarışmasının T, S münasibəti

Beləliklə, T, S münasibəti iki su kütləsinin qarışması zamanı onların hansı nisbətdə qarışmasını %-lə ifadə etməyə imkan verir.

10.12. DÜNYA OKEANININ SU KÜTLƏLƏLƏRİ

Dünya okeanının öyrənilməyə başlandığı ilk vaxtlardan müxtəlif ərazilərdə olan suyun xarakteristikalarının müxtəlif olduğu nəzərə çarpmışdır. Bəzi ərazilərdə su isti, digər ərazilərdə soyuq, bəzi ərazilərdə su duzlu, digər ərazilərdə isə şirin və s. olur. Sular hətta rənginə, üzvü aləmin zənginliyinə görə də fərqlənə bilər. Avstriya alimi A. Defant ilk dəfə olaraq (1929) su kütləsi anlayışını okeanologiyaya gətirmişdir.

Okeanın müəyyən coğrafi ərazisində formalaşan, uzun müddət fiziki, kimyəvi və bioloji xarakteristikalarının nisbi bircinsliyini saxlayan böyük su həcmələri su kütlələri adlanır.

Hər bir su kütləsindən əsas xarakteristikaları (göstəriciləri, indeksləri) ilə nəzərə çarpan nüvə ayrılır. Nüvədən su kütləsinin xarici sərhəddinə getdikcə suyun xarakteristikalarının qiyməti müəyyən qiymət arasında dəyişir. Su kütləsinin xarakteristikalarının qiymətinin dəyişməsinin üç səbəbi var: su kütləsinin bir iqlim zonasından digərinə keçməsi, su kütləsinin yerləşdiyi ərazidə şəraitin dəyişməsi, su kütləsinin qonşu su kütlələri ilə qarışması.

Su kütlələri, onlar arasındakı sərhədlər okeanların müxtəlif rayonlarının hidroloji strukturunu əmələ gətirir. Su kütlələrinin strukturu mühüm okeanoloji proseslərin ümumi qanunauyğunluqlarını əks etdirir. Su kütlələrinin şaquli istiqamətdə strukturu şaquli paylanma ayrılırla və T, S- ayrılırla ilə xarakterizə olunur.

Su kütlələrini aşağıdakı üç tipə bölmək olar (cədvəl 10.1):

1. *Troposfer su kütləsi*

2. Aralıq su kütləsi

3. Stratosfer su kütləsi

Troposfer su kütlələri okeanın üst qatında yerləşir və 100 m-dən 500-900 m-ə qədər olan qalınlığı əhatə edir və antisiklonik su dövrəsinə malikdir.

Aralıq su kütləsi troposfer su kütləsi ilə stratosfer su kütləsi arasında yerləşir və 600-800 m-dən 1200 m dərinliyə qədər olan məsafəni əhatə edir.

Aralıq su kütləsi 3 yerə bölünür:

1) minimum duzluluğa malik subarktik və subantarktik aralıq su kütləsi.

Bunlar Atlantik və Sakit okeanında olan subarktik sular və hər üç okeanda olan antarktik sulardır.

2) qapalı dənizlərlə su mübadiləsi nəticəsində formalaşan və maksimum duzluluğa malik olan aralıq sular. Bunlar Atlantik okeanında olan Aralıq dənizinin su kütlələri, Hind okeanında olan Qırmızı, Ərəbistan və Timor dənizinin su kütlələridir.

3) yüksək en dairələrinə siraət edən maksimum temperatūra malik olan aralıq su kütləsi. Bunlar Şimal Buzlu okeanında Atlantik su kütləsi, cənub okeanında Antarktik su kütləsidir.

Stratosfer su kütləsini iki mühüm növə ayırmaq olar. 1. Yüksək en dairələrində yaranan (şimal yarımkürəsi) və maksimum duzluluqla xarakterizə olunan sular; 2. Cənub okeanının yüksək en dairələrində yaranan və minimum duzluluqla xarakterizə olunan sular.

Stratosfer suları yüksək en dairələrindən ekvatora doğru qarşı-qarşıya hərəkət edir və onlar toqquşduğu yerdə şimal yarımkürəsinin suyu dərinlik, cənub yarımkürəsinin suyu isə dib suyu olur.

Dünya okeanının əsas su kütlələri və onların T, S indeksləri

Atlantik	Hind	Sakit
Troposfer su kütlələri		
Subtropik su kütləsi 22 ⁰ C, 36,4‰	Benqal körfəzi 25 ⁰ C, 33,8‰	Sakit okeanın şimal hissəsinin qərb subtropik su kütləsi 20 ⁰ C, 34,8‰
Şimali Atlantik su kütləsi 20 ⁰ C, 36,5‰	Ekvatorial 25 ⁰ C, 35,3‰	Sakit okeanın şimal hissəsinin şərq subtropik su kütləsi 20 ⁰ C, 35,2‰
Cənub Atlantik okeanının subtropik su kütləsi 18 ⁰ C, 35,9‰	Timor dənizi 20 ⁰ C, 34,5‰ Okeanın cənub subtropik su kütləsi 16,0 ⁰ C, 35,6‰	Sakit okeanın cənub hissəsinin ekvatorial və subtropik su kütləsi 25 ⁰ C, 36,2‰, 20 ⁰ C, 35,7‰
Aralıq su kütlələri		
Subarktik 2 ⁰ C, 34,9‰		Subarktik 5 ⁰ C, 33,8‰ Subtropik 11,5 ⁰ C, 33,9‰
Aralıq dənizi 11,9 ⁰ C, 35,5‰	Qırmızı dəniz 23 ⁰ C, 40‰ Timor dənizi 12 ⁰ C, 34,6‰ Antarktik (5,2 ⁰ C, 34,3‰)	Antarktik 5 ⁰ , 34,1‰
Stratosfer su kütlələri		
Şimali Atlantikanın dərinlik və dib suları 2,5 ⁰ C, 34,9‰	Antarktik dərinlik və dib su kütləsi 0,6 ⁰ C, 34,7‰	Dərinlik və dib su kütləsi 1,3 ⁰ C, 34,7‰
Cənubi Atlantikanın dərinlik su kütləsi 4 ⁰ C, 35,0‰		
Dib antarktik -0,4 ⁰ C, 34,6‰		

10.13. DÜNYA OKEANININ ŞAQLI STRUKTURU

Okeanla atmosfer arasında qarşılıqlı əlaqə nəticəsində gedən enerji, su, duz və qaz mübadiləsi okeanda hidroloji, hidrokimyəvi və digər elementlərin fəza paylanması formalaşdırır. Müşahidələr göstərir ki, bu xarakteristikalar həm şaquli istiqamətdə, həm də üfüqi istiqamətdə fəza və zaman daxilində dəyişir.

Temperaturun, duzluluğun və digər elementlərin şaquli istiqamətdə dəyişməsinə, yəni profilinə uyğun olaraq Dünya okeanı 4 əsas makromiqyaslı su layına bölünür: səth layı, aralıq lay, dərinlik və dib layı. Bu layların qalınlığı və yerləşmə dərinliyi sirkulyasiyanın xüsusiyyətlərindən asılıdır. Antisiklonik sahələrdə bu layların sərhədləri aşağı düşür, siklonik sahələrdə isə suyun qalxması müşahidə olunduğundan bu layların sərhədləri yuxarı qalxır. Bu zaman layların qalınlığı da dəyişir.

Okeanın səth layı onun atmosferlə qarşılıqlı əlaqəsi nəticəsində formalaşır. Çox zaman bu layı fəal lay da adlandırırlar. Başqa sözlə fəal lay hidroloji, hidrokimyəvi, bioloji və digər proseslərin intensiv getdiyi lay qəbul edilir.

Bu layın stratifikasiyası və qalınlığı bircins deyil və bir sıra xarici amillərin, məsələn, atmosferin istilik və dinamik təsirləri ilə müəyən edilir. Külək və konvektiv qarışma nəticəsində fəal layın üst layında hidroloji xarakteristikaların bircinsliyi ilə xarakterizə olunan nazik üst təbəqə formalaşır. Bu layı homogen (bircins) və ya kvazihomogen (qeyri-bircins) lay adlandırırlar.

Homogen layda qarışma mexanizmi çox mürəkkəbdir. Şaquli istiqamətdə sürətin dəyişməsi (qradiyenti), dayanıqsız dalğaların təsiri nazik üst təbəqədə turbulent qarışma yaradır. Külək sahəsinin qeyri müntəzəmliyi okean səthində konvergensiya və divergensiya zonaları yaradır. Divergensiya sahələrində

su səthi enir, konvergensiya zonasında isə su səthi qalxır.

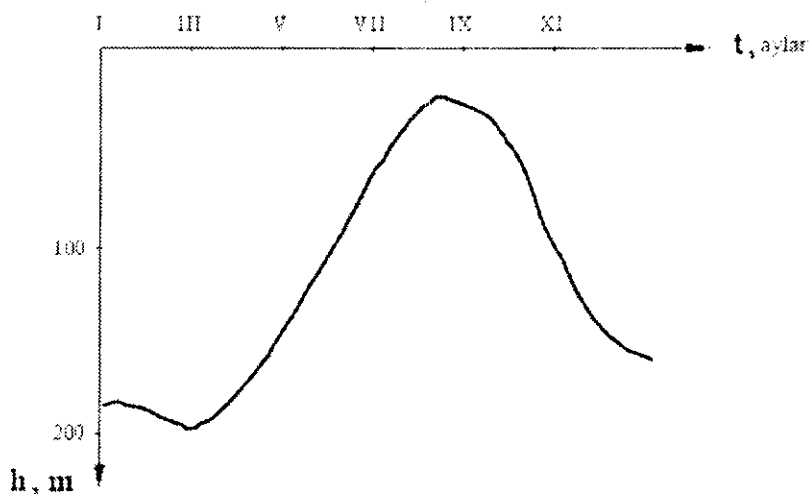
Səthə təsir edən külək səthdən gedən buxarlanmanın artmasına, temperaturunun azalmasına və duzluluğun artmasına şərait yaradır. Üst təbəqənin sıxlığının artması su layının dayanıqlığının pozulmasına və şaquli istiqamətdə sərbəst konveksiyanın baş verməsinə səbəb olur. Beləliklə, okean səthində xarakteristikaların bircinsliyi ilə fərqlənən üst qarışdırılmış lay əmələ gəlir.

Üst layın formalaşmasında istilik mübadiləsi də mühüm rol oynayır. Okean səthinin qızması dövründə kvazibircins lay ilə ondan aşağıda yerləşən layların arasında temperatur qradienti artır. Temperatur qradienti dayanıqlığı artırır və turbulent enerjinin aşağı laylara ötürülməsinin qarşısını alır. Bunun da nəticəsində üst bircins layla ondan aşağıda yerləşən lay arasında hidroloji xarakteristikaların qradientinin böyük qiyməti ilə xarakterizə edilən sıçrayış layı əmələ gəlir. Əgər bu lay temperatur qradientinin böyük qiyməti ilə xarakterizə olunursa, buna termoklin, duzluluq qradientinin böyük qiyməti ilə xarakterizə olunursa, ona qaloklin deyilir.

Soyuqlar düşən zaman üst layın dayanıqlığı azalır, sərbəst konveksiya nəticəsində sıçrayış layı tədricən itir. Bu zaman üst qarışdırılmış layın qalınlığı artır və bircins layın qalınlığı konveksiyanın getdiyi dərinliyə kimi artır.

Şəkil 10.5-də kvazi bircins layın qalınlığının mülayim qurşaqlarda il ərzində dəyişməsi göstərilmişdir.

Müşahidələr nəticəsində əldə olunan məlumatlar göstərir ki, bircins layın qalınlığı avqust ayında minimum qiymət alır. Bu vaxt okean səthinin temperaturu maksimum həddə çatır. Mülayim qurşaqda (şimal yarımkürəsi) avqust ayında homogen layın qalınlığı 0-30 m arasında olur.



Şəkil 10.5. Mülayim qurşaqlarda kvazibircins layın qalınlığının il ərzində dəyişməsi

Ekvator ərazisində homogen layın qalınlığı 50-100 m-ə qədər arta bilər.

Sentyabr ayında havalar soyuduğundan dayanıqlıq azalır və külək qarışması və konvektiv qarışma nəticəsində bircins layın qalınlığı artır.

Aralıq su layı dərinlik layını üst laydan ayırır. Bu lay ənənəvi səth sularından və yuxarı qalxan dərinlik sularından əmələ gəlir. Hər iki su kütləsi qarışaraq üfüqi istiqamətdə hərəkət edir. Bu su kütləsi qütblərə hərəkət edərək orada isti aralıq su layını əmələ gətirir.

Aralıq su layının qalınlığı 200-300 m arasında olur.

Aralıq su layı 800-1800 m dərinliyə qədər enə bilər.

Dərinlik layı uzun müddət ərzində gedən qarışma nəticəsində formalaşan və xarakteristikalarının bircinsliyi ilə xarakterizə edilən laydır. Bu lay təxminən 4 km dərinlikdə yerləşir.

Dib suları əsasən Antarktida da formalaşır və şimala doğru

hərəkət edir. Dib layı dib çöküntüləri ilə kimyəvi mübadiləyə girərək okean dibindən müəyyən qədər istilik də alır. Bu layın qalınlığı orta hesabla 500-1000 m olur. Şimal Buzlu okeanında dib layının qalınlığı 2000 m-ə qədər çatır.

10.14. OKEANDA SU LAYLARININ DAYANIQLIĞI

Okean və dənizlərdə tarazlıq şərtini müəyyən edən su laylarının şaquli istiqamətdə bu və ya digər paylanması stratifikasiya adlanır. Əgər dərinliyə getdikcə suyun sıxlığı artırsa, yəni sıxlığın müsbət qradienti müşahidə olunursa, onda belə stratifikasiya qarışmanın inkişafına mane olur, çünki batmaqda olan su həcmələri Arximed qüvvələri ilə yuxarı itələnir, yuxarı qalxan su həcmələri isə ağırlıq qüvvəsinin təsiri ilə batır. Sıxlığın şaquli qradienti nə qədər böyükdürsə, su laylarının dayanıqlığı da bir o qədər böyük olur.

Su laylarının dayanıqlığının qiymətini kəmiyyətlə ifadə etmək olar.

Qarışma intensiv gedərsə, dərinə gedən su hissəciklərinin sıxılma hesabına sıxlığı artır. Ancaq proses adiabatik getdiyindən temperatur sıxılma zamanı artır, bu isə hissəciyin sıxlığının azalmasına səbəb olur.

Layların dayanıqlıq dərəcəsi batan və yuxarı qalxan su həcmələrinin sıxlığı ilə ətraf suyun sıxlığı arasındakı fərqlə müəyyən edilir.

Fərz edək ki, z üfüyündə suyun xarakteristikalarının qiyməti p, T, S, ρ_{PTS} $z+\Delta z$ üfüyündə isə $p+\Delta p, T+\Delta T, S+\Delta S, \rho_{PTS, T+\Delta T, S+\Delta S}$ -dir.

Əgər A hissəciyi z layından $z+\Delta z$ layının B nöqtəsinə adiabatik keçərsə, onda onun sıxlığı təzyiqin artması hesabına

$\frac{\partial \rho}{\partial p} dp$ qədər dəyişəcək. Bu zaman hissəciyin temperaturu da

dT qədər dəyişəcək. Onda temperaturun dəyişməsi hesabına

sıxlıq $\frac{\partial \rho}{\partial T} dTa$ qədər dəyişəcək. Beləliklə, A hissəciyinin sıxlığı $z + \Delta z$ dərinliyində

$$\rho_{\Delta, z + \Delta z} = \rho_{PTS} + \frac{\partial \rho}{\partial T} dp + \frac{\partial \rho}{\partial T} dTa \quad (10.27)$$

olar.

A hissəciyinin sıxlığı B hissəciyinin sıxlığından az olarsa, onda hissəcik yuxarı qalxır, qarışma baş vermir, yəni stratifikasiya dayanıqlıdır. A hissəciyinin sıxlığı B -nin sıxlığından çox olarsa, onda A hissəciyi batmaqda davam edəcək və qarışma gedəcək. Bu halda stratifikasiya dayanıqsızdır. Əgər A hissəciyi ilə B -nin sıxlıqlar fərqi olmazsa, onda belə stratifikasiya neytral olur.

Dayanıqlıq kəmiyyətinin xarakteristikası sıxlıqlar fərqi ilə müəyyən olduğundan

$$\rho_B - \rho_{A, z + \Delta z} = \rho_{p + \Delta p, T + \Delta T, S + \Delta S} - \left(\rho_{PTS} + \frac{\partial \rho}{\partial T} dp + \frac{\partial \rho}{\partial T} dTa \right) \quad (10.28)$$

Fərz edək ki, B hissəciyinin sıxlığı $z + \Delta z$ layına gələn və uzun zaman orada qalaraq ətraf mühitlə istilik və duz mübadiləsində olan A hissəciyinin sıxlığına bərabərdir.

Onda

$$\rho_{p + \Delta p, T + \Delta T, S + \Delta S} = \rho_{PTS} + \frac{\partial \rho}{\partial T} dp + \frac{\partial \rho}{\partial T} dT + \frac{\partial \rho}{\partial s} ds \quad (10.29)$$

olar.

(10.29)-u (10.28)-də yerinə yazsaq və hər iki tərəfi dz -ə bölsək, dayanıqlığın xarakteristikasının vahid dərinliyə düşən Hesselverq-Sverdrup düsturunu alırıq.

$$E = \frac{\rho_B - \rho_{A,z+\Delta z}}{\Delta z} = \frac{\partial \rho}{\partial T} \frac{dT}{dz} + \frac{\partial \rho}{\partial s} \frac{ds}{dz} - \frac{\partial \rho}{\partial T} \frac{dT_a}{dz}$$

(10.30)

Bu bərabərliyin sağ tərəfindəki birinci və üçüncü hədlər temperaturun, ikinci hədd isə duzluluğun dayanıqlıq kəmiyyətindəki payını ifadə edir.

(10.30) ifadəsinin sağ tərəfindəki birinci iki hədd sıxlığın z -ə görə tam törəməsinə ifadə etdiyindən dayanıqlıq kəmiyyəti üçün

$$E = \frac{d\rho}{dz} - \frac{\partial \rho}{\partial T} \frac{dT_a}{dz} \quad (10.31)$$

düsturunu yazı bilərik.

(10.31) düsturu göstərir ki, dayanıqlıq sıxılma zamanı adiabatik düzəliş nəzərə alınmaqla sıxlığın şaquli qradientidir.

Dayanıqlıq kəmiyyətini (E) hər bir üfəqdə (dərində) temperatur və duzluluğun müşahidə məlumatlarına əsasən (10.30) düsturunun köməyi ilə hesablamaq olar.

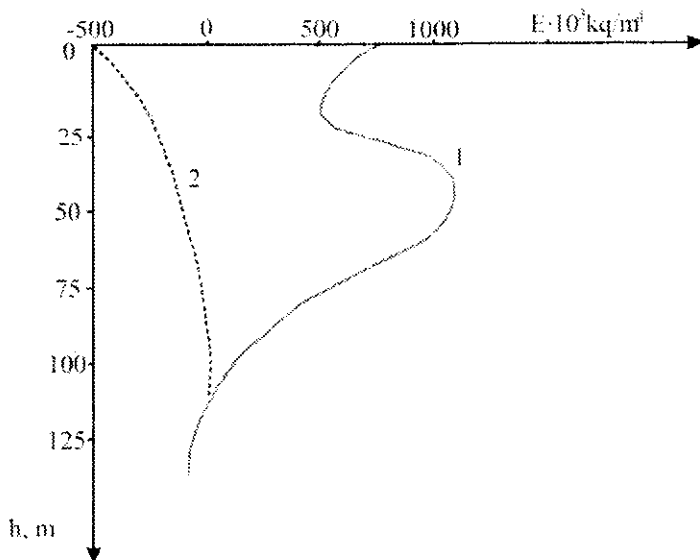
Bu zaman $\frac{dT_a}{dz}$, $\frac{\partial \rho}{\partial T}$, $\frac{\partial \rho}{\partial s}$ qradientlərini okeanoloji cədvəllərdən təyin edirlər.

Şəkil 10.6-də Barens dənizinin üst layında dayanıqlığın şaquli paylanması tipik əyrisi verilmişdir.

Yay mövsümündə su laylarının dayanıqlığı müsbətdir və dərinliyə getdikcə azalır (bütöv xətt). Küləyin təsiri ilə yaxşı qarışmış üst layın sıxlığı alt layın sıxlığından kəskin fərqlənir. Bu halda dayanıqlıq maksimum qiymət alır. Qış mövsümündə isə səthdən 50m dərinliyə qədər mənfi dayanıqlığın olması üst layın soyuma zamanı sıxılması hesabına konvektiv qarışmanın baş verdiyini göstərir.

Okeanların dərin laylarında dərinlik artdıqca dayanıqlıq da artır, sonra isə azalır. 5000 m dərinlikdə dayanıqlıq mənfidir.

Bu o deməkdir ki, konveksiya hadisəsi baş verir, yəni okeanın dibindən daxil olan istilik hesabına konvektiv qarışma gedir.



Şəkil 10.6. Barents dənizinin üst layında dayanıqlığın şaquli paylanması
1 - yay mövsümündə, 2 - qış mövsümündə

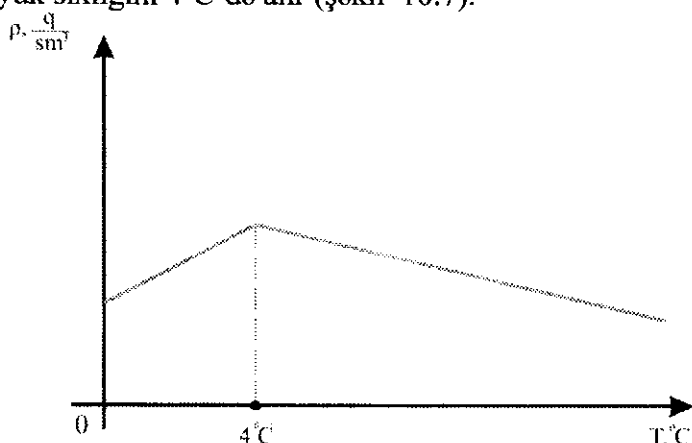
Ümumiyyətlə, dayanıqlıq layların qarışmasına potensial müqaviməti xarakterizə edir.

10.15. SUYUN FİZİKİ XASSƏLƏRİNİN ANOMALİYASI

Suyun bir sıra fiziki xassələri onun temperaturundan asılı olaraq özünəməxsus şəkildə dəyişən strukturu (quruluşu) ilə bağlıdır. Ona görə də suyun digər maddələrdən fərqli olan qeyri-adi xassələrinin-anomaliyasının mühüm praktik əhəmiyyəti vardır.

Mayelər qızdırıldıqda bir qayda olaraq onun sıxlığı azalır. Şirin su isə qızdırıldıqda 0°C -dən 4°C -yə qədər onun sıxlığı artır, temperaturun sonrakı artması zamanı isə sıxlığı azalır. Bu hadisə

suyun quruluşu ilə izah edilir. Su molekulları tetraedr formasına malikdir. Temperaturun 4°C -yə qədər artması zamanı molekullar sıxlaşır, lakin temperatur artdıqca molekullar arasında struktur pozulur və həcm genişlənməsi nəticəsində sıxlıq azalır. Şirin su ən böyük sıxlığını 4°C -də alır (şəkil 10.7).

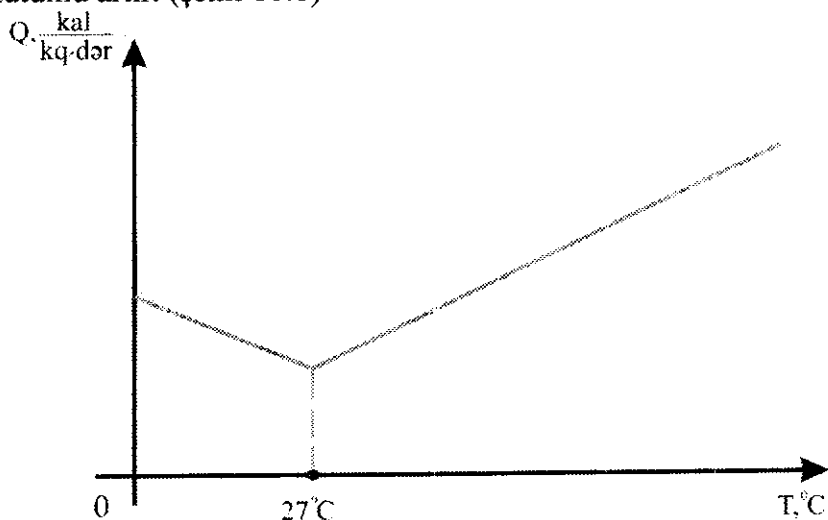


Şəkil 10.7. Suyun sıxlığının temperaturdan asılılığı

Bərk cisimlərin (maddələrin) sıxlığı onların ərinmiş halda olduğu sıxlığından çoxdur. Lakin su bu mənada istisnaq təşkil edir, yəni su donduqda onun həcmi təxminən 10% artır. Bu anomaliyanın mühüm əhəmiyyəti var. Əgər donma zamanı əmələ gələn buz suda batsaydı, onda su hövzələri bütövlükdə səthdən dibə qədər donardı. Bu isə su hövzələrində olan fauna və floranın məhv olmasına səbəb olardı.

Cisimlərin istilik tutumu temperatur artdıqca artır. Lakin suyun istilik tutumu 0°C -dən 27° -yə kimi azalır, sonra isə artır. Bu onunla izah edilir ki, aşağı temperaturlarda suyun qızması onun molekullarının strukturunu dağıdır. Bu zaman molekulların kristallik qəfəsin yaranması üçün sərf etdiyi enerji ayrılır və kinetik enerjiyə çevrilərək suyun temperaturunun artmasına səbəb olur. Temperatur 27°C -dən yuxarı olduqda su

molekullarının kinetik enerjisi artır və nəticədə suyun istilik tutumu artır. (şəkil 10.8)



Şəkil 10.8. Suyun istilik tutumunun temperaturdan asılılığı

Ümumiyyətlə, təzyiq artqıdca əksər mayələrin donma temperaturu artır. Bunun səbəbi donma zamanı həcmın azalması ilə əlaqədardır, təzyiqin artması isə həcmın azalmasına səbəb olur. Təzyiq 1 atm artdıqda suyun donma temperaturu $0,007^\circ\text{C}$ azalır. Bu effekt donma zamanı həcmın genişlənməsi ilə izah olunur, təzyiqin artması isə həcmın artmasına mane olur.

Təbii şəraitdə Yer səthində atmosfer təzyiqi çox az dəyişdiyindən, suyun donma temperaturunun anomaliyası bir o qədər praktik əhəmiyyət daşımır. Lakin buzun qalınlığı bir neçə km təşkil edən qütb zonalarında elə təzyiq yaranır ki, suyun bu anomaliyası buzun strukturunda özünü əhəmiyyətli dərəcədə biruzə verir.

Fəsil 11

DÜNYA OKEANININ OPTİK VƏ AKUSTİK XASSƏLƏRİ

11.1. OKEANDA SƏSİN SÜRƏTİ

Su elastiki mühitdir, ona görə də onda uzununa elastiki rəqslər, məsələn səs rəqsləri yaxşı yayılır. Səsin yayılma mexanizimi ondan ibarətdir ki, səs mənbəyinin yaratdığı periodik sıxılma və seyrəlmə uzununa dalğalar şəklində su mühitində ötürülür.

Fizikadan məlumdur ki, ρ sıxlığına malik, bütöv elastiki mühitdə uzununa rəqslərin yayılma sürəti aşağıdakı düsturla müəyyən edilir.

$$C = \frac{1}{\sqrt{K_p \rho}} \quad (11.1)$$

K_p -sıxılma əmsalıdır.

Bu düstura daxil olan kəmiyyətlərin (parametrlərin) dəqiq təyin edilə bilməməsi nəticəsində çox vaxt düsturdan tapılan qiymət ilə bilavasitə dənizdə ölçmə nəticəsində tapılan səsin yayılma sürəti arasında xeyli fərq olur. Ona görə də dənizdə səsin yayılma sürətini tapmaq üçün empirik düsturdan istifadə olunur.

Okeanda səsin sürəti temperatur, duzluluq və təzyiqdən asılıdır. Təklif olunan empirik düsturlardan biri

$$C = \left[1448.6 + 4.618 T - 0.0523T^2 + 0.00023T^3 + 1.25(5 - 35) - 0.011(5 - 35)T + 2.7 \cdot 10^{-8}(5 - 35)T^4 - 2 \cdot 10^{-7}(5 - 35)^4 \cdot (1 + 0.577T - 0.0072T^2) + 0.0175P \right] m/s \quad (11.2)$$

p -dbarlarla ölçülür.

Düsturdan görünür ki, səsin sürəti temperatur, dərinlik və duzluluq artdıqca artır. Okeanın səth layında temperatur daha

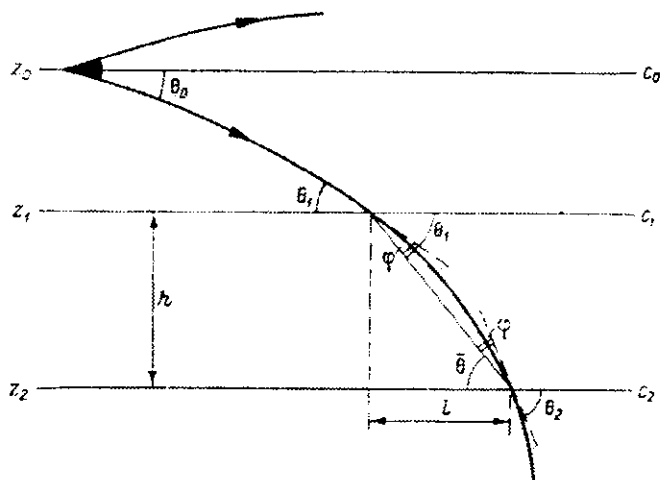
dəyişkən olduğu üçün səs yayılma sürəti əsasən temperaturdan asılı olur.

11.2. SƏS ŞÜALARININ REFRAKSİYASI. SƏS KANALI

Okeanda hidroloji şəraitin müxtəlifliyindən asılı olaraq səs sürəti 1400-1550m/san arasında (təxminən 10%) dəyişir. Lakin sürətin azacıq dəyişməsinə, xüsusən şaquli istiqamətdə səs şüalarının sınmasına-refraksiyasına, yəni səs şüalarının trayektoriyasının əyilməsi hadisəsinə səbəb olur.

Bu zaman səs şüaları səs sürətinin az olduğu tərəfə əyilirlər. Sürətin ən böyük qradiyenti şaquli istiqamətdə müşahidə olunur.

Okeanın hər layında səs sürətinin qradiyenti sabit olan laylar şəklində təsəvvür edək. Onda səs şüaları hər layda eyni ayrılıya malik olacaq, yəni şüalar çevrə qövsü şəklindədirlər (şəkil 11.1).



Şəkil 11.1. Səs şüalarının refraksiyası

Əgər dərinlik boyu səsin sürəti azalırsa, onda z_0 dərinliyində səs mənbəyindən θ_o bucağı altında çıxan və sürəti C_o olan şüa aşağıya doğru əyilir.

z_1 və z_2 səviyyələri arasında yerləşən layda səs şüalarının əyilməsinə baxaq. z_1 dərinliyində səsin sürəti C_1 , z_2 dərinliyində isə səsin sürəti C_2 olsun. Şüanın trayektoriyası laya daxil olma θ_1 bucağı və laydan çıxan şüanın θ_2 bucağı və l məsafəsi ilə müəyyən edilir.

Səsin sınması qanununa görə

$$\frac{\cos \theta_o}{C_o} = \frac{\cos \theta_1}{C_1} = \frac{\cos \theta_2}{C_2} = \dots$$

Bu münasibətlərdən θ_1 və θ_2 -nin tapılması üçün aşağıdakı düsturları alırıq

$$\theta_1 = \arccos\left(\frac{C_1 \cos \theta_o}{C_o}\right) \quad \theta_2 = \arccos\left(\frac{C_2 \cos \theta_o}{C_o}\right) \quad (11.3)$$

Şəkil 11.1-dən

$$\bar{\theta} = \theta_1 + \varphi, \quad \bar{\theta} = \theta_2 - \varphi \quad \text{buradan}$$

$$\bar{\theta} = \frac{1}{2}(\theta_1 + \theta_2)$$

olduğunu nəzərə alsaq,

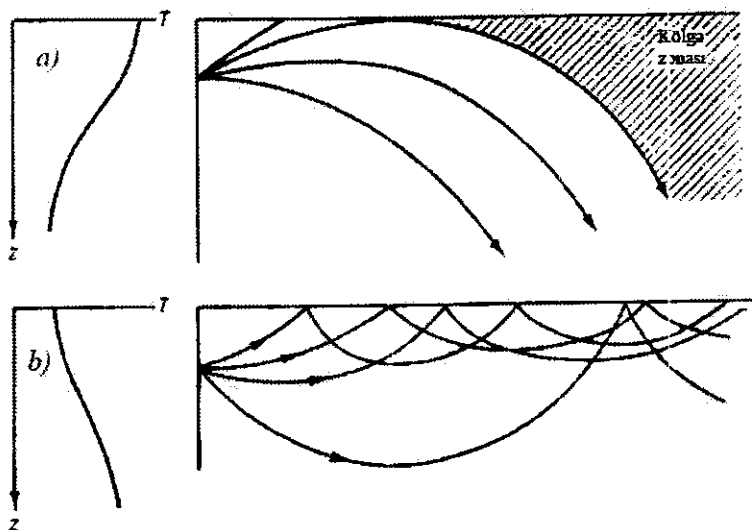
$$l = h \operatorname{ctg} \bar{\theta} = h \operatorname{ctg} \left[\frac{1}{2}(\theta_1 + \theta_2) \right] \quad (11.4)$$

(11.3) və (11.4) düsturları səs şüalarının trayektoriyasının qurulmasına imkan verir. Bunun üçün şüanın mənbədən çıxma bucağı və səsin şaquli istiqamətdə layda yayılma sürəti məlum olmalıdır.

Yay fəslində okean səthindən dərinliyə getdikcə suyun

temperaturu azalır. Səs mənbəyindən çıxan səs şüaları temperaturun azaldığı istiqamətə, yəni səsin sürətinin azaldığı istiqamətdə əyilir (şəkil 11.2a).

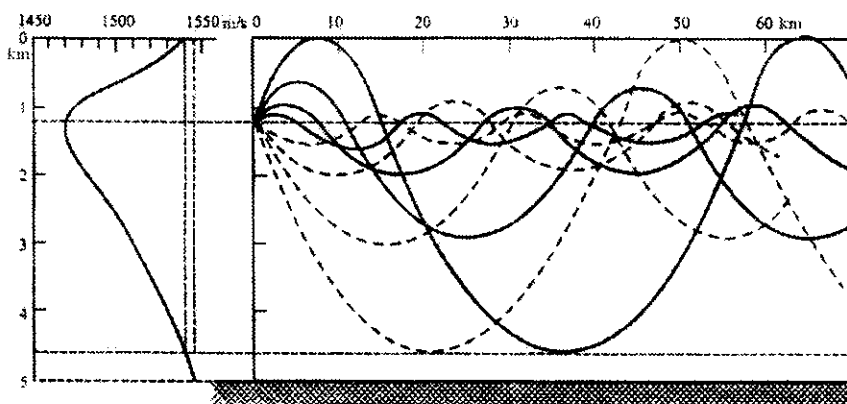
Qış fəslində isə okean səthindən dərinliyə getdikcə suyun temperaturu artır və mənbədən çıxan səs şüaları səsin sürətinin az olduğu səth layına doğru əyilir, səthindən qayıdan səs şüaları yenidən səsin sürətinin az olduğu laya tərəf meyl edir (şəkil 11.2b).



Şəkil. 11.2. Okeanın səth layında səs şüalarının refraksiyaları
a) yayda; b) qışda

Okeanın qütb zonalarından kənarda yerləşən rayonlarında üst layda temperaturun dərinlik boyu azalması səsin sürətinin azalmasına səbəb olur. Müəyyən dərinlikdən sonra suyun temperatur və duzluluğu şaqul boyu demək olar ki, çox az dəyişdiyindən səsin sürəti özünün maksimum qiymətinə çatır. Bu dərinlikdən sonra hidrostatik təzyiq effekti hesabına səsin sürəti artır. Səs şüalarının refraksiyası nəticəsində üfüqi isti-

qamətdə göndərilən şüalar səsin sürətinin minimum olduğu layda konsentrasiya edir və çox uzaq məsafələrə yayılır. Səsin uzaq məsafələrə yayıldığı bu lay *səs kanalı* adlanır. Demək olar ki, bütün okeanlarda da bir neçə yüz metrdən 1500 m-ə qədər dərinliklərdə müşahidə olunan bu əlamətdar hadisə səs kanalında səsin uzaq məsafəyə yayıldığını göstərir (Şəkil 11.3).



Şəkil 11.3. Sualtı səs kanalının formalaşması sxemi

a) səsin sürətinin şaquli paylanması; b) səs şüalarının trayektoriyaları

Atlantik okeanında aparılan sınaq zamanı 1200m dərinlikdə 2,7 kq partlayıcı maddənin yaratdığı səs şüaları 5750 km məsafədə aydın eşidilmişdir.

Səs kanalından uzaq məsafələrə informasiyaların ötürülməsi üçün istifadə edilir. Akustik üsuldan balıqçılıq təsərrüfatlarında xüsusi cihazın-balıq lokatorunun köməyi ilə balıq sürülərinin yerini müəyyən edirlər. Exolot adlanan cihazın köməyi ilə okean və dənizlərin dərinliyini ölçürlər. Bu cihazın iş prinsipi ondan ibarətdir ki, okean səthindən göndərilən səs şüalarının okeanın dibinə gedib oradan səthə qayıtmasına sərf olunan

zaman ölçülür və $H = \frac{1}{2} C \cdot t$ düsturu ilə dərinlik (H)

hesablanır. Burada C-səsin sürəti, t-səsin səthdən dibə göndərilməsi və qəbul edilməsi anları arasındakı zamandır.

11.3. OKEAN SƏTHİNİN İŞIQLANMASI

İşıq şüalanması müxtəlif dalğa uzunluğuna malik olan elektromaqnit dalğalarıdır. Okean üçün günəş şüalanmasının görünən spektrinin mühüm praktik əhəmiyyəti var. Bunlar əsasən dalğa uzunluğu $\lambda = 10^{-7} - 10^{-4}$ m olan görünən və infraqırmızı şüalardır. Dalğa uzunluğu $4 \cdot 10^{-7} - 7,6 \cdot 10^{-7}$ m olan şüalar görünən şüalardır (insan gözünün görə biləcəyi şüalar).

Okean səthinə düşən işıq şüaları suyu bilavasitə qızdırır və bununla da bir sıra proseslərə enerji mənbəyi olur. Işıq şüaları suyu qızdırmaqla bərabər günəş radiasiyasının işıq hissəsi okeanın işıqlandırılmasında, dənizin rəngində və həmçinin bioloji və biokimyəvi proseslərin baş verməsində, xüsusən də biosintez hadisəsində özünü göstərir.

Okean səthinə düşən radiasiyanın görünən hissəsi atmosferdən keçən işıq şüalarından - birbaşa radiasiya və atmosferdə səpələnən və okean səthinə gəlib çatan radiasiyadan ibarətdir. Bu iki işıq selinin nisbəti günəş hündürlüyündən asılıdır. Günəş üfüqdə nə qədər yüksəklikdə dayanırsa birbaşa radiasiya daha çox olur. Günəş zenitdə olduqda onun şüaları daha az qalınlıqlı atmosfer layını kəsir və ona görə də az səpələnir.

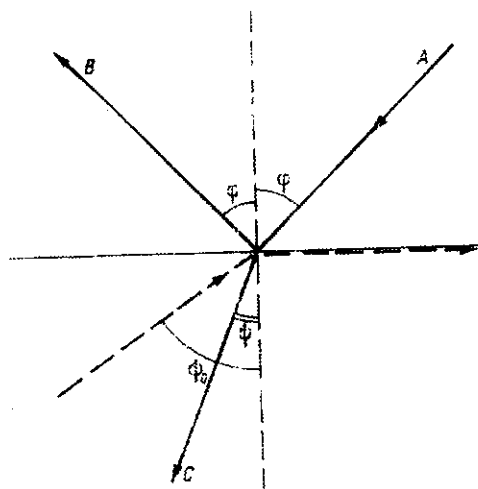
Təbii şəraitdə okean səthinin işıqlanması buludluluqdan da asılıdır. Yüksək və nazik buludlar aşağıya daha çox səpələnən işıq şüası buraxır ki, bunun da nəticəsində bəzən okean səthi buludsuz vaxtdan daha çox işıqlanır. Təbiidir ki, sıx, qalın və su buxarı ilə zəngin olan buludlar okean səthinin işıqlanmasını kəskin şəkildə azaldır.

11.4. OKEAN SƏTHİNDƏN İŞIQ ŞÜALARININ QAYITMASI VƏ SINMASI

Okean səthinə gəlib çatan və onu işıqlandıran işıq şüaları hava-su sərhəddində qayıtmaya və sınımaya məruz qalır (şəkil 11.4). Fizikadan bilirik ki, işıq şüasının düşmə bucağının sinusunun sınma bucağının sinusuna nisbətində sındırma əmsalı deyilir.

$$\frac{\sin \varphi}{\sin \Psi} = n \quad (11.5)$$

φ – işıq şüasının düşmə bucağı; Ψ – isə sınma bucağıdır.



Şəkil 11.4. Okean səthindən işıq şüalarının qayıtması və sınması

Duzluluğu 35‰ olan təmiz dəniz suyu üçün $n=1,34$ -dür, n -in bu qiyməti üçün (11.5) tənliyindən görünür ki, φ bucağı həmişə Ψ bucağından böyükdür və ona görə də sınan şüa atmosferdəki düşən şüadan fərqli olaraq şaquli xəttə daha yaxındır. Məli istiqamətdə okeandan çıxan şüalar da şaquldan daha çox meyli edirlər və okeandan səthə düşən şüalar üçün φ_0 bucağı var ki, okeandan səthə gələn şüalar tam daxili

qayıtmaya məruz qalırlar və dənizdən çıxırlar.

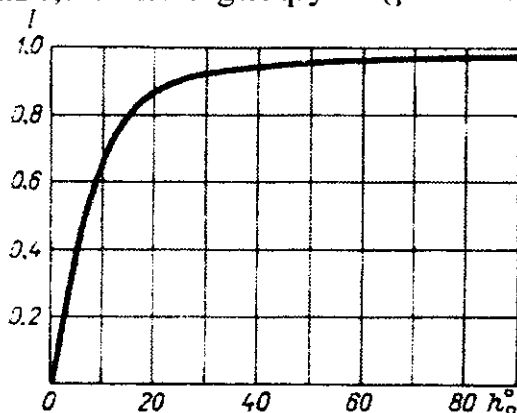
(11.5)-dən alırıq ki, ($\varphi=90^\circ$ olduqda) $\frac{1}{\sin \Psi} = 1,34$. Buradan

$$\sin \Psi_0 = \frac{1}{1,34} \approx 0,75; \Psi_0 = 48,3^\circ \text{ alınır.}$$

Beləliklə, okean səthinə atmosferdən düşən şüaların bir hissəsi qayıdır, bir hissəsi isə sınaraq okeana keçir. Lakin okean dərinliyindən səthə düşən şüalar təpə bucağı $2\Psi_0 = 97^\circ$ olan konusun daxilində olduqda yalnız dənizdən çıxı bilərlər. Qalan hallarda bütün şüalar səthdən okeana qayıdır.

Okean dibindən onun səthinə baxdıqda onun gümüşü rəngdə görünməsi də məhz bununla izah olunur.

İşıq şüalarının qayıtması və sınması zamanı enerjinin bölünməsi baş verir. Düşən, qayıdan və sınan şüanın enerji nisbəti şüaların düşmə bucağından və səthin sındırma əmsalından asılıdır. Işıq şüaları okean səthinə perpendikulyar istiqamətdə düşdükdə işıq şüalarının enerjisinin 0,981 hissəsi okeana daxil olur və yalnız 0,019 hissəsi geri qayıdır (şəkil 11.5).



Şəkil 11.5. Okean səthindən okeana daxil olan enerjinin nisbi qiymətlərinin Günəş hündürlüyündən asılılığı

Günəş zenitdə olduqda okean səthinə düşən birbaşa şüaların enerjisi 1 (vahid) qəbul edilmişdir.

Okean səthindən geri qayıdan və okeandan çıxan işıq şüaları selinin düşən şüaların selinə olan nisbətinə *albedo* deyilir.

Mütləq qara cismin albedosu sıfıra bərabərdir və günəş hündürlüyünün azalması ilə albedo artır.

Okean səthi daim külək dalğaları hesabına deformasiya etdiyindən onun şüaları qaytarma qabiliyyəti hamar səthdən fərqlənir. Günəş hündürlüyünün böyük qiymətlərində dalğalanma albedonu artırır, alçaq hündürlükdə isə azaldır.

11.5. OKEANDA İŞIĞIN UDULMASI VƏ SƏPƏLƏNMƏSİ

Sınaraq okeana daxil olan işıq suları su molekulları və asılı hissəciklər vasitəsilə udulmaya və səpələnməyə məruz qalır. Bunun da nəticəsində işıq enerjisi dərinliyə getdikcə azalır.

Dalğa uzunluğu λ olan işıq şüaları dz qalınlığında su layını keçdikdə itirdiyi enerjinin miqdarı

$$dI_{\lambda} = -\alpha_{\lambda} I_{\lambda} dz \quad (11.6)$$

münasibəti ilə hesablanır. Burada α_{λ} - udulma əmsalı, I_{λ} - okean səthindən okeana daxil olan işıq selinin enerjisidir. Mənfi işarəsi enerjinin itməsini ifadə edir. (11.6) tənliyini okean səthindən h dərinliyinə kimi integrallasaq

$$I_{\lambda_h} = I_{\lambda_0} \cdot e^{-\alpha_{\lambda} \cdot h} \quad (11.7)$$

alırıq.

Göründüyü kimi dərinliyə getdikcə işıq enerjisi eksponensial qanunla, yəni çox sürətlə azalır.

İşıq şüalarının səpələnmə nəticəsində itirdiyi enerji də analoji olaraq

$$dI_p = -K_\lambda I_p dz \quad (11.8)$$

düsturu ilə hesablanır. Burada K_λ – səpələnmə əmsalıdır. (11.8) tənliyini okean səthindən h dərinliyinə kimi integrallasaq

$$I_p = I_{p_0} \cdot e^{-K_\lambda \cdot h}$$

alırıq.

Fəsil 12

OKEANLA ATMOSFER ARASINDA İSTİLİK MÜBADİLƏSİ

12.1. OKEAN - ATMOSFER SİSTEMİNDƏ İSTİLİK MÜBADİLƏSİNİN SXEMİ

Artıq son illərin tədqiqatları göstərdi ki, okean və atmosfərə vahid bir sistem kimi baxmaq lazımdır. Bu iki mühit arasında daim istilik, mexaniki enerji və maddə mübadiləsi baş verir.

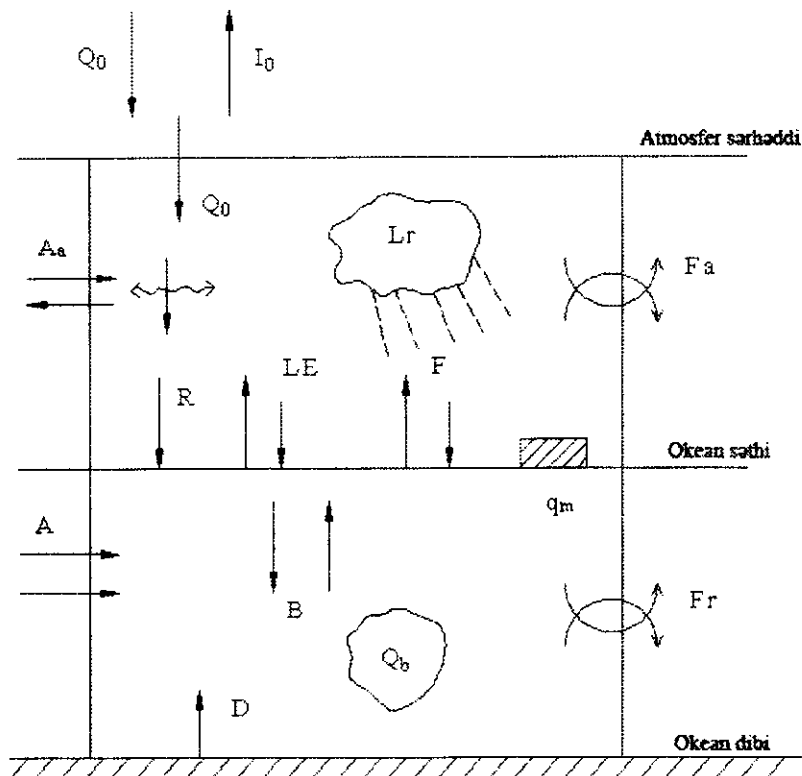
Atmosfer və okeanlarda baş verən fiziki proseslərin əksəriyyətinin istilik mənbəyi günəş enerjisidir. Okeanla atmosfer arasında daim enerji mübadiləsi gedir. Bu mübadiləni izah etmək üçün atmosferin yuxarı qatından okeanın dibinə kimi olan şaquli sütun formasında fəza hissəsi ayıraq (şəkil 12.1).

Sütuna yan tərəfdən su və hava kütlələri daxil olur və sütundan çıxır.

Atmosferin və okeanın halı onun istilik tutumu ilə xarakterizə olunur. İstilik tutumu müntəzəm olaraq atmosfer, okean sərhədində yan tərəflərdən və okean dibində gedən istilik mübadiləsi nəticəsində dəyişir. Bundan əlavə atmosferin və okeanın özündə istilik ayrılması və udulması ilə gedən proseslər də baş verə bilər. Atmosferin yuxarı sərhədinə Q_0 günəş radiasiyası düşür (günəş radiasiyası günəşin elektromaqnit və korpuskulyar şüalanmasıdır). Atmosferin yuxarı sərhədindən Dünya fazasına uzundalğalı I_0 radiasiyası şüalanır. Okean səthinə düşən qısa və uzundalğalı radiasiya seli yekun radiasiya (R) balansını təşkil edir.

Okean səthində müxtəlif temperatura malik olan hava və su mühiti arasında toxunma nəticəsində turbulent istilik mübadiləsi (F) baş verir. Buxarlanma və kondensasiya zamanı

okean səthi LE miqdarda istilik itirir və ya alır. (Burada L -gizli buxarlanma istiliyi, E -buxarlanan və ya kondensasiya olunan su kütləsinin miqdarıdır). Qış mövsümündə suyun donması zamanı $q_m = L_k M$ miqdarda istilik ayrılır, buz əriyən zaman isə həmin miqdarda istilik udulur (L_k -gizli kristallaşma istiliyi, M -buzun kütləsidir).



Şəkil 12.1 Okeanla atmosfer arasında gedən istilik mübadiləsinin sxemi

Okean – atmosfer sərhədindən gedən istilik mübadiləsi nəticəsində okeanın səthi qızır və ya soyuyur. Okeanda gedən qarışma nəticəsində bu qızma və ya soyuma turbulent istilik seli

ilə dərin qatlara ötürülür.

Okean dibindən okeana daim yerin daxili istilik seli (D) daxil olur. Sütunun atmosfer hissəsində yan tərəflərdən gedən adveksiya (A_a) və sütundakı hava ilə ətraf havanın qarışması nəticəsində üfüqi turbulent istilik mübadiləsi (F_a) baş verir.

Su sütununun okean hissəsində yan tərəfdən adveksiya (A) və sütundakı su ilə ətraf suyun qarışması nəticəsində üfüqi turbulent istilik mübadiləsi (F_r) gedir.

Atmosferdə buxarın kondensasiyası nəticəsində okeanın itirdiyi istilik (L_r) atmosfərə ötürülür. Burada r kondensasiya olunan suyun miqdarıdır.

Okean daxilində axın zamanı laylar arasındakı sürtünmə nəticəsində istilik ayrılır. Həmçinin biokimyəvi proseslər nəticəsində Q_b qədər istilik ayrılır və ya udula bilər. Bütün bu istilik sellərinin hamısı eyni qiymət almır. Bu kəmiyyətlərin bəziləri o qədər kiçikdir ki, heç onları ölçmək mümkün deyil və ona görə də praktiki hesablamalarda onları nəzərə almırlar.

Günəşdən okeana daxil olan istiliyin orta illik miqdarı sutkada $84 \cdot 10^5 \text{ c/m}^2$ –dir (c – coul – istilik miqdarı vahididir). Qütblərə getdikcə bu rəqəm azalır, ekvatora yaxınlaşdıqca artır. İstilik sellərindən ən böyük qiyməti olan günəş şüalarının gətirdiyi istilikdir. Bundan müəyyən qədər kiçik olan suyun buxarlanmasına sərf edilən istilik selidir. Okean səthindən il ərzində orta hesabla sutkada 0,3 sm su buxarlandığını nəzərə alsaq

$$\left(L = 25 \cdot 10^5 \frac{\text{c}}{\text{kq}}; \rho = 10^3 \frac{\text{kq}}{\text{m}^3} \right) \text{ buxarlanma zamanı buxar-}$$

lanmaya sərf olunan istilik sutkada $75 \cdot 10^5 \frac{\text{c}}{\text{m}^2}$ təşkil edir. Bu

onu göstərir ki, günəşdən okeana daxil olan istilik selinin təxminən 90%-i buxarlanmaya sərf olunur.

Orta en dairəsində okean ilə atmosfer arasındakı temperatur-lar fərqi hesabına yaranan turbulent istilik mübadiləsi sutkada

$$F = 8,5 \cdot 10^5 \frac{c}{m^2} \text{ təşkil edir.}$$

Beləliklə, il ərzində orta hesabla Günəşdən okeana gələn istilik seli buxarlanma zamanı udulan istiliklə, atmosferlə okean arasında gedən turbulent istilik mübadiləsi zamanı verilən istiliklə tarazlaşır. Buna istilik balansı deyilir.

İstilik mübadiləsi prosesində yerdə qalan adveksiya və suyun faza çevrilmələri zamanı yaranan istilik mühüm rol oynayır.

Adveksiya adətən daimi axınların olduğu rayonlarda daha böyük olur. Məsələn, Atlantik okeanının qərb hissəsində sürətli isti Qolfstrim axınının olduğu yerdə $1m^2$ okean səthinə il ərzində orta hesabla sutkada $125 \cdot 10^5 \frac{c}{m^2}$ istilik gəlir. Bu onu göstərir ki, bu ərazidə adveksiya nəticəsində daxil olan istilik birbaşa radiasiya selindən çoxdur.

Qütb zonalarında və Şimal dənizlərində isə istilik balansında buzun əmələ gəlməsi və əriməsində meydana çıxan istilik selləri mühüm rol oynayır.

Yerdə qalan istilik selləri istilik balansında az rol oynayır. Məsələn, okeanın dibindən okeana daxil olan istilik sutkada

$$D = 0,4 \cdot 10^4 \frac{c}{m^2} \text{ -dir.}$$

Axınlar zamanı mexaniki enerjinin dissipasiyası zamanı ayrılan istilik, biokimyəvi proseslərdən ayrılan istilik, yağıntılardan və qrunt sularının gətirdiyi istilik çox kiçik olduğu üçün bəzən hesablamalarda onlar nəzərə alınmır.

12.2. OKEANIN İSTİLİK BALANSI TƏNLİYİ

İstilik mübadiləsi prosesində okeana gələn və sərf olunan istilik arasında kəmiyyət münasibətinə istilik balansı tənliyi deyilir. Bu tənlik riyazi şəkildə okean-atmosfer sistemində enerjinin çevrilməsi zamanı istilik enerjisinin saxlanması qanununu ifadə edir.

Okean səthinin istilik balansı tənliyi vahid səthdən keçən istilik selləri arasında kəmiyyət münasibətini əks etdirir. İstilik selləri müxtəlif istiqamətlərə yönəltdiyi üçün onların toplanması cəbri mənada başa düşülür, yəni hər bir selə müsbət və ya mənfi işarəsi verilir. Adətən okean səthinə gələn istilik seli müsbət, okeandan gedən istilik seli isə mənfi götürülür.

İstilik balansı tənliyi həm okean səthi, həm okean, həm atmosfer, həm də bütöv okean-atmosfer sistemi üçün yazıla bilər.

Şəkil 12.1-ə nəzər salsaq okean səthi üçün istilik balansı tənliyini belə yazıla bilər

$$R + LE + F + q_m = B \quad (12.1)$$

İl ərzində Dünya okeanında orta hesabla buzun miqdarı və istilik tutumu dəyişmədiyindən

$$L_k M = 0, B = 0$$

olur. Bu halda istilik balansı tənliyi

$$R + LE + F = 0 \quad (12.2)$$

şəklinə düşür.

(12.2) tənliyində $R > 0$, LE və F isə mənfidir. Bu o deməkdir ki, il ərzində okeana daxil olan radiasiya seli buxarlanma və turbulent istilik mübadiləsilə atmosfərə ötürülür.

Vahid kəsiyə malik okean səthindən müəyyən h dərinliyinə qədər olan su sütunu üçün istilik balansı tənliyi

$$B + A + F_r + D = C \quad (12.3)$$

şəklində yazıla bilər. Burada C -okeanın istilik tutumunun

dəyişmə sürətidir. (12.1) bərabərliyini (12.3)-də nəzərə alsaq

$$R+LE+F+L_kM+A+F_r+D=C \quad (12.4)$$

tənliyini alırıq. Sütunun orta illik istilik tutumu sabit olduğundan (12.4) tənliyi aşağıdakı şəkllə düşər

$$R+LE+F+A+F_r+D=0 \quad (12.5)$$

Əgər Dünya okeanında ümumi sirkulyasiyanın qapalı olduğunu nəzərə alsaq ($A=0$, $F_r=0$), onda (12.5) tənliyindən

$$R+LE+F+D=0 \quad (12.6)$$

alırıq.

$D > 0$ olduğu üçün $R+LE+F < 0$ olmalıdır. Bu o deməkdir ki, Dünya okeanı atmosfərə D qədər istilik verir. (12.6) tənliyindən D həddi digər hədlərdən 3 tərtib kiçik olduğundan

$$R+LE+F=0$$

alırıq.

Bu o deməkdir ki, okeanın səthdən aldığı istilikdən başqa heç bir istilik mənbəyi yoxdur.

İndi isə atmosfer sütunu üçün balans tənliyini yazaq

$$R_0+R+Lr+F+A_a+F_a=C_a \quad (12.7)$$

İl ərzində orta hesabla atmosferin istilik tutumunun dəyişmədiyini nəzərə alsaq (12.7) tənliyi

$$R_0+R+Lr+F+A_a+F_a=0$$

şəklinə düşər.

Atmosferin yuxarı sərhədindən okeanın dibinə qədər olan maye sütunu üçün istilik balansı tənliyi

$$R_0+L(r-E)+A+A_a+F_r+F_a+D+L_kM=C+C_a \quad (12.8)$$

şəklində yazıla bilər. Burada C_a -havanın istilik tutumunun dəyişmə sürətidir.

Okean-atmosfer sistemi üçün il ərzində orta hesabla $r=E$, $A=0$, $A_a=0$, $F_r=0$, $F_a=0$, $C=0$, $C_a=0$ olduğundan (12.8) tənliyindən $R_0+D=0$ alırıq. $D > 0$ olduğundan $R_0 < 0$ olmalıdır. Bu isə o deməkdir ki, yerin daxili istiliyi şüalanma ilə atmosferin yuxarı qatından fəzaya ötürülür. Əgər $D=0$ olarsa, onda

$$R_o = Q_o + I_o = 0$$

Bu o deməkdir ki, atmosferin yuxarı sərhədində istilik şüalanması tarazlıqdadır.

12.3. OKEANDA TEMPERATURUN PAYLANMASI

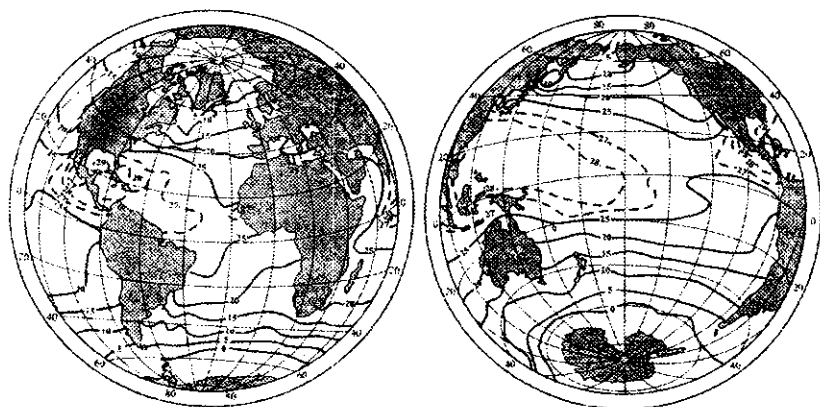
Okeana gələn günəş enerjisi coğrafi enlikdən asılı olduğundan temperaturun okean səthində paylanması eninə zonallıq qanununa tabedir. Xəritədə temperaturun paylanması izoterm-lərlə (temperaturu eyni olan nöqtələri birləşdirən əyrilərlə) göstərilir (şəkil 12.2).

Dünya okeanı səthində ən yüksək temperatur ekvatorial qurşaqdan $5-10^{\circ}$ şimalda yerləşir. Temperaturun ən yüksək qiymət aldığı bu əyri termik ekvator adlanır.

Termik ekvatorla suyun orta illik temperaturu $27-28^{\circ}\text{C}$ təşkil edir. Termik ekvatorla qütblərə gədikcə okean səthinin temperaturu $-1,0^{\circ}-1,8^{\circ}\text{C}$ -yə qədər azalır. Körfəzlərin sahillərində yay mövsümündə temperatur $30-32^{\circ}\text{C}$ -yə qədər arta bilər.

Temperaturun zonal paylanması okeanda baş verən axınlar, okeana tökülən çaylar və buzların dreyfi ilə pozulur.

Tropik enliklərdən axınlar vasitəsilə $30^{\circ}-40^{\circ}$ şimal enliklərinə tərəf okeanların qərb sahilləri boyu nisbətən isti sular gəlir. Yüksək en dairələrindən isə bu axınlara qarşı nisbətən soyuq su hərəkət edir. Bu soyuq su kütləsi okeanların şərq sahilləri boyu ekvatora doğru hərəkət edir. Atlantik okeanının şimal hissəsində temperaturun zonal paylanması nəzərə cəpacaq dərəcədə fərq əmələ gəlir. 50° şimal enliyində okeanın qərb sahili ilə şərq sahilində okean səthinin orta illik temperaturu arasındakı fərq 10°C təşkil edir.



Şəkil 12.2. Dünya okeanı səthində temperatur ($^{\circ}\text{C}$)
paylanması (avqust ayı)

Çayların bir qayda olaraq okean suyunun temperaturuna təsiri böyük deyil. Lakin bəzi ərazilərə onlar yayda daha isti sular, payızda isə soyuq sular gətirir. Bu zaman çayların istiqamətinin də mühüm rolu var. Məsələn, cənubdan şimala axan Sibir çayları Şimal Buzlu okeanının sahil sularını müəyyən qədər isidir.

Dünya okeanının səthində temperaturun mövsümü tərəddüdü istilik balansının il ərzində dəyişməsi ilə müəyyən edilir. Temperaturun ən böyük tərəddüdü orta enliklərdə özünü daha aydın göstərir. Qütblərə və ekvatora getdikcə temperaturun mövsümü tərəddüdü azalır.

Şimal yarımkürəsində okean səthi ən yüksək temperaturunu havanın ən yüksək temperaturundan 1 ay gec-avqust ayında, ən aşağı temperaturunu isə 1 ay gec-fevral ayında alır. Bu suyun böyük istilik ətalətinə malik olması ilə izah edilir. Dayaz dənizlərdə hava və suyun temperaturlarının maksimum və minimum qiymətləri praktiki olaraq üst-üstə düşür. Misal olaraq Azov dənizini göstərmək olar. Temperaturun mövsümü tərəd-

düdü əsasən okeanın üst layında daha böyükdür. Dərinliyə getdikcə bu tərəddüd azalır və yalnız bəzi ərazilərdə temperaturun tərəddüdü 300-400 m dərinliyə qədər davam edir.

Dənizlərdə suyun temperaturunun mövsümi tərəddüdü daha böyükdür. Şimal dənizində yay və qış mövsümlərinin temperatur fərqi $10-14^{\circ}\text{C}$, Baltik dənizində və Qara dənizdə $14-20^{\circ}\text{C}$, Azov dənizində $25-28^{\circ}\text{C}$ təşkil edir.

Su balans elementlərinin sutkalıq gedişinin hesabına əmələ gələn temperaturun sutkalıq tərəddüdü yalnız okeanın üst layında müşahidə edilir və nadir hallarda tropiklərdə $1-2^{\circ}\text{C}$, qütb rayonlarında isə daha kiçik olur.

Dünya okeanının səth layında suyun maksimal orta illik temperaturu 30°C , minimal orta illik temperaturu isə $-1,9^{\circ}\text{C}$ təşkil edir.

Səth sularının temperaturuna sahil rayonlarında qovulma-gətirilmənin də böyük təsiri olur. Məsələn, Krım yarımadasında müəyyən istiqamətli küləklər yay mövsümündə isti səth sularını kənarlara qovur, onun yerinə isə temperaturu nisbətən az olan dərinlik suları səthə qalxır və bu ərazidə suyun temperaturu azalır. Bu halda bəzən suyun temperaturu 10°C aşağı düşə bilər.

Suyun okeanların dərin laylarından səthə qalxması Dünya okeanında geniş yayılmışdır və bu hadisə apvelling adlanır (ingiliscə upwelling). Apvelling hadisəsinin baş verdiyi ərazidə suyun temperaturu azalır, mənfi temperatur anomaliyası yaranır və burada temperatur həmin enlikdə suyun orta səth temperaturundan bir neçə dərəcə aşağı olur.

Belə anomaliyalar bəzən suyun yüksək en dairələrindən aşağı en cərarələrinə hərəkəti zamanı da baş verir.

Materiklərin qərb sahillərində də apvelling rayonları mövcuddur. Məsələn, Cənubi Amerikada Peru-Çili, Şimali Amerikada Kaliforniya, Cənub-Qərbi Afrikada Benqal, Qərbi Afri-

kada Kanar rayonlarını misal göstərmək olar. Apvelling hadisəsi təkcə okeanlarda deyil, göllərdə də məsələn, Xəzər dənizinin şərq sahillərində müşahidə olunur.

Bundan əlavə Dünya okeanında müsbət anomaliyalar da mövcuddur. Bu zaman bu ərazidə suyun temperaturu həmin coğrafi enlikdə suyun orta temperaturundan yüksək olur. Müsbət anomaliyalar isti suların aşağı enliklərdən yüksək en dairələrinə axınlar vasitəsilə gətirilməsi ilə bağlıdır.

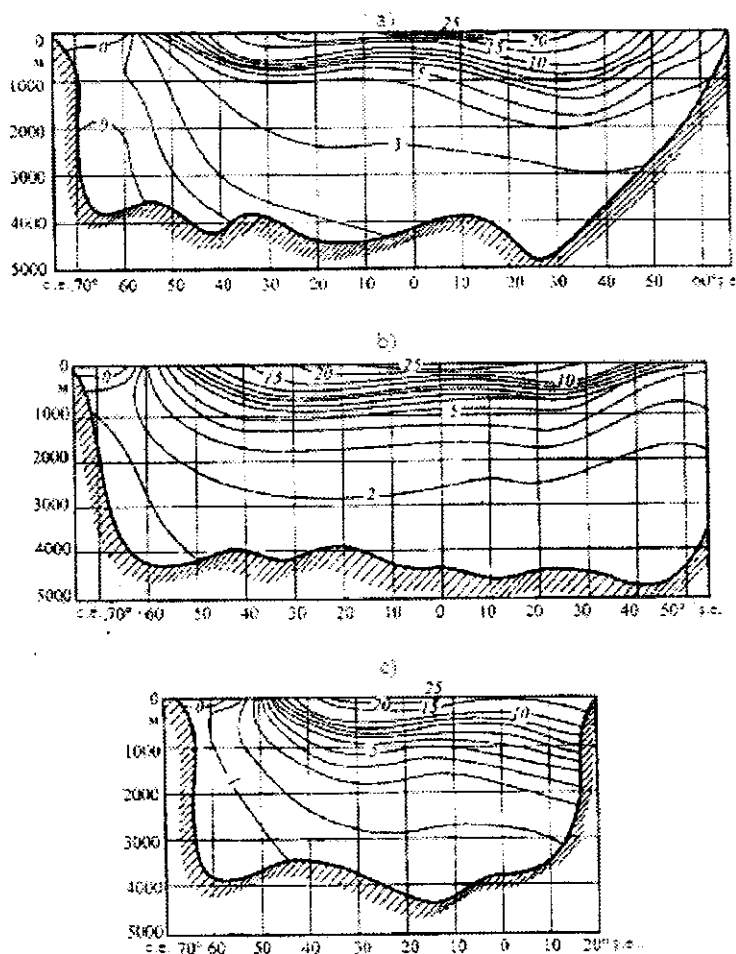
Atlantik okeanının Qolfstrim, Sakit okeanının Kuroasio, Şimal Buzlu okeanın Şpitsbergen rayonlarında temperatur anomaliyası daha böyük olur. Məsələn, Şpitsbergen sahillərində isti anomaliyada suyun temperaturu 3°C , Peru sahillərində isə soyuq anomaliya – $22\text{--}24^{\circ}\text{C}$ təşkil edir.

Sakit okeanın səth sularının orta illik temperaturu $19,4^{\circ}\text{C}$, Hind okeanındakı $17,3^{\circ}\text{C}$, Atlantik okeanındakı $16,5^{\circ}\text{C}$, Şimal Buzlu okeanındakı isə – $0,8^{\circ}\text{C}$ -dir. Dünya okeanının orta illik temperaturu $17,5^{\circ}\text{C}$ olub planetin orta illik temperaturundan ($14,5^{\circ}\text{C}$) 3°C çoxdur. Bu o deməkdir ki, Dünya okeanı günəş enerjisini özündə toplayan böyük akumulyatordur və daim atmosferi qızdırır.

Bir qayda olaraq dərinlik artdıqca okeanda suyun temperaturu azalır (cədvəl 12.1, şəkil 12.3).

Okean səthinə günəşdən gələn istilik konvektiv qarışma və axınlar (adveksiya) vasitəsilə okean dərinliyinə ötürülür. Okean səthində temperaturun artması suyun sıxlığının azalmasına səbəb olur, yəni səth sularının qızması konvektiv qarışma yaratmır. Lakin qış mövsümündə yüksək enliklərdə suyun temperaturunun kəskin azalması bu ərazilərdə su kütlələrinin batmasına səbəb olur, ona görə də Dünya okeanında dərinlik sularının temperaturu qütb rayonları istisna olmaqla səth sularının temperaturuna nisbətən xeyli aşağı olur.

XII. Okeanla atmosfer arasında istilik mübadiləsi



Şəkil 12.3. Atlantik okeanı (a), Sakit okean (b) və Hind okeanının (c) meridional kəsiklərində temperaturun ($^{\circ}\text{C}$) paylanması

Dünya okeanında temperaturun dərinlik boyu paylanması cədvəl 12.1-də verilmişdir.

İqlim tiplərinə görə suyun temperaturunun orta qiyməti ($^{\circ}\text{C}$)
(V.N.Stepanov)

İqlim tipi	Dərinlik, m						
	0	100	200	500	1000	3000	5000
Ekvatorial-tropik	26,6	19,5	13,0	8,1	4,9	2,0	1,6
Tropik	26,1	23,5	18,1	8,8	4,6	1,9	1,5
Subtropik	20,3	17,2	14,9	10,0	4,9	2,0	1,6
Subpolyar	8,2	5,8	4,8	3,6	2,8	1,4	0,9
Polyar	1,7	0,6	1,3	1,8	1,6	0,4	0,6

Temperaturun mövsümü tərəddüdü əsasən okeanın qalınlığı 200-400 m-dən az olan nazik səth layında özünü daha qabarıq göstərir. Dərinlikdə yerləşən layın temperaturu -1°C -dən $+2^{\circ}\text{C}$ -yə qədər olur.

Nisbətən yüksək temperaturlu qarışdırılmış üst lay ilə soyuq dərinlik suları arasında şaquli temperatur qradienti böyük olan sıçrayış layı yerləşir. Sıçrayış layı əsasən yay mövsümündə səth sularının daha çox qızması hesabına yaranır. Temperaturun şaquli qradientinin böyük qiymət aldığı temperatur ayrısı baş termoklin adlanır.

Fəsil 13

DÜNYA OKEANINDA BUZLAR

13.1.DƏNİZ BUZU, ONUN YARANMASI, NÖVLƏRİ VƏ XASSƏLƏRİ

Dünya okeanının müəyyən akvatoriyalarında okean səthindəki iqlim şəraitindən asılı olaraq suyun donması baş verir, yəni buz əmələ gəlir. Okeanda yaranan buz mülayim qurşaqlarda bir neçə həftə, qütb zonalarında isə bütün il boyunca, yəni həmişə mövcud olur. Qışın sonunda buz örtüyü maksimum sahəni əhatə edir. Aprel ayında Arktikada buzun əhatə etdiyi sahə 11 mln. km², sentyabr ayında isə Antarktida-da 20 mln.km² təşkil edir.

Qrenlandiya və Baltik dənizində buz örtüyü bir neçə həftədən bir neçə aya kimi davam edir. Rusiya sahillərini əhatə edən dənizlərdə hər il buz əmələ gəlir. Lakin Barents dənizindəki Murmansk limanı, Baltik dənizindəki Kaliningrad limanı, Qara dənizdəki Novorosiysk və Tuapse limanları donmur.

Kristallaşma nəzəriyyəsinə görə maye kəskin soyuyarkən donma prosesi bütün mayədə deyil, müəyyən hissəciklərdə, yəni kristallaşma nüvələrində baş verir. Kristallaşma nüvələrinin yaranması prosesi məlum deyil. Hesab edirlər ki, kristallaşma nüvələri mayelərdə asılı vəziyyətdə olan üzvü və qeyri-üzvü hissəciklərin ətrafında əmələ gəlir. Suda olan toz, buz və qar dənəcikləri də kristallaşma nüvələri yaradır.

- 0,1⁰C-yə qədər soyudulmuş suya atılmış 1 parça buz bir neçə dəqiqə ərzində 2-3 kq buz əmələ gətirə bilər.

Buzun yaranması üçün əsas şərt suyun artıq dərəcədə soyumasıdır. Suyun buza çevrilməsi üçün ondan kristallaşma

istiliyi ayrılmalıdır, yəni ikinci şərt suyun güclü istilik itir-məsidir.

Kristallaşma növləri ətrafında ilk olaraq şirin su mole-kulları, yəni duzluluğu daha az olan su molekulları donmağa başlayır. Donmanın ilk mərhələsində kristallaşma qəfəsləri ya-ranır. Temperaturun getdikcə azalması nəticəsində duzluluğu nisbətən çox olan su molekulları donur. Beləliklə, duzluluğu daha çox olan su molekulları donmadığından onlar kristal qəfəsdən süzülərək qəfəs oyuqlarında toplanır. Oyuqlarda top-lanan duzlu suya okeanologiyada şoraba (şor su) deyilir. Tem-peratur aşağı düşdükcə oyuqlarda toplanan şor suyun daha az duzluluğa malik olan molekulları donur və daha çox duzlulu-ğu olan şor su molekulları isə sıxlığın artması hesabına qə-fəsdən aşağı tədəqəyə süzülür. Beləliklə, səthdən başlayaraq müəyyən qalınlıqda su layı donur.

Buzun yaranması suyun hərəkətindən də asılıdır. Hərəkətdə olan suda dərinlik buzu yaranır. Quruluşuna görə buzlar 3 növə bölünür: iynəvari buz, dodaqvari buz, dənəvər buz. Sükunətdə olan su donarkən əmələ gələn buz iynəvari buz adlanır. İynəvari buz altıüzlü piramidaya oxşayır və şüşəni xatırladır.

Dodaqvari buz müxtəlif istiqamətli (xaotik) yönəlmiş və bir-birinə dolaşmış iynə, lövhə və dənəciklərdən ibarətdir.

Dənəvər buz yumru kristallardan ibarətdir. Dənəciklər bir-birinə yaxın olduqda belə buz şüşəni xatırladır.

Mənşə (genetik) cəhətdən buzlar aşağıdakı siniflərə bölü-nür: *dəniz buzu*, *materik buzu* və *çay buzu*.

Dəniz buzu dəniz suyundan onun temperaturunun donma temperaturuna çatdığı vaxt yaranan buza deyilir. Dəniz buzu həm dənizin səthində, həm də onun daxilində yarana bilər. Dəniz buzunun xarakterik xüsusiyyəti onun tərkibində duzun olmasıdır.

Materik buzu quruda qardan əmələ gəlir, sürüşmə nəticə-sində okean və dənizlərə aysberq şəklində düşür. Materik buzu

şirindir, olduqca az miqdarda qatışıqları var və çox vaxt mavi rəngdə olur.

Dünya okeanına düşən materik buzlarının əksəriyyəti Antarktida buzlarıdır. Şimal Buzlu okeanında da az miqdarda aysberqlərə təsadüf olunur və onlar axınlar vasitəsilə Atlantik okeanının şimal hissəsinə aparılır.

Çay buzu çaylarda yaranır və axınlar vasitəsilə (əsasən yaz fəslində) okean və dənizlərə keçir. Bu buzlar əsasən Şimal Buzlu okeanının dənizlərində çox olur. Çay buzu şirindir və onda aşqarların miqdarı çoxdur. Yay mövsümündə demək olar ki, bütün çay buzları əriyir.

Yaranma dərinliyinə görə buzlar üç yerə bölünür: səth buzları, dərinlik buzları, *dib buzları*.

Axın olmadıqda, yəni su mühiti sükunətdə olduqda səth buzu əmələ gəlir, suyun hərəkətdə olduğu halda, yəni axın olduğu zaman dərinlik və dib buzları yaranır.

Dinamiki, yəni hərəkətlilik cəhətdən buzlar, iki yerə bölünür: hərəkətli buzlar, hərəkətsiz buzlar.

Hərəkətli buzları çox vaxt dreyf edən buzlar da adlandırırlar. Küləyin və axınların təsiri altında hərəkətli buzlar akvatoriyada öz yerini dəyişir. Hərəkətsiz buzlar da iki növ olur: pripay və stamuxa.

Pripay okean və dənizlərin sahilində yaranan, sahilə yapışan və yalnız şaquli istiqamətdə hərəkət edən buzlardır. Bu buzun uzunluğu və eni 100 km-ə qədər ola bilər. Pripay çox vaxt sınaq dreyf edən buza çevrilir.

Stamuxa dayaza oturan buz yığınıdır.

Dəniz səthində ilkin iynəvari buz əmələ gəldikdən sonra buzlaşma davam edir, iynəvari buz artaraq bütün səthi örtür. Yaranan buz pərdəsi - buz piyi adlanır. Buzun sonrakı inkişafı hava şəraitindən asılı olaraq dəyişir.

Buzun üzərinə yağan qar donmaqda olan su üzərinə

düşdükdə sıyıqvari kütlə- snejura əmələ gətirir. Külək və dalğa nəticəsində buz piyinin, snejuranın bir yerə yığılıb əmələ gətirdiyi kütlə xəşələ buz (şuqa) adlanır.

Qalınlığı 10 sm-ə qədər olan elastiki buz nilas buzu adlanır. Nilas buzu rənginə görə iki cür olur: qalınlığı 5 sm-ə qədər olan tutqun rəngli və nisbətən qalın açıq rəngli.

Cavan buzlar buzun yaranmasında növbəti mərhələdir. Bu buzlar qalınlığı 10-15 sm olan boz buza və qalınlığı 15-30 sm olan boz-ağ buza bölünür. Bu buzların elastikliyi nilas buzuna nisbətən azdır və küləyin təsiri nəticəsində onlar parçalanaraq böyük buz yığını-tros əmələ gətirir.

30 sm qalınlığında bir qışdan artıq yaşamayan buza birillik buz deyilir. Ən azı bir yay müddətində əriməyən buza qoca buz (çoxillik buz) deyilir.

13.2. BUZUN DUZLULUĞU VƏ DEFORMASIYASI

Dəniz suyunun M kütləsindəki duzun miqdarını M_s ilə işarə edək.

$$S = \frac{M_s}{M} \quad (13.1)$$

nisbətində *buzun duzluluğu* deyilir.

Müşahidələr göstərir ki, buzun duzluluğu onun yaranması dövründə havanın temperaturundan və küləyin sürətindən çox asılıdır.

Küləyin sürəti böyük, temperatur isə aşağı olduqda əmələ gələn buzun duzluluğu çox olur. Buzun qalınlığı artdıqca onun qalınlığının artma sürəti azalır. Buzun duzluluğu onun yarandığı suyun duzluluğundan az olur. Bunun səbəbi kristallaşma qəfəsində toplanan duzlu suyun tədricən aşağı laylara süzülməsidir. Müəyyən dərinliyə qədər buzun duzluluğu azalır, sonra isə dərinlik artdıqca artır.

Dərinlikdən asılı olaraq dəniz buzunun duzluluğunun (%) dəyişməsi

Dərinlik, sm	XII	II	III	IV
0	9,4	6,9	8,6	8,6
20	6,6	4,4	5,2	4,1
10	3,5	5,4	4,8	4,6
60	6,5	4,0	4,5	4,7
80		4,7	4,9	4,5
100		4,9	4,0	5,0
120		7,5	3,2	4,4
140			9,0	5,7
160				4,5

Zaman keçdikcə isə buzun duzluluğu daha da azalır. Buzun yaşı nə qədər çoxdursa, onun duzluluğu da bir o qədər az olur.

Buz əriməyə başlayan zaman onun duzluluğu azalmağa başlayır.

Şorabanın duzluluğunu S_r , miqdarını isə M_r ilə işarə etsək, onda şorabanın duzluluğu

$$S_r = \frac{M_s}{M_r} \quad (13.2)$$

kimə təyin edilir.

Kütləsi M olan dəniz buzunun kristalları kütləsi M_s olan şirin buz və kütləsi M_r olan şoraba kristallarından ibarət olduğundan

$$M = M_s + M_r \quad (13.3)$$

alırıq. Onda (13.2) – (13.3) düsturlarından

$$\frac{M_s}{M} = \left(1 - \frac{S}{S_r} \right) \quad (13.4)$$

alırıq.

Bu onu göstərir ki, buzun duzluluğu azaldıqca və duzlu suyun duzluluğu artdıqca, şirin su molekullarından ibarət olan saf buzun nisbi kütləsi artır. (13.4)-ü (13.3)-də yerinə yazsaq,

$$\frac{M_s}{M} = \frac{S}{S_r} \text{ alırıq.}$$

Şorabanın duzluluğu temperatur azaldıqca artır (cədvəl 13.2). Ona görə də temperatur azaldıqca dəniz buzunda saf buz kristallarının kütləsi artır, duzlu suyun kütləsi isə azalır.

Cədvəl 13.2.

Şorabanın duzluluğunun temperaturdan asılılığı (Y.L.Nazincev)

T, °C	-1	-2	-4	-6	-8	-10	-15	-20	-25	-30
S, ‰	19,0	36,4	69,5	100,0	123,0	140,0	178,1	212,8	227,0	238,6

Buzun mexaniki xassələri dedikdə ona təsir edən xarici qüvvələrə qarşı buzun müqavimət göstərmə qabiliyyəti başa düşülür. Bu qüvvələr buzun ilkin vəziyyətini dəyişir, yəni onu deformasiya edir.

Deformasiyanın bir neçə xarakterik növləri var.

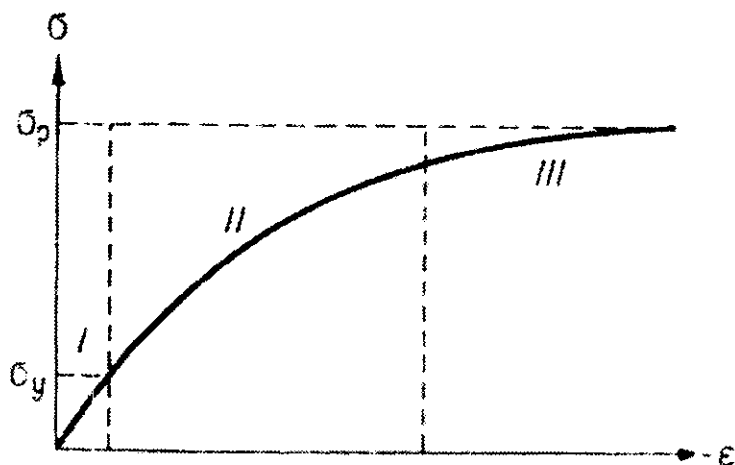
1. Dartılma. Təsir edən qüvvə nəticəsində buzun dartılması (uzanması) baş verir və deformasiyanın qiyməti bu buz parçasının nisbi uzanması ilə təyin edilir.

2. Sıxılma. Təsir edən qüvvələr nəticəsində buz parçasının sıxılması baş verir. Deformasiyanın qiyməti bu buz parçasının qalınlığının nisbi azalması ilə təyin edilir.

3. Sürüşmə. Qüvvə nəticəsində buz laylarının bir-birinə nəzərən sürüşməsi baş verir (laylar α bucağı qədər bir-birinə nəzərən sürüşürlər).

4. Əyilmə. Deformasiyanın mürəkkəb forması, bu zaman əyilən buz parçasının bir hissəsi dartılır, bir hissəsi isə sıxılır.

Deformasiya 3 mərhələyə bölünür (şəkil 13.1).



Şəkil 13.1. Buzun deformasiya mərhələləri: 1 – elastik, 2 – plastik, 3 – dağılma, σ_y – elastikliyin limit gərginliyi, σ_p – dağılmanın limit gərginliyi

1. Gərginliklə (vahid səthə düşən qüvvə) deformasiya arasında əlaqə xəttidir və qüvvənin təsiri kəsildikdən sonra buz əvvəlki vəziyyətə qaydırsa, belə deformasiya elastik deformasiya adlanır.

$$\sigma = E \cdot \varepsilon \quad (13.5)$$

E -yə elastiklik əmsali deyilir. Onun qiyməti deformasiyanın növündən, temperatur və *düz luluq*dan asılı olaraq dəyişir. Qışda E -nin qiyməti 10^5 N/sm^2 ola bilər. Yayda isə bir neçə dəfə kiçik olur.

2. Plastik deformasiya. Bu mərhələ gərginliklə deformasiya arasında əlaqənin qeyri xəttiliyi ilə xarakterizə olunur və qüvvənin təsiri kəsildikdən sonra buz əvvəlki vəziyyətinə qayıtmır.

3. Dağılma mərhələsi. Bu mərhələ onunla xarakterizə olunur ki, buzda mikroçatlar əmələ gəlir və qalıq deformasiyanı

aradan qaldırmaq mümkün olmur.

Plastik deformasiya gərginlik artdıqca dağılma mərhələsinə keçir. Bu zaman mühüm parametr buzun müqavimət göstərmə həddidir və qiymətcə gərginliyin buzu dağıtma qiymətinə bərabərdir. Buz ən böyük müqavimətə sıxılma zamanı malik olur ($\sigma=30 \text{ N/sm}^2$).

Buzun dartılma zamanı göstərdiyi müqavimət 2 dəfə azdır.

Yuxarıda adı çəkilən mexaniki parametrlər buzla örtülmüş sahələrdə gəmilərin rahat hərəkət edə biləcək yolun (trayektoriyanın) seçilməsində nəzərə alınır.

13.3. BUZUN YARANMA (ƏMƏLƏGƏLMƏ) SÜRƏTİ

Buzun əmələ gəlməsini iki fazaya bölmək olar: 1. Kristallaşma nüvələrinin və ilk buz qatının əmələ gəlməsi. 2. Buzlaşmanın istilik keçirmə hesabına sonrakı artımı.

Bilirik ki, kristallaşma nüvələri səth temperaturunun dəniz suyunun donma temperaturundan müəyyən qədər aşağı olduqda əmələ gəlməyə başlayır və soyuma sürətli olduqda (şüalanma, buxarlanma və konveksiya hesabına) kristal nüvələri daha tez əmələ gəlir.

Nyutona görə dəniz səthinin soyuması aşağıdakı tənliklə verilə bilər

$$\frac{dq}{dt} = K(t_w - t_a)S$$

burada, $\frac{dq}{dt}$ - soyuma sürəti, S - soyudulan səth, t_w - suyun temperaturu, t_a - havanın temperaturu, K - istilik keçirmə əmsalıdır.

Küləyin soyuma sürətinə təsirini öyrənmək üçün Bodman təcrübə aparmış və aşağıdakı empirik düsturu almışdır.

$$C=(1-0,04t)(1+0,27w)$$

t - havanın temperaturu, w - küləyin sürəti, C – havanın sərtlik əmsəlidir (cədvəldən tapılır)

13.4. BUZUN OPTİK, RADİASIYA VƏ TERMİK XASSƏLƏRİ

Təmiz buz görünən işıq şüaları üçün şəffafdır, yəni görünən işıq şüaları təmiz buzdan keçir. Buzun işıq şüasının udma qabiliyyəti adi ekspotensial qanunla müəyyən olunur:

$$I \approx I_0 \exp(-kx)$$

burada, I - işığın x sm qalınlığında buzı keçdikdən sonra olan intensivliyidir.

$k=10^{-2} \text{ sm}^{-1}$ qiymətində 1 m qalınlığında buz onun səthinə düşən işığın 63%-ni udur. Hava qurğuları və ya digər xarici qatışıqları olan buzun işığı buraxma qabiliyyəti azalır, çünki səthə düşən işıq şüaları buzı keçərkən həm də səpələnməyə məruz qalırlar.

Buzun mühüm xassələrindən biri də onun işığı ikiqat sındırmasıdır.

Optik nöqteyi-nəzərdən buz bir oxlu kristaldır. Kristalloqraflar həmin oxu C-oxu adlandırırlar. Əgər işıq şüası C oxuna paraleldirsə, onun buzdan keçməsi adi qaydadadır. Əgər şüa C oxuna hər hansı bucaq altında düşürsə, onda şüa buz qatını müxtəlif sürətlə keçən iki adi və qeyri-adi şüalara ayırır.

Sınma əmsalı bu şüalar üçün aşağıdakı kimidir.

Qırmızı işıq üçün

Adi şüa	-	1,30598
Qeyri-adi	-	1,30737

Yaşıl işıq üçün

Adi	-	1,31200
Qeyri-adi	-	1,31600

Çəhrayı rəngli işıq üçün

Adi	-	1,31700

Qeyri-adi	-	1,32100

Buz qatı iki qeyri bircins olduğundan onun səthinə müxtəlif bucaq altında və müxtəlif istiqamətdə düşən səpələnən radiasiya buzunu asanlıqla keçir. Ona görə də buz səpələnən radiasiya üçün daha şəffaf mühitdir. Buz qısa dalğalı şüaları daha yaxşı keçirir. Buzu keçən günəş radiasiyası buzun altındakı su layında tamamilə udulur. Buz altındakı sudan istilik atmosfərə demək olar ki, ötürülmür, belə ki, buz uzundalğalı şüalanmanı saxlayır və sanki parnik örtüyü kimi istiliyin ötürülməsinə mane olur. Ona görə də buz nəinki su layını soyuqdan qoruyur, hətta onun qızmasına kömək edir.

Bildiyimiz kimi dəniz buzunu təmiz buzdan və buz oyuqlarında olan duzlu sudan ibarətdir. Temperatur dəyişdikcə buz ya əriyir, ya da yeni buz əmələ gəlir. Buzun (saf buzun) istilik tutumu $0.50 - \frac{kcal}{q.dər.san}$ dir, duzluluğu 10% olan buzun istilik tutumu $-10^{\circ}C$ -də 0.92 -yə qədər artır.

Dəniz buzunu və saf buzun istilik genişlənməsi müxtəlifdir. Saf buzun temperaturu artdıqca həcmi genişlənir. Duzlu buz temperaturu 0 -dan $-23^{\circ}C$ -yə kimi azaldıqca həcmi artır. Səbəb odur ki, göstərilən temperatur intervalında bir-birinə əks olan iki proses gedir:

I- temperatur aşağı düşdükcə saf buzun həcmi azalır;

II- temperatur aşağı düşdükcə buzun daxilində olan su donur və bunun da nəticəsində buzun həcmi genişlənir;

- $23^{\circ}C$ -yə qədər II proses üstünlük təşkil edir, sonra isə yalnız I proses gedir ki, bunun da nəticəsində həcm azalır.

Dəniz buzunun duzluluğu dedikdə ərimə nəticəsində əmələ gələn suyun duzluluğu başa düşülür. Buzun duzluluğunun mütləq qiyməti 0% - 15% , orta qiyməti isə 3% - 8% -dir.

Qışın əvvəllərində buzun duzluluğu 4-5 dəfə əmələ gəldiyi suyun duzluluğundan azdır.

Buzun duzluluğu təkcə suyun duzluluğundan deyil, eyni zamanda buzlaşma sürətindən, buzəmələgəlmə vaxtı okeanın vəziyyətindən, buzun yaşından və onun dəniz səviyyəsindən hansı hündürlükdə olmasından da asılıdır.

13.5. BUZUN HƏRƏKƏTİ (DREYFİ). BUZUN QATILIĞI (MÜTƏŞƏKKİLLİYİ)

Okean və dənizlərdə yaranan buz axınların və küləyin təsiri altında hərəkət edir. Buzun hərəkətinə bəzən onun dreyfi də deyilir. Buzun zaman və məkan daxilində yerdəyişməsini öyrənməyin praktiki cəhətdən mühüm əhəmiyyəti var.

Dəniz səyyahları səyahət zamanı, buzların hərəkətinə uyğun olaraq marşrut seçirlər. Dəniz limanlarını, neft buruqlarını və digər qurğuları buz zərbələrindən qorumaq üçün onların hərəkət trayektoriyasının qabaqcadan proqnoz edilməsi də vacib məsələlərdən biridir.

F.Nansen (1893-1896-cı illər) Şimal Buzlu okeanında «Fram» gəmisində səyahət zamanı maraqlı bir hadisənin şahidi oldu. Okeanın açıq ərazilərində buzun hərəkət istiqaməti küləyin istiqamətindən sağa doğru, təxminən $20-40^{\circ}$ meyli edir. O, bunun səbəbinin Koriolis qüvvəsi olduğunu müəyyən etdi və empirik üsulla buzun hərəkət sürətinin küləyin hərəkət sürətinin təxminən $\frac{1}{50}$ hissəsinə bərabər olduğunu təyin etdi.

N.N.Zubov «Sedov» gəmisinin hərəkətini analiz edərkən Nansenin nəticələrini təsdiqlədi və əlavə olaraq buzun hərəkətinin təxminən atmosfer təzyiqinin izobarları üzrə olduğunu müəyyən etdi. Bu zaman yüksək təzyiq sahəsi buzun hərəkət istiqamətindən sağda, alçaq təzyiq sahəsi isə solda qalır (şimal

yarım kürəsində).

Buzun izobarik hərəkət sürəti Koriolis təcili ilə təzyiq qradientinin tarazlığı tənliyindən təyin edilir.

$$2\omega W_{\tau} \sin \varphi = \frac{1}{\rho_h} \frac{\partial P}{\partial n},$$

burada, W_{τ} – geostrafik küləyin sürəti; ω – yerin öz oxu ətrafında fırlanma bucaq sürəti, $\frac{\partial P}{\partial n}$ – izobara normal istiqamətində atmosfer təzyiqinin üfüqi qradienti; ρ_h – havanın sıxlığıdır.

N.N.Zubov küləyin yerüstü sürətinin onun geostrafik sürətinin yarısına, buzun hərəkət sürətinin küləyin geostrafik sürətinin $\frac{1}{50}$ hissəsinə bərabər olduğunu qəbul edib buzun hərəkət sürəti ilə barik qradient arasında əlaqə düsturunu vermişdir.

$$V = \frac{0.01}{2\omega \rho_h \sin \varphi} \cdot \frac{\partial P}{\partial n}$$

Bu düsturdan hazırda da sahildən uzaq olan buzların hərəkət sürəti və istiqamətini müəyyən etmək üçün istifadə olunur.

Buzluluq dedikdə buzun sahəsi, onun orta qalınlığı və sıxlığı, yaranması və əriməsi müddətləri arasındakı zaman fərqi və sair kəmiyyətlərdən asılı mürəkkəb xarakteristikası başa düşülür. Çox vaxt buzluluq buzun tutduğu sahənin faizlə ifadəsi kimi təyin edilir. Bundan əlavə buz üçün 10 ballıq şkala ilə müəyyən edilən qatılıq (mütəşəkkillik) anlayışından da istifadə edilir. Baxılan səthin tam donması 10 balla xarakterizə edilir. Su donmayıbsa, onda qatılıq sıfır bal qəbul edilir.

Dünya okeanının 10%-i (30 mln.km²) buzla örtülmüşdür.

Okeanların ərazilərini buzlaq, donan (buz bağlayan) və donmayan (buzsuz) rayonlara bölmək olar. Buzlaq rayonları da daim buz bağlayan və il ərzində buzuluğu yay mövsümündə 50%-dən az olmayan qütb rayonlarına, yayda isə buzuluğu kəskin azalan və hətta buzu tam əriyən subpolyar rayonlara bölünür.

Donan (buz bağlayan) dənizlərin yay mövsümündə buzu tamam əriyir. Donmayan rayonlarda demək olar ki, buz olmur. Lakin mülayim qurşaqlarda sərt qış olduqda istisna hal kimi dəniz buz bağlaya bilər.

Norveç cərəyanının və onun qolu olan Nordkap cərəyanının suları qış vaxtı donma temperaturuna kimi soyumadığından Arktikada aprel ayında Barents və Norveç dənizinin bəzi hissələri istisna olmaqla bütün dənizlər buzla örtülür.

Antarktidada buz bütün il ərzində mövcuddur, lakin buzun sahəsi il ərzində dəyişir. Antarktidada aysberqlərə tez-tez təsadüf edilir. Aysberqlər yarandığı ərazidən uzaq məsafələrə üzə bilər və uzun müddət mövcudluğunu saxlaya bilirlər. Aysberqlər Antarktika sahillərindən uzaqlarda, hətta 50-40° c.ə-də müşahidə olunur. Uzunluğu və eni 150-160 km, okean səthindən hündürlüyü isə 40-50 m, bəzi hallarda isə 90 m olan aysberqlər qeyd edilmişdir. Okeanın 10°-100° şərqi uzunluğu arasındakı sektorda 10 il ərzində (1958-1967) 33500 aysberq müşahidə edilmişdir.

Fəsil 14

OKEANDA DALĞALAR

14.1. DƏNİZ DALĞALARI VƏ ONLARIN TƏSNİFATI

Dəniz dalğalarını onları əmələ gətirən qüvvələrə görə aşağıdakı siniflərə bölmək olar:

1. Küləyin əmələ gətirdiyi və onun təsiri altında olan külək dalğaları.

2. Ayın və günəşin periodik cazibə qüvvəsinin təsiri altında yaranan qabarma-çəkilmə dalğaları.

3. Küləyin və atmosfer təzyiqinin təsiri altında okean səthinin tarazlıq vəziyyətindən meyl etməsi hesabına yaranan anemobarik dalğalar

4. Yer qabığında və ilk növbədə su altında baş verən zəlzələ, həmçinin quruda və suda baş verən vulkanlar nəticəsində əmələ gələn seysmik (sunami) dalğalar.

5. Gəmilərin hərəkətindən yaranan gəmi dalğaları.

Praktik olaraq həmşə okean və dənizlərin səthində külək, qabarma-çəkilmə dalğaları müşahidə edilir. Külək dalğaları dənizçilərə xüsusən çox baş ağrısı (xəta) verir. Gəmilər ləngərləyir, gəmilərin döşəməsini su basır, hərəkət sürəti azalır, onları marşrutdan çıxarır, çox vaxt gəmiləri zədələyir, onları hətta məhv edir, sahili və sahil qurğularını dağıdır.

Su hissəciyini tarazlıq vəziyyətinə gətirən qüvvələrə görə dalğalar kapilyar və qravitasiya dalğalarına bölünür.

Kapilyar dalğalarda bərpəedici qüvvə səthi gərilmə qüvvəsi, qravitasiya dalğalarında isə ağırlıq qüvvəsidir.

Kapilyar dalğalar öz ölçülərinə görə çox kiçikdir və küləyin su səthinə ilk təsir anlarında yaranır və sonradan qravitasiya

dalğalarına keçir.

Dalğalanma zamanı su səthində və ondan altdakı layda olan su hissəcikləri tarazlıq vəziyyəti ətrafında qapalı və ya sanki qapalı trayektoriya cızaraq periodik rəqs edirlər. Hissəciklərin orbiti çox vaxt dairəvi və ya elliptik formada olur.

Qüvvənin təsirinə görə dalğalar sərbəst və məcburi dalğalara bölünür. Dalğanı əmələ gətirən qüvvə öz təsirini kəsdikdən sonra gedən rəqslər sərbəst dalğalar adlanır. Qüvvənin təsiri davam edərsə belə dalğalar məcburi dalğalar adlanır.

Yerləşməsinə görə dalğalar səthi və daxili dalğalara bölünür. Okeanda müəyyən dərinlikdə iki müxtəlif sıxlığa malik olan su layının sərhədində baş verən dalğalara daxili dalğalar deyilir.

Dalğa uzunluğunun (λ) dənizin dərinliyinə (H) nisbəti

$\frac{\lambda}{H} < 2$ ($\frac{H}{\lambda} > 0.5$) olduqda belə dalğalara *qısa dalğalar* deyilir:

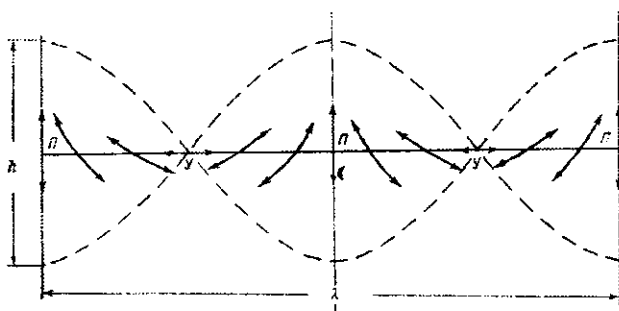
$\frac{\lambda}{H} > 10$ ($\frac{H}{\lambda} < 0.1$) olan dalğalara *uzun dalğalar* deyilir.

$\frac{H}{\lambda} = 0,1 \div 0,5$ intervalı keçid mərhələsidir və dayazlıq dalğaları adlanır.

Əgər dalğanın görünən forması fəzada yerdəyişməyə məruz qalırsa, onda belə dalğalara *irəliləmə dalğaları* deyilir.

Əgər dalğanın görünən forması fəzada yerdəyişməyə məruz qalmırsa, onda belə dalğalara *durğun dalğalar* deyilir (şəkl. 14.1).

İrəliləmə dalğalarında su hissəcikləri qapalı və ya demək olar ki, qapalı orbit boyu hərəkət edirlər, su hissəciklərinin üfüqi yerdəyişməsi olmur. Su üzərində olan əşyalar rəqsi hərəkət edirlər, lakin yerdəyişmə olmur.



Şəkil 14.1. Durgun dalğaların sxemi

Durgun dalğalarda su hissəcikləri dairəvi orbit boyu hərəkət etmirlər. Səviyyənin amplitudunun ən böyük olduğu nöqtələrdə hissəciklər şaquli, düyün nöqtələrində isə üfüqi hərəkət edirlər. Durgun dalğalar irəliləmə dalğasının yayılma istiqamətinə perpendikulyar olan maneədən qayıtmasıyla əks olunan dalğaların toplanması nəticəsində yaranır.

Qeyd olunmuş nöqtədən iki qonşu dalğa təpəsinin keçməsi arasında zaman müddətinə dalğanın periodu deyilir (τ).

Dalğanın yayılma istiqamətində qılıcın yerdəyişmə sürətinə *dalğanın yayılma sürəti* (faza sürəti) deyilir (c).

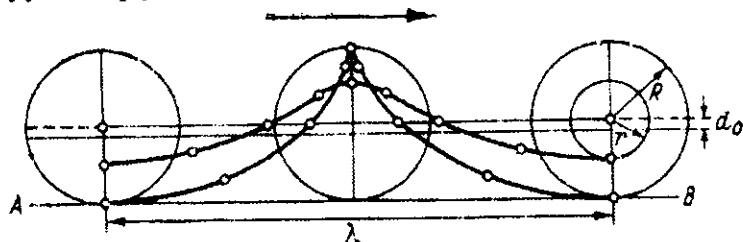
Hissəcik öz orbiti ətrafında tam dövr etmə müddətində, yəni dalğanın τ periodunda dalğa profili dalğa uzunluğuna bərabər məsafə qədər öz yerini dəyişir. Ona görə də faza sürəti üçün

$$c = \frac{\lambda}{\tau} \text{ yaza bilərik.}$$

14.2. TROXOIDAL DALĞA NƏZƏRİYYƏSİ

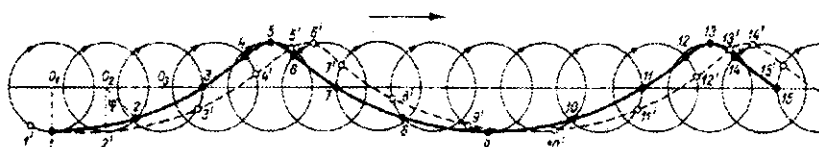
Real dalğaların elementləri arasındakı münasibətləri ifadə edən kəmiyyətlər müxtəlifdir. Dalğanın elementlərini və onların dəyişməsinə öyrənmək üçün ideallaşdırılmış troxoidal dalğa nəzəriyyəsindən istifadə edilir. Bu dalğalar hissəcikləri çevrə üzrə hərəkət edən iki ölçülü dalğalardır.

Hündürlüyü və dalğa uzunluğu verilmiş troxodial dalğanı qurmaq üçün radiusu R olan çevrənin üfuku ox üzrə hərəkəti zamanı onun radiusunun uc nöqtəsinin cızdığı əyrini quraq. Bu əyri sikloit adlanır (şəkil 14.2). Radiusunun digər nöqtələrinin $\left(r = \frac{h}{2}\right)$ cızdığı əyri isə troxoid adlanır. Aydındırki, qüvvənin təsir nöqtəsindən uzaqda yerləşən su hissəcikləri nisbətən gec hərəkətə gəlir. Ona görə də hər bir hissəciyin orbit üzrə hərəkəti özündən soldakı hissəciyin orbit üzrə hərəkətindən sabit φ bucağı qədər geri qalır. t_1 anında hissəciklərin orbit üzərində vəziyyətini qeyd edib onları hamar əyri ilə birləşdirək.



Şəkil 14.2. Troxoidal dalğaların sxemi

Sonra bütün hissəcikləri orbit üzrə φ bucağı qədər döndərək və bu anı t_2 ilə işarə edək. t_2 anında da hissəciklərin orbit üzərində vəziyyətini qeyd edib onları hamar əyri ilə birləşdirək. Bu qırmanı ardıcıl olaraq digər anlar üçün də qursaq onda dalğa profilini almış olarıq (şəkil 14.3).



Şəkil 14.3. Su hissəciklərinin troxoidal dalğada hərəkəti və dalğa profilinin irəliləmə hərəkəti

Troxoidal dalğa sükunətdə olan mayenin vəziyyətini ifadə edən xəttə nəzərən (okean səthinə nəzərən) simmetrik deyil.

Hissəciklərin orbitlərinin mərkəzləri bu xətdən yuxarıda yerləşir. Bu o deməkdir ki, orta dalğa səviyyəsi dənizin həyəcanlanmamış səthindən yuxarıda yerləşir. Bu iki səth arasındakı məsafə

$$d_0 = \frac{\pi r_0^2}{\lambda}$$

düsturu ilə hesablanır. Burada, r_0 dəniz səthində su hissəciyinin hərəkət etdiyi orbitin radiusu, λ - dalğa uzunluğudur.

A hissəciyi orbit boyu hərəkət edərkən ağırlıq qüvvəsi mərkəzdən qaçma qüvvəsi ilə tarazlaşır. Kütləsi $m=l$ olan hissəcik üçün $g = \omega^2 R$ olar.

Buradan $\omega = \sqrt{\frac{g}{R}}$ alırıq.

$$\lambda = 2\pi R; \quad R = \frac{\lambda}{2\pi}$$

$$\tau = \frac{\pi}{\omega} = \frac{2\pi}{\sqrt{\frac{g}{R}}}; \quad c = \frac{\lambda}{\tau} = \frac{2\pi R}{\sqrt{\frac{g}{R}}} = R\sqrt{\frac{g}{R}} = \sqrt{gR} = \sqrt{g \frac{\lambda}{2\pi}} = \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}}$$

$$c = \sqrt{\frac{2\lambda}{2\pi}} \quad \text{və} \quad c = \frac{\lambda}{\tau} \quad \text{bərabərliklərindən} \quad \sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} = \frac{\lambda}{\tau} \quad \text{alırıq.}$$

Buradan

$$\tau = \frac{\lambda}{\sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}}} = \frac{\lambda \sqrt{\frac{2\pi}{g\lambda}}}{\frac{g\lambda}{2\pi}} = \frac{\sqrt{\frac{g\lambda}{2\pi}} \cdot (2\pi)^2}{\sqrt{g^2}} = \sqrt{\frac{2\pi\lambda}{g}}$$

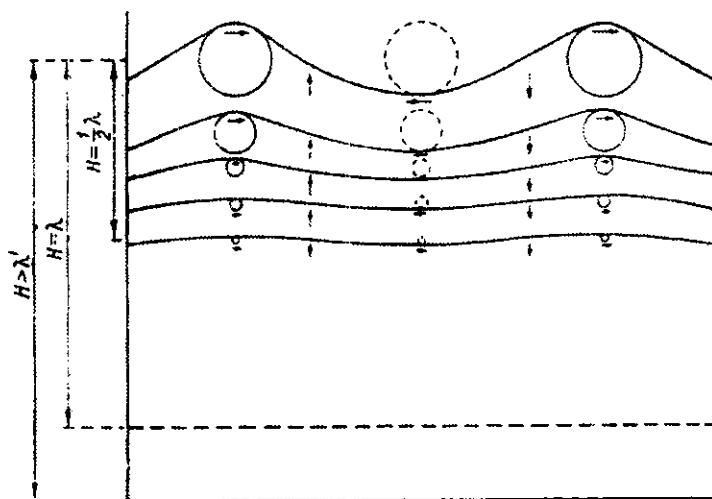
$$\omega = \frac{2\pi}{\tau} = \frac{2\pi}{\sqrt{\frac{2\pi\lambda}{g}}} = \frac{2\pi \sqrt{\frac{2\pi\lambda}{g}}}{\frac{2\pi\lambda}{g}} = \sqrt{\frac{2\pi g}{\lambda}}$$

$h=2r$ olduğunu nəzərə alsaq

$$v = \omega \cdot r = \sqrt{\frac{2\pi g}{\lambda}} \cdot \frac{h}{2}$$

$$v^2 = \frac{2\pi g}{\lambda} \cdot \frac{h^2}{4} = h^2 \cdot \frac{\pi g}{2\lambda} \quad \text{alırıq.}$$

Dalğanın sürəti, periodu və bucaq sürəti dalğa uzunluğundan asılıdır. Dərinlik artdıqca dalğa sönür (şəkil 14.4).



Şəkil 14.4. Troxoidal dalğa profilinin dərinlik üzrə dəyişməsi

Hissəciklərin fırlandığı orbitin radiusu dərinlik artdıqca eksponensial qanunla azalır.

$$r = r_0 \cdot e^{-\frac{2\pi}{\lambda} z};$$

$$r_0 = \frac{h}{2}$$

Cədvəl 14.1-də dərinlik artdıqca dalğa hündürlüyünün azalması verilmişdir.

Dalğa hündürlüyünün dərinlikdən asılı olaraq azalması

Dənizin dərinliyi, H	0	0,1λ	0,2λ	0,3λ	0,4λ	0,5λ	0,6λ	0,7λ	0,8λ	0,9λ	1λ
Dalğanın H dərinliyində hündürlüyü	1,0 h_0	0,53 h_0	0,28 h_0	0,15 h_0	0,02 h_0	0,04 h_0	0,02 h_0	0,01 h_0	0,006 h_0	0,003 h_0	0,002 h_0

Cədvəldən görünür ki. dənizin səthində hündürlüyü 5m və uzunluğu 100m olan dalğa mövcuddursa, onda 10m dərinlikdə onun hündürlüyü 2,5m olacaq. 50m dərinlikdə ($H=0,5$) dalğa hündürlüyü 20sm, 100m dərinlikdə isə ($H=\lambda$) dalğa hündürlüyü cəmi 1sm təşkil edir. Bu o deməkdir ki, praktik olaraq dalğa uzunluğunun səthdəki qiymətinə bərabər olan dərinlikdə dalğalanma yoxdur. Dalğa uzunluğunun səthdəki qiymətinin yarısına bərabər olan dərinlikdə dalğa hündürlüyü onun səthdəki qiymətinin 0,04 hissəsini (20sm) təşkil edir. Ona görə də bu dərinliklərdə su hissəciklərinin rəqsi hərəkətini nəzərə almamaq olar.

14.3. TROXOIDAL DALĞANIN ENERJİSİ

Orbit boyu hərəkət edən hissəciyin enerjisi potensial və kinetik enerji cəminə bərabərdir. Orbit boyu sabit xətti sürətlə hərəkət edən vahid kütlənin kinetik enerjisi

$$E_k = \frac{v^2}{2} = \frac{\omega^2 R^2}{2} \text{ -dir}$$

$$\omega = \sqrt{\frac{2\pi g}{\lambda}} \text{ olduğunu nəzərə alsaq}$$

$$E_k = \frac{\frac{2\pi g}{\lambda} \cdot R^2}{2} = \frac{\pi g R^2}{\lambda} \quad \text{olar.}$$

Troxoidal dalğanın belə bir xüsusiyyəti var ki, orbitlərin mərkəzlərini birləşdirən xətt dənizin həyəcanlanmamış səthindən yuxarıda yerləşir.

Ona görə də orbit üzrə hərəkət müddətində su hissəcikləri okeanın həyəcanlanmamış səthindən $d_o = \frac{\pi R^2}{\lambda}$ hündürlüyündə olur. Buradan potensial enerji meydana çıxır.

$$E_p = \frac{\pi g R^2}{\lambda}$$

Beləliklə, dalğa periodu müddətində ortalasdırılan kinetik və potensial enerji bərabərdir.

$$E_k = E_p$$

Onda tam enerji

$$E = E_k + E_p = \frac{2\pi g R^2}{\lambda} \quad \text{olar.}$$

İndi isə eyni şaqul üzərində yerləşən hissəciklərin enerjisini təyin edək. Bunun üçün ρ sıxlığına və vahid oturacağa malik su sütunu götürək.

Oturacaq sahəsi vahidə bərabər db hündürlüyü su sütununun enerjisi

$$dE = \Delta E \rho db = 2g\rho \frac{\pi R^2}{\lambda} db \quad (14.1)$$

olar.

$$db = dz \quad \text{qəbul edib}$$

$R = R_0 \cdot e^{\frac{-2\pi}{\lambda} \cdot z}$ olduğunu nəzərə alaraq (14.1) bərabərliyini 0-dan ∞ -a kimi inteqrallasaq

$$E_x = \frac{2\pi g \rho}{\lambda} R_0^2 \int_0^{\infty} e^{-\frac{4\pi}{\lambda} z} dz = \frac{2\pi g \rho}{\lambda} R_0^2 \left(-\frac{\lambda}{4\pi} e^{-\frac{4\pi}{\lambda} z} \Big|_0^{\infty} \right) = \frac{g \rho R_0^2}{2}$$

alarıq.

$R_0 = \frac{h_0}{2}$ olduğunu nəzərə alsaq

$$E = \frac{g \rho R_0^2}{2} = \frac{g \rho h_0^2}{8} \quad (14.2)$$

olar.

(14.2) ifadəsi göstərir ki, vahid sahə üçün tam enerji ancaq hündürlükdən asılıdır. h -dan kvadratik asılılıq enerjinin dalğa hündürlüyü artdıqca sürətlə artmasını göstərir. Lakin orbitlərin radiusu dərinlik boyu eksponensial qanunla azaldığından dalğanın əsas enerjisi onun üst hissəsində toplanır.

14.4. SUNAMİ DALĞALARI

Okeanların və dənizlərin sahillərində hündürlüyü bir neçə metrdən 30-35m-ə qədər olan *sunami dalğaları* müşahidə olunur. Bu dalğaların ən çox rast gəlinən periodu 2-40 dəqiqə arasında olur. Lakin periodu 200 dəqiqə və uzunluğu 20km-dən 400-600 km-ə qədər olan sunami dalğaları da qeydə alınıb. Belə dalğaların yayılma sürəti saatda bir neçə yüz km ola bilər. Sunami dalğaları yer qabığında və ilk növbədə okeanda su altında baş verən zəlzələ, həmçinin quruda və suda baş verən vulkanlar nəticəsində də yaranır. Dibin deformasiyası müəyyən ərazidə bütün su layını (dibdən-səthədək) qaldırır və endirir. Dalğa hündürlüyü onun yarandığı yerdə adətən 1-2 m olur. Dalğa uzunluğu böyük və dalğanın sərtliyi çox az olduğundan dalğanın yarandığı yerdə dalğanın hündürlüyü hiss olunmur. Gəmilər bu dalğanı yalnız başlanğıc anda və özü də dibin

deformasiya etdiyi nöqtə üzərindəki ərazidə olduğu halda hiss edə bilirlər. Sunami dalğaları sahilə yaxınlaşdıqda dalğanın güclü deformasiyası baş verir. Dalğa hündürlüyü kəskin artır və böyük, möhtəşəm su kütləsi özünü sahilə çırpır. Sunami dalğaları çox böyük dağıdıcı qüvvəyə malikdir.

Son minillikdə Sakit okeanda 1000-ə yaxın sunami hadisəsi baş verib. Atlantik və Hind okeanlarında da sunami hadisəsinə rast gəlinir.

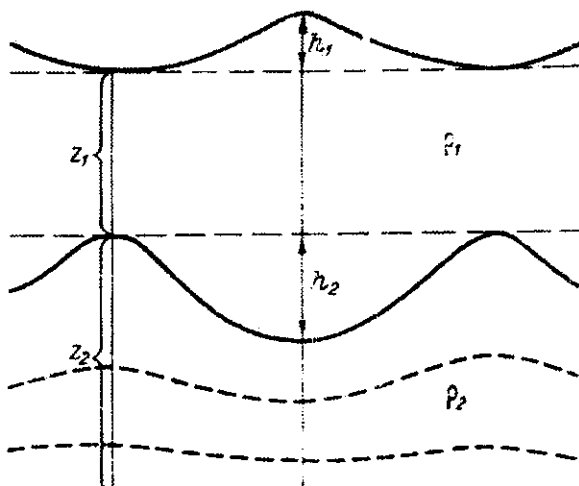
Sunami hadisəsi ən çox Yaponiya, Çili, Peru, Havay adalarının sahillərində baş verir. Sakit okeanda sunami hadisəsinin daha çox baş verməsi bu ərazinin seysmik ərazi olması və vulkanik aktivliyi ilə bağlıdır. Yer kürəsində fəaliyyət göstərən 400 vulkandan 330-u Sakit okeandadır. Güclü zəlzələlərin də 80%-i Sakit okeanın ərazisinə düşür. Hər bir sunami dağıdıcı olmur. Yaponiyada baş verən 99 sunamidən 17-si, Havay adalarında baş verən 49 sunamidən 5-i, Kamçatkada isə 16 sunamidən 4-ü fəlakətli olmuşdur. 1703-cü ildə Yaponiyada baş verən sunami zamanı 100 min insan həlak olmuşdur. 2004-cü il dekabrın 26-da Hind okeanında baş verən sunami çox fəlakətli olmuşdur. Bu sunaminin səbəbi Sumatra adasının sahilində baş verən zəlzələ olmuşdur. 10-15 m hündürlükdə olan dalğalar İndoneziya sahillərində, Şri-Lankada, Hindistanda, Tailandda böyük fəsadlar törətmişdir. 300 min insan bu fəlakətin qurbanı olmuşdur. 2011-ci ildə Yaponiya sahillərində baş verən sunami daha böyük fəlakətə səbəb olmuş, Yaponiyanın iqtisadiyyatına milyard dollarla zərər dəymişdir.

Sunami təhlükəsi bu hadisəni qabaqcadan xəbər verə bilən xüsusi xidmət sahəsinin yaradılmasını zəruri edir. Bu xidmət sahəsi ilk olaraq Yaponiyada yaradılmışdır.

Kiçik sunamilər dənizlərdə də məsələn, Aralıq dənizi, Qara dənizdə baş verir. 1927-ci və 1966-cı illərdə Qara dənizdə çox da böyük olmayan sunami müşahidə olunmuşdur.

14.5. DAXİLİ DALĞALAR

Məlumdur ki, müxtəlif sıxlığa malik olan iki mühitin sərhədində ixtiyari hərəkət zamanı dalğa əmələ gəlir. Tutaq ki, ρ_1 və ρ_2 sıxlıqlı bircins iki lay götürülüb və h_2 hündürlüklü dalğa h_1 hündürlüklü dalğa hesabına yaranıb (şəkil 14.5). Müəyyən z_0 dərinliyində dalğa sönr.



Şəkil 14.5. Daxili dalğanın sxemi

Ona görə də z_0 dərinliyində təzyiq həyəcanlanmayıb və izobarlar üfüdür.

z_0 dərinliyində təzyiqin sabitliyi şərtindən yazı bilərik

$$\rho_1 z_1 g + \rho_2 z_2 g = \rho_1 (z_1 + h_1 + h_2) g + \rho_2 (z_2 - h_2) g$$

Buradan,

$$\frac{h_1}{h_2} = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_1} \quad (14.3)$$

Şəkil (14.5) şərti göstərir ki, layların sıxlıqlar fərqi kiçik olduqca *daxili dalğanın* hündürlüyü böyük olur.

Daxili dalğaların öyrənilməsi mühüm əhəmiyyət kəsb edir. F.Nansen «Fram» gəmisində səyahət zamanı ilk baxışdan görünməyən hansısa səbəbdən gəminin sürətinin azaldığının şahidi olmuşdur. Bu hadisəyə Norveç və Kanadanın sahil sularında təsadüf edilmiş və «ölü su» adlandırılmışdır. Bu hadisə duzlu su layının üzərində şirin su layının yerləşdiyi sərhəddə müşahidə olunur. Gəminin sürətinin azalmasının səbəbi onun hərəkət enerjisinin bir hissəsinin bu iki layın sərhəddindən yaranan daxili dalğalara sərf olunmasıdır.

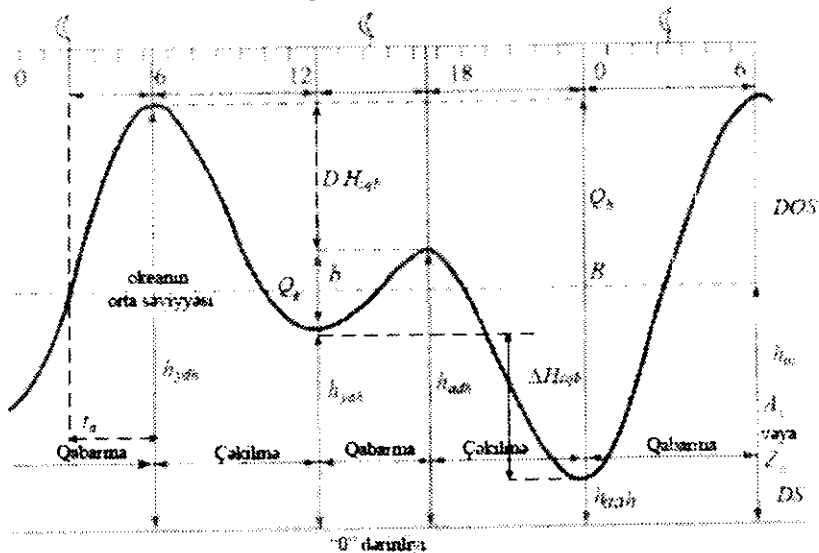
14.6. QABARMALAR

Ayın, Günəşin və Yer in cazibə qüvvələrinin təsiri altında axınlarla müşahidə olunan okean səviyyəsinin dövrü olaraq qalxması və enməsi *qabarmalar* adlanır. Qabarmalar demək olar ki, ölçüləri böyük olan bütün dənizlərdə müşahidə olunur. Lakin qabarmalar okeanlarda və onunla birləşən dənizlərin sahillərində daha çox özünü göstərir. Ay Günəşdən dəfələrlə kiçik olsa da, Yerə daha yaxın olduğu üçün Yerdə qabarma yaranmasında Ayın təsiri daha böyükdür. Günəş, Ay və Yer bir xətt üzrə olduqda (təzə Ay çıxdıqda və bədrələnmiş Ay olanda) qabarma maksimum, Ay və Günəş Yerə 90^0 bucaq altında yerləşdikdə qabarma minimum səviyyədə olur. Ən yüksək qabarmalar Fandi körfəzində (Kanadanın Atlantik sahili), Oxot dənizi və Bristol körfəzində qeydə alınmışdır. Qabarmalara Ağ dəniz, La-Manş boğazı, Meksika körfəzi və s. su hövzələrində də rast gəlinir. Okeanla əlaqəsi zəif olan daxili dənizlərdə qabarma çox zəif olur.

Qabarma dalğasının çay axının əksi istiqamətində yayılması qabarma boru yaradır. Amazon, Qanq, Temza çaylarında qabarma boru daha güclüdür.

Okeanın qeyd olunan yerində səviyyənin qalxması qabarma, enməsi isə çəkilmə adlanır. Qabarma tərəddüdünün bir dövrü

ərzində müşahidə olunan maksimal səviyyə dolğun su (ds), minimal səviyyə isə kiçik su (ks) adlanır. Əgər sutka ərzində iki dolğun və iki kiçik su müşahidə olunarsa, onda onlar müvafiq olaraq yüksək dolğun su (yds) və alçaq dolğun su (ads), yüksək kiçik su (yks) və alçaq kiçik su (aks) adlanır (şəkil 14.6). Qonşu dolğun və kiçik su səviyyələrinin fərqi qabarma kəmiyyəti adlanır. Dolğun və kiçik suyun orta qabarma səviyyəsindən götürülən hündürlüyü *qabarma amplitudu* adlanır. Qabarma səviyyəsinin dərinlik sıfırına nəzərən vəziyyətinə qabarma hündürlüyü deyilir. Şəkil 14.6-da qabarmanın əsas xarakteristikaları verilmişdir:



Şəkil 14.6. Qabarma zamanı dəniz səviyyəsinin dəyişməsi

DOS – dənizin orta səviyyəsi, DS – dərinliyin sıfırı, hos – orta səviyyənin hündürlüyü, h_{ydh} – yuxarı dolusululuğun hündürlüyü, h_{aah} – aşağı dolusululuğun hündürlüyü, h_{aah} – aşağı azsululuğun hündürlüyü, DH_{sqb} – dolusululuğun hündürlüyünün sutkalıq qeyri-bərabərliyi, AH_{sqb} – azsululuğun hündürlüyünün sutkalıq qeyri-bərabərliyi, Q_b – qabarmanın böyük qiyməti, Q_k – qabarmanın kiçik qiyməti, t_a – ay müddətidir.

- *dolusululuq* – bir period ərzində qabarma dalğalarının maksimal səviyyəsi kimi başa düşülür.

- *azsululuq* – bir period ərzində qabarma dalğalarının minimal səviyyəsi kimi başa düşülür.

- əgər sutka ərzində 2 maksimal və 2 minimal su səviyyəsi müşahidə edilərsə, buna maksimal və minimal dolusululuq və azsululuq deyilir.

- qabarma periodu dedikdə 2 ardıcıl dolusululuq və azsululuq arasındakı zaman müddəti başa düşülür.

- qabarma amplitudu – dənizin orta səviyyəsindən (DOS) dolusuluğa və ya azsululuğa qədər olan məsafə götürülür.

- *qabarma qiyməti* – qonşu dolusululuq ilə azsululuq arasındakı fərqə deyilir. Qabarmanın böyük ($Q_b = h_{ydh} - h_{aah}$) və kiçik qiymətləri ($Q_k = h_{adh} - h_{qah}$) fərqləndirilir.

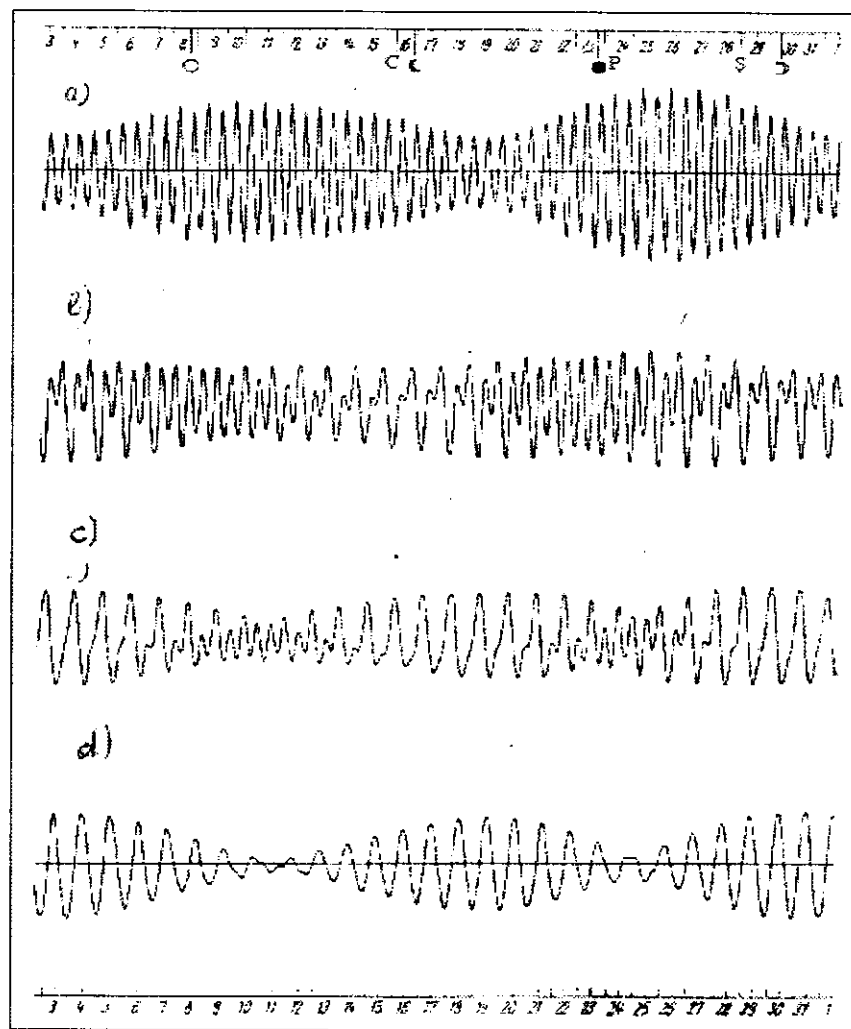
Qabarma dalğasının tam dövrü ay sutkasına, yəni 24 saat 50 dəqiqəyə bərabərdir.

Qrafikdən göründüyü kimi, okean səviyyəsinin tərəddüdü Ayın hərəkəti ilə əlaqədardır. Dolğun suyun başlanması anı Ayın kulminasiya anına nisbətən müəyyən qədər gecikir. Bu gecikmə ay aralığı adlanır və ölçü vahidi saatdır.

1. Qrafikə əsasən qabarmanın mühüm xarakteristikasını-hündürlüyə və zamana görə sutkalıq bərabərsizliyi də təyin etmək olar. Qabarmalar səviyyənin tərəddüdü xarakterinə görə üç tipə bölünür (şəkil 14.7).

1. Yarımsutkalıq qabarmalar.

Səviyyənin periodu 12 saat 25 dəqiqəyə bərabərdir. Səviyyənin qalxması və enməsi sinusoid əyrisinə yaxındır. Ay ərzində qabarmanın amplitudu Ayın fazalarına uyğun olaraq dəyişir. Təzə ay çıxanda və bədrlənmiş Ay olanda qabarmanın amplitudu ən böyük (siziqliy qabarması) olur. Ay birinci və üçüncü rübdə olduqda qabarmanın amplitudu ən kiçik (kvadratur qabarma) olur.



Şəkil 14.7. Qabarmaların xarakteri

a) yarımütkalıq qabarma; b) düzgün olmayan yarımütkalıq;

c) düzgün olmayan yarım sutkalıq qabarma; d) sutkalıq qabarma;

A, P – ayın apogeyi və perigeyi; S, C – ayın ən böyük şimal və cənub meylidir

2. Sutkalıq qabarmalar.

Bu zaman səviyyənin tərəddüdü periodu ay sutkasına bərabər olur.

Səviyyənin qalxması və enməsi sinusoid əyrisinə yaxındır. Qabarmanın amplitudu ay ərzində belə dəyişir. Ayın meyli artıqca qabarma amplitudu artır və Ayın meyli maksimal qiymət aldıqda qabarma amplitudu ən böyük olur (tropik qabarma), Ay ekvatorndan keçən zaman qabarma amplitudu ən kiçik qiymət alır.

3. Qarışıq qabarmalar.

a) Düzgün olmayan yarımsutkalıq qabarmalar.

Bu halda sutka ərzində iki dolğun və iki kiçik su müşahidə olunur. Lakin iki ardıcıl dolğun və ya kiçik suyun hündürlükləri bir-birindən fərqlənir, yəni sutkalıq bərabərsizlik baş verir.

b) Düzgün olmayan sutkalıq qabarmalar.

Bu qabarmalar sutkalıq qabarmaların əsas keyfiyyətlərini özündə saxlayır, lakin Ay ekvatorndan keçdikdə ikinci dolğun su əmələ gəlir və bir neçə gün qabarmalar yarımsutkalıq olur.

Fəsil 15

DÜNYA OKEANININ AXINLARI (CƏRƏYANLAR) VƏ
ÜMUMİ SİRKULYASIYASI15.1. DƏNİZ AXINLARI VƏ AXINA SƏBƏB OLAN
QÜVVƏLƏR

Dəniz və okeanlarda müxtəlif qüvvələrin təsiri nəticəsində su kütlələrinin irəliləmə hərəkəti *dəniz (okean) axınları* adlanır. Açıq okeanda suyun bir yerdən başqa yerə daimi hərəkəti (dəniz cərəyanları) min km-lərlə məsafələrə ötürülür. Dərinliklərdə və dibdə də axınlar mövcuddur. Bu axınlar səth axınlarının əksi istiqamətində yönəlib, dünya okeanının ümumi su dövrünün bir hissəsini təşkil edir. Daimi axınlardan (cərəyanlardan) əlavə okean və dənizlərə müvəqqəti təsir göstərən qüvvələrin hesabına baş verən müvəqqəti axınlar da olur, məsələn, dəyişən küləyin hesabına əmələ gələn axınlar.

Axın sürəti nəzəri tədqiqatlarda m/san, praktiki okeanologiyada isə uzal ilə ölçülür. $1\text{uzal}=1\text{mil/saat}$, $1\text{mil}=1852\text{m}$ -dir. Su hissəciklərinin hərəkəti periodik də ola bilər (məsələn, qabarma-çəkilmə axınları). Bu axınların yayılma məsafəsi 5-10mil, periodu 12-24 saat olur. Axın istiqaməti olaraq su səlinin yerdəyişməsinin istiqaməti götürülür.

Dəniz axınlarına səbəb olan qüvvələr həm hidrometeoroloji, həm də astronomik amillərlə təyin edilir. Hidrometeoroloji amillərə aiddir:

1. Sıxlıq qüvvələri. Bu qüvvələr sıxlığın qeyri-bərabər paylanması hesabına yaranır. Sıxlığın qeyri-bərabər paylanması isə temperatur və duzluluğun qeyri-bərabər paylanması hesabına əmələ gəlir.

2. Dəniz səviyyəsinin meyli hesabına əmələ gələn təzyiq

qradiyenti qüvvələri.

Təzyiq qradiyenti aşağıdakı səbəblərdən yaranır:

a) bu və ya digər səbəbdən müəyyən ərazidə suyun artıqlığı və ya çatışmazlığı hesabına, məsələn sahil axınları və ya küləyin suyu gətirməsi və ya aparması hesabına.

b) atmosfer təzyiqinin dəniz səthi üzərində qeyri-bərabər paylanması hesabına.

3. Küləyin dəniz səthində yaratdığı sürtünmə qüvvələri (külək gərginliyi qüvvələri).

Astronomik amillərə Ay və Günəşin qabarma qüvvələri aiddir. Bu qüvvələr Günəş, Yer və Ayın yerləşməsindən asılı olaraq periodik dəyişir və su kütlələrinin şaquli və üfüqi rəqsini və ya qabarma axınlarını yaradır.

Təbiətdə bu qüvvələrin yalnız biri hesabına baş verən axınlar demək olar ki, yoxdur. Axınlar bir neçə qüvvənin təsirindən yaranır. Məsələn, Qolfstrim cərəyanı sıxlıq, külək və axım axınlarının nəticəsidir.

Mayenin hərəkəti baş verən kimi ikinci qüvvələr meydana çıxır ki, bu qüvvələr hərəkət əmələ gətirmir, onlar yalnız hərəkəti deformasiya edir. Bu qüvvələrə Kariolis qüvvəsi, sürtünmə qüvvəsi, mərkəzdənqaçma qüvvəsi aiddir.

Axına səbəb olan qüvvələrə görə axınlar qravitasiya, friksion və qabarma-çəkilmə axınlarına bölünür.

Qravitasiya axınları izobarik səthlərin meyli hesabına əmələ gəlir. Sıxlıq, axım hesabına əmələ gələn axın, baroqradiyent və kompensasiya axınlarına bölünür. Baroqradiyent axınlar atmosfer təzyiqinin qeyri-bərabər paylanması nəticəsində okean səviyyəsinin meyli hesabına əmələ gəlir. Friksion axınlar külək, dreyf və ikinci axınlara bölünür.

Qabarma axınları Ay və Günəşin qabarma qüvvəsi hesabına yaranır. Qabarma qüvvəsinin qiyməti, Günəş-Yer-Ay sisteminin vəziyyəti periodik olaraq dəyişir. Ona görə də qabarma-

çəkilmə axınları periodik xarakter daşıyır.

Dəniz axınlarına aşağıdakı əlamətlərə görə təsnifat vermək olar:

- Axına səbəb olan qüvvələrə görə (*qrادیent axınları*, külək axınları, dreyf axınları, qabarma axınları).
- Dayanıqlığına görə (daimi, periodik, müvəqqəti).
- Yerləşmə dərinliyinə görə (səth axınları, dərinlik və dib axınları).
- Hərəkətin xarakterinə görə (meandr yaradan, düzxətli və əyrixətli. Əyrixətli hərəkət də siklonik və antisiklonik axınlara bölünür).
- Fiziki-kimyəvi xassələrinə görə (isti və soyuq axınlar, duzlu və şirin sulu axınlar).

15.2. QRADİYENT, DREYF, KÜLƏK VƏ QABARMA AXINLARI

Dəniz səthinin izopotensial səthə meyli nəticəsində hidrostatik təzyiqin üfüqi qrادیenti hesabına yaranan axınlara qrادیent axınlar deyilir. Dəniz səthinin meyilliyini əmələ gətirən səbəblərə görə qrادیent axınlar aşağıdakılara bölünür:

- Küləyin təsiri nəticəsində suyun qovulması və ya gətirilməsi hesabına əmələ gələn qovulma-gətirilmə axınları.
- Atmosfer təzyiqinin dəyişməsi (qeyri-bərabər paylanması) hesabına yaranan *baroqrادیent axınları*.
- Sahildə yağıntıların və ya çayların axınlarının hesabına səviyyənin qalxması nəticəsində yaranan axım axınları.
- Sıxlığın üfüqi qrادیenti hesabına yaranan *sıxlıq axınları*. Əgər sıxlığın qeyri-bərabər paylanması yalnız temperatur

və duzluluğun qeyri-bərabər paylanması hesabınadırsa, onda sıxlıq axınları *termoxalin axınlar* adlanır.

Külək okean səthinə mürəkkəb təsir göstərir. Külək selində təzyiqin və sürətin kiçik miqyaslı pulsasiyaları okean səthində kələkötürlük yaradır. Bunun nəticəsində atmosfer və okean arasında sürtünmə yaranır və sürtünmə küləyin kinetik enerjisini okeana ötürür. Bu enerjinin bir hissəsi rəqsi hərəkətlərin-külək dalğalanmasının əmələ gəlməsinə sərf olunur, digər hissəsi isə okean səthində toxunma gərginliyini yaradır. Toxunma gərginliyi vasitəsilə okean səthinə və turbulent özlüklə dərinliyə ötürülən küləyin təsiri geniş yayılmış okean axınlarını - *dreyf* axınlarını yaradır.

Külək sahəsinin qeyri-bərabər paylanması və sahillərin təsiri sərbəst səthin meylini yaradır, başqa sözlə təzyiqin üfüqi qradiyenti yaranır. Nəticədə qradiyent axınlar meydana çıxır.

Küləyin səthdə yaratdığı toxunma gərginliyi və səviyyənin meyli hesabına yaranan təzyiq qradiyentinin birgə təsiri nəticəsində əmələ gələn axınlara külək axınları deyilir.

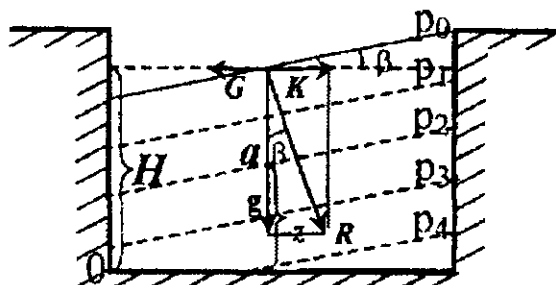
Bu axınlar Günəş və Ayın cazibə qüvvələri ilə əlaqədardır və okean suyunun bütün kütləsinə təsir edir. Yerin öz oxu ətrafında gündəlik fırlanması nəticəsində cazibə qüvvələrinin qiyməti periodik olaraq dəyişir. Nəticədə periodik olaraq səviyyənin qalxıb-enməsi və qabarma axınları əmələ gəlir. Qabarma axınları müəyyən bir istiqamətdə mühüm kütlə daşınması yaratmadığından onun rolu ümumi su sirkulyasiyasında böyük deyil. Periodik qabarma axınlarının mühüm əhəmiyyəti ondan ibarətdir ki, onlar bütün okean dərinliyi boyu turbulentlik yaradır. Qabarmalar əsasən okeanlarda və onunla birləşən dənizlərdə daha qabarıq nəzərə çarpır.

15.3. AXIN ZAMANI İZOBARİK SƏTHLƏRİN MEYLİ

Hər bir axında okean səthinin meyli müşahidə olunur. Ona görə də stasionar axın zamanı səviyyə meyli ilə axın sürəti arasında müəyyən münasibət olmalıdır.

Kifayət qədər enli olan kanala baxaq (şəkil 15.1).

Hesab edək ki, maye bircinsdir və atmosfer təzyiqi nəzərə alınmır. Təsir edən qüvvələrdən yalnız Koriolis (K) qüvvəsini, təzyiq qradienti qüvvəsini (G) və ağırlıq qüvvəsini (g) nəzərə alaq. Hərəkət yoxdursa okeanın sərbəst səthi və izobarik səthlər üfüqi vəziyyətdədir və izopotensial səthə paraleldir.



Şəkil 15.1. İzobarik səthin meyli zamanı təsir edən qüvvələr

Fərz edək ki, kanalın eninə kəsiyinin bir tərəfində suyun səviyyəsi, digər tərəfə nisbətən həmişə yuxarı vəziyyətdə saxlanılır. Onda izobar əyilir və *geostrafik axın* qərarlaşır. Təzyiq qradienti qüvvəsi ilə Koriolis qüvvəsinin tarazlığı hesabına *geostrafik axınlar* yaranır. Bu halda

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{K}{g} = \frac{2\omega \sin \varphi \cdot v}{g} \quad (15.1)$$

alırıq.

v - izobar üzrə axın sürətidir. Buradan aşağıdakı nəticəyə

gəlmək olar:

1. İzobarik səthin meyl bucağı axın sürətilə düz mütənəsbidir.

2. Əgər sürət dərinlik boyu dəyişmirsə, bütün izobarlar eyni meylə malikdir.

3. Əgər dərinliyə getdikcə sürət azalırsa, onda izobarın meyli də dərinə getdikcə azalır.

(15.1) düsturunu Florida və Kuba arasında olan kəsikdə Florida axınına tətbiq edək. Florida boğazının eni $l=72\text{km}$,

səthdə axın sürəti $v = 1,5 \frac{m}{san}$, $\varphi = 24^\circ$ ş.e., $g = 9,8 \frac{m}{san^2}$;

$\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} san^{-1}$ -dir. Bu qiymətləri (15.1)- də yerinə yazsaq

$$\frac{\Delta \xi}{l} = tg\beta = 9 \cdot 10^{-6}$$

alırıq. Buradan,

$$\Delta \xi = tg\beta \cdot l \approx 65(sm)$$

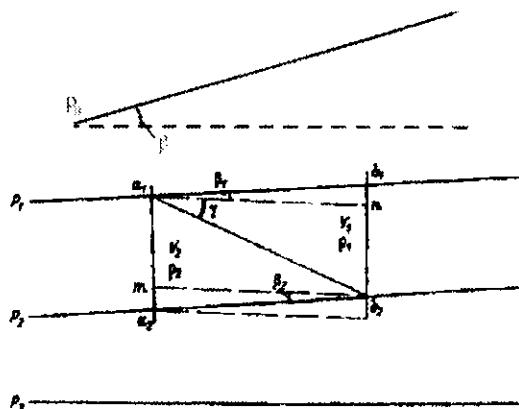
olur.

Deməli, Kuba sahilində okeanın səviyyəsi 65 sm qalxmış olur. Nivelirləmə həqiqətən də Kuba sahillərində suyun səviyyəsinin Florida sahillərinə nisbətən 45 sm yuxarı olduğunu göstərir. Bu isə o deməkdir ki, Florida axınında geostrafik balans mühüm rol oynayır.

15.4. AXIN ZAMANI İZOSTERİK SƏTHLƏRİN MEYLİ

Koriolis qüvvəsi real axınlarda eninə sirkulyasiya yaradır ki, bunun da nəticəsində şimal yarımkürəsində sıxlığı az olan səth suları sağa, sıxlığı çox olan dərinlik suları isə sola hərəkət edir (axın istiqamətinə nəzərən). Bu halda əmələ gələn izobarik və izosterik səth aydındır ki, kəsişir və onların meyl bucaqları birbirinin əksinədir.

Tutaq ki, şaquli kəsikdə axın şəkil müstəvisinə yönəlmişdir (şəkil 15.2). Onda izobar sağdan sola, izoster isə soldan sağa meyl edəcək. İzobar və izosterlərin kəsişməsi dərdbucaqlı oyuqlar-solenoidlər əmələ gətirir.



Şəkil 15.2. Solenoid oyuqlarının sxemi

Solenoidlərin sayı kəsiyə perpendikulyar istiqamətdə yönəlmiş axın sürətinin qiymətinə mütənəsibdir.

İki qonşu izobar və iki şaquli xətt arasındakı oblasta baxaq. Burada a_1b_1 yuxarı izobar, a_2b_2 aşağı izobar, a_1b_2 izoster, a_1n və mb_2 -üfüqi xətlər, a_1a_2 və b_1b_2 isə şaquli xətlərdir. a_2 və b_2 nöqtələrində təzyiq eyni olduğundan yazı bilərik ki,

$$g\rho_1(b_1b_2) = g\rho_2(a_1a_2) \quad (15.2)$$

Şəkildən görünür ki,

$$b_1b_2 = b_1n + nb_2, a_1a_2 = a_1m + ma_2 \quad (15.4)$$

$$\operatorname{tg}\beta_1 = \frac{b_1n}{a_1n}, \operatorname{tg}\beta_2 = \frac{a_2m}{b_2m}, \operatorname{tg}\gamma = \frac{b_2n}{a_1n} \quad (15.5)$$

(15.3) və (15.4)-ü (15.2) -də yazsaq,

$$\rho_1(b_1n + b_2n) = \rho_2(a_1m + a_2m) \quad (15.6)$$

alırıq.

$$\begin{aligned}a_{1m} &= b_{2n}, a_{1n} = b_{2m}, \\b_{1n} &= a_{1n} \operatorname{tg} \beta_1, a_{2m} = a_{2n} \operatorname{tg} \beta_2 \\b_{2n} &= a_{2n} \operatorname{tg} \gamma\end{aligned}$$

olduğunu (15.6)-da nəzərə alsaq, yazı bilirik

$$\rho_1 a_{1n} \operatorname{tg} \beta_1 + \rho_1 a_{1n} \operatorname{tg} \gamma - \rho_2 a_{2n} \operatorname{tg} \gamma - \rho_2 a_{1n} \operatorname{tg} \beta_2 = 0 \quad (15.7)$$

Buradan

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{\rho_1 \operatorname{tg} \beta_1 - \rho_2 \operatorname{tg} \beta_2}{\rho_2 - \rho_1} \quad (15.8)$$

alırıq.

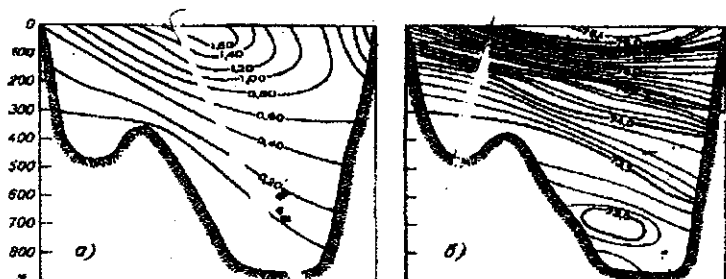
$$\operatorname{tg} \beta = \frac{K}{g} = \frac{2\omega \sin \varphi \cdot v}{g} \quad (15.9)$$

olduğunu (15.8)-də nəzərə alsaq

$$\operatorname{tg} \gamma = \frac{2\omega \sin \varphi}{g} \cdot \frac{\rho_1 v_1 - \rho_2 v_2}{\rho_2 - \rho_1} \quad (15.10)$$

alırıq.

(15.10) düsturuna *Marqules düsturu* deyilir. İzosterin vəziyyəti kəsik müstəvisinə perpendikulyar olan axın sürətinin istiqamətini təyin etməyə imkan verir. Düsturdan görünür ki, izosterin meyli artdıqca sıxlıqlar fərqi azalır və ya layların sürətlər fərqi çoxalır. Misal olaraq Florida boğazının kəsik müstəvisində xüsusi həcmə paylanması (şəkil 15.3).



Şəkil 15.3. Florida boğazındakı kəsikdə axın sürətinin (a) və şərti xüsusi həcmə paylanması (b).

İzosterlərin meyli axının istiqamətini kifayət qədər düzgün əks etdirir. 100 m və 300 m dərinlikdə $v_T = 74,5$ izosterini götürək. Bu dərinliklərdə axın sürətinin qiymətləri $v_{100} = 0,8$ m/s, $v_{300} = 0,3$ m/s, sıxlıqları isə $\rho_{100} = 1,0256 \cdot 10^3$ kq/m³, $\rho_{300} = 1,0266 \cdot 10^3$ kq/m³ olduğunu nəzərə alsaq, Marqules düsturundan $tg\gamma = 2,7 \cdot 10^{-3}$ alarıq.

Bu isə onu göstərir ki, hər 1km-də izosterin meyli 2,7 m-ə bərabərdir. Şəkildən göründüyü kimi, $v_T = 74,5$ izosterinin meyli hər 1 km-də 3,6 m təşkil edir. Deməli, izosterin (15.10) düsturundan təyin edilən meyli real qiymətə yaxındır. Müqayisə üçün qeyd edək ki, izobarların səthdə meyli hər 1 km-də 9 mm təşkil edir. Beləliklə, izosterlərin meyli izobarların meylinə olduqca böyükdür.

15.5. OKEAN AXINLARININ EKMAN NƏZƏRİYYƏSİ

Okean səthi üzərində atmosfer daim hərəkət edərək, okeanın səth sularını sürtünmə nəticəsində hərəkətə gətirir. Alimlər hələ qədim zamanlardan bilirdilər ki, dəniz axınlarının (cərəyanların) əsas səbəbi küləkdir. Norveç səyyahı Nansen 1893-1896-cı illərdə "Fram" gəmisində üzərkən maraqlı bir hadisənin şahidi olmuşdur: Şimal yarımkürəsində buzların hərəkəti istiqaməti küləyin istiqamətindən sağa doğru meyl edir, (cənub yarımkürəsində əksinə) belə ki, dərinlik artdıqca axın istiqaməti sağa doğru fırlanır. Nansen düzgün olaraq bu qanunauyğunluğun Koriolis qüvvəsinin təsiri ilə izah etmişdir. O öz müşahidə məlumatlarını geofizik Ekmana vermişdir. 1905-ci ildə Ekman riyazi modelin köməyi ilə bu qanunauyğunluğu təsdiq etmiş və bununla da müasir okean axınlarının özülü olan külək axınları nəzəriyyəsinin əsasını qoymuşdur. Bu nəzəriyyə onun adı ilə *Ekman nəzəriyyəsi* adlanır.

Külək okean səthini həyacana gətirir. Okean səthi kələ-kötür olduğundan atmosfer ilə okean səthi arasında yaranan toxunma gərginliyi səth sularını hərəkətə gətirir. Külək sahəsinin qeyri-bərabər paylanması, sahilə qovulma və gətirilmə hadisələri okean səthinin meyliyi yaradır ki, bunun da nəticəsində təzyiq qradienti qüvvəsi hesabına qradient axınları əmələ gəlir. Bu axınlar, yəni küləyin səthdə yaratdığı toxunma gərginliyinin əmələ gətirdiyi dreyf axınları və okean səthinin meyli hesabına yaranan qradient axınlarının məcmusu külək axınları adlanır. Bu axınları dreyf-qradient axınları da adlandırmaq olar.

Külək axınından sırf dreyf axınını ayırmaq, həmçinin məsələnin həllini sadələşdirmək üçün Ekman aşağıdakı şərtləri irəli sürür:

1. Dəniz sahilsiz və sonsuz dərinidir. Bu şərt ona görə qəbul edilib ki, sahilə və dibdə olan sürtünmə nəzərə alınmasın.

2. Külək və onun əmələ gətirdiyi axın qərarlaşmışdır və zamana görə dəyişmir.

3. Küləyin və axının sürəti üfüqi istiqamətdə dəyişmir, yəni axın divergentsizdir.

4. Axın üfüqi və divergentsiz olduğundan axın sürətinin şaquli toplananı (w) sıfırdır.

5. Dəniz bircinsdir, yəni $p = \text{const}$.

6. Dəniz səthi üfüqi vəziyyətdədir.

7. A_v turbulent sürtünmə əmsalı dərinlikdən asılı olmayıb sabitdir.

Təsir edən qüvvələrdən yalnız küləyin toxunma gərginliyini dərinliyə ötürən daxili sürtünmə qüvvəsi və küləyin təsirini tarazlaşdıran Koriolis qüvvəsi nəzərə alınır. Bu şərtlər daxilində axın tənlikləri aşağıdakı kimi olar:

$$\left. \begin{aligned} \frac{A_v}{\rho} \frac{d^2 u}{dz^2} + 2\omega \sin \varphi \cdot v &= 0 \\ \frac{A_v}{\rho} \frac{d^2 v}{dz^2} - 2\omega \sin \varphi \cdot u &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (15.11)$$

burada, u, v – axın sürətinin üfüqi toplananları, φ – coğrafi enlik, ω – yerin öz oxu ətrafında fırlanma bucaq sürəti, z – şaquli koordinatdır.

Koordinat başlanğıcını səthdən götürüb, OY oxunu külək istiqamətində, OX oxunu sağa, OZ oxunu aşağı yönəldək. Tənliklərin hər iki tərəfini A_v/ρ -ya bölüb

$$\sqrt{\frac{\rho \omega \sin \varphi}{A_v}} = a \quad (15.12)$$

işarələməsi aparsaq, onda (15.11) tənliklər sistemi

$$\left. \begin{aligned} \frac{d^2 u}{dz^2} + 2a^2 v &= 0 \\ \frac{d^2 v}{dz^2} - 2a^2 u &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (15.13)$$

şəklinə düşər. (15.13) sistemi adi törəməli diferensial tənliklər sistemidir və onun ümumi həlli

$$u = c_1 e^{az} \cos(az + \psi_1) + c_2 e^{-az} \cos(az + \psi_2) \quad (15.14)$$

$$v = c_1 e^{az} \sin(az + \psi_1) - c_2 e^{-az} \sin(az + \psi_2) \quad (15.15)$$

şəklində olar.

Burada c_1, c_2, ψ_1 və ψ_2 integrallama sabitləridir və verilmiş sərhəd şərtlərindən tapılır. Sərhəd şərtlərini aşağıdakı kimi götürək: $z = 0$ olduqda

$$\begin{aligned} -A_v \frac{du}{dz} &= 0 \\ -A_v \frac{dv}{dz} &= \tau \end{aligned} \quad (15.16)$$

Burada τ - küləyin səthdə yaratdığı toxunma gərginliyidir. $z \rightarrow \infty$ olduqda axın sürəti məhduddur, yəni

$$u \neq \infty, v \neq \infty \quad (15.17)$$

(15.13) sisteminin verilmiş sərhəd şərtləri daxilində həlli

$$u = \frac{\tau}{A_v a \sqrt{2}} e^{-az} \cos\left(\frac{\pi}{4} - az\right) \quad (15.18)$$

$$v = \frac{\tau}{A_v a \sqrt{2}} e^{-az} \sin\left(\frac{\pi}{4} - az\right) \quad (15.19)$$

şəklindədir.

Okean səthində axın sürətinin modulu

$$U_o = \sqrt{u^2 + v^2} = \frac{\tau}{A_v a \sqrt{2}} = \frac{\tau}{\sqrt{2} \rho A_v \omega \sin \varphi} \quad (15.20)$$

axın sürətinin toplananları isə

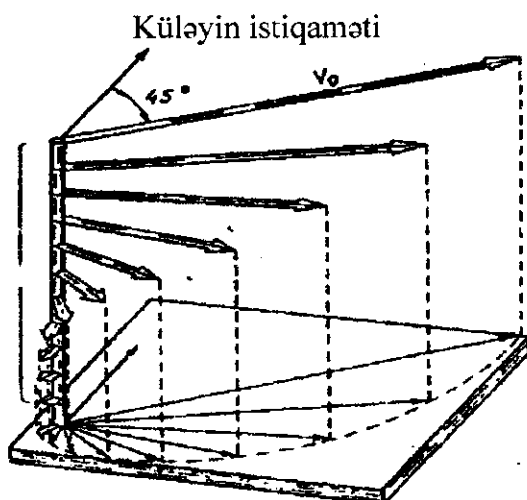
$$\begin{aligned} u &= U_o e^{-az} \cos\left(\frac{\pi}{4} - az\right) \\ v &= U_o e^{-az} \sin\left(\frac{\pi}{4} - az\right) \end{aligned} \quad (15.21)$$

olar.

z artdıqca e^{-az} azaldığından u və v azalır. Lakin kosi-nusun qiyməti artıb, sinusun qiyməti isə azaldığından dərinliyə getdikcə u - nun azalması v -nin azalmasından geri qalır. Bu onu göstərir ki, dərinliyə getdikcə axın sürəti eksponensial qa-nun üzrə azalaraq səth sürətinin istiqamətindən həmişə sağa dönmür.

Şəkil 15.4-də müxtəlif dərinliklərdə axın sürət vektorları

təsvir edilmişdir. Axın vektorlarının uclarının qurşağına *sürət qodoqrafı* deyilir.



Şəkil 15.4. Dreyf axınlarının şaquli istiqamətdə paylanması (şimal yarımkürəsində)

$$d = \frac{\pi}{a} \quad (15.22)$$

dərinliyində axın sürət vektoru səth axın sürət vektorunun əksinə yönəlib, onun $1/23$ hissəsinə bərabərdir. Bu dərinliyi Ekman *sürtünmə dərinliyi* adlandırmışdır. Çox vaxt təqribi olaraq dreyf axınlarının sürtünmə dərinliyinə kimi yayıldığı qəbul edilir. Tam axının oxlar üzrə toplananlarını hesablayaq:

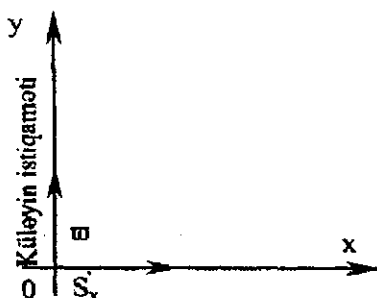
$$S_x = \int_0^{\infty} u dz; \quad S_y = \int_0^{\infty} v dz \quad (15.23)$$

(15.21)-i (15.23) ifadələrində yerinə yazıb inteqrallama əməliyyatını yerinə yetirsək

$$S_x = \frac{U_o \sqrt{2d}}{2\pi}, \quad S_y = 0 \quad (15.24)$$

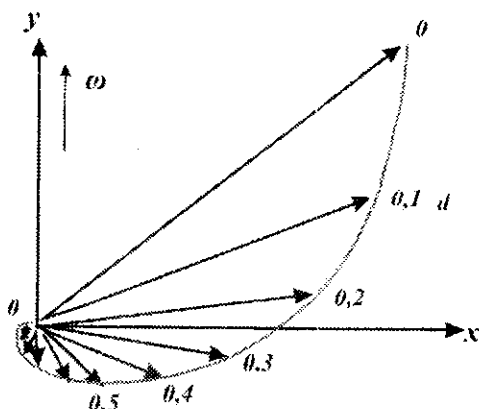
alarıq.

Göründüyü kimi tam axın vektoru küləyin istiqamətinə perpendikulyar olub ondan 90° sağa yönəlmişdir (şəkil 15.5).



Şəkil 15.5. Tam axının istiqaməti

$z = 2d$ dərinliyində axın sürəti $U_d = \frac{1}{535} U_o$ olub səth axın sürəti istiqamətində yönəlmişdir.



Şəkil 15.6. Dərin dənizlərdə axın sürətinin qodoqrafı

Şəkil 15.6-də müxtəlif dərinliklərdə axın sürəti vektorları göstərilmişdir.

$z = 0,5 d$ dərinliyində axın vektoru səth axın vektoruna perpendikulyardır. Şaquli özlülük əmsalının (A_v) və toxunma gərginliyinin qiymətləndirilməsi kifayət qədər çətin olduğundan Ekman nəzəriyyəsinin düsturlarından praktikada istifadə edilməsi çətinləşir. Bu çətinliyi aradan qaldırmaq üçün Ekman səth axın sürətini və sürünmə dərinliyini küləyin sürəti ilə əlaqələndirən empirik düsturlar təklif etmişdir:

$$U_o = \frac{0.0127}{\sqrt{\sin \varphi}} \cdot \omega$$

$$d = \frac{7.6}{\sqrt{\sin \varphi}} \cdot \omega \text{ və ya } d \approx 600 U_o$$

Burada ω - küləyin m/san ilə ölçülən sürətidir.

15.6. AXINLARIN HESABLANMASININ DİNAMİKİ ÜSULU. SANDSTREM-HELLAND-HANSEN DÜSTURU

Qradyent axınların mühüm növlərindən biri sıxlıq axınlarıdır. Sıxlıq axınları üfüqi istiqamətdə suyun temperaturunun və duzluluğunun, yəni onun sıxlığının qeyri-bərabər paylanması nəticəsində yaranır. Sıxlığın qeyri-bərabər paylanması isə dəniz suyunun günəş radiasiyası nəticəsində qeyri-bərabər qızması, buxarlanmanın və düşən yağıntının üfüqi qeyri-bircinsliyi ilə əlaqədardır.

Sıxlıq axınları nəzəriyyəsi Helland - Hansen və Sandstrem tərəfindən işlənilib hazırlanmış və axınların hesablanması dinamik üsulu adlanır.

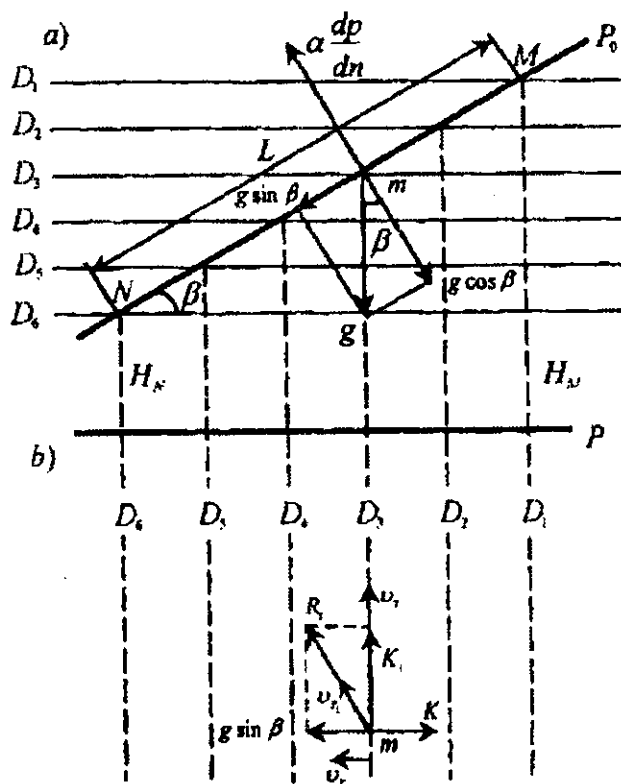
İki izobarik səth götürək. Bunlardan birincisi (P_0) okean səthi ilə üst-üstə düşsün, ikincisi isə (P) elə dərinlikdə olsun ki,

sıxlıq hesabına axın olmasın.

Onda P ekvipotensial səthə paralel olacaqdır.

Fərz edək ki, sağda sıxlıq az, solda isə çoxdur.

Onda P_0 və P izobarik səthləri arasında məsafə sağda böyük, solda isə kiçik olacaq ($H_M > H_N$) (şəkil 15.7a).



Şəkil 15.7. Sıxlıq axınlarında təsir edən qüvvələr

P_0 izobarik səthini kəsən D_1, D_2, D_3, D_4, D_5 izopotensial səthlərini götürək və bu səthlərdən biri üzərində götürülmüş m nöqtəsinə təsir edən qüvvələrə baxaq. Aydındır ki, bu hissəciyə ekvipotensial səthə perpendikulyar olan və aşağı yönələn g

ağırlıq qüvvəsi, hidrostatik təzyiqlə bağlı olan və P_0 səthinə perpendikulyar olan $a \frac{dp}{dn}$ təzyiq qradienti qüvvəsi təsir göstərir. Ağırlıq qüvvəsi vektorunu (g) biri izobarik səth üzrə, ikincisi P_0 -a perpendikulyar olan normal üzrə iki toplanana ayıraraq. m hissəciyi $g \sin \beta$ qüvvəsinin təsiri ilə şəkildə göstərilən istiqamətdə v_T sürəti ilə hərəkət edir. Hərəkət baş verən kimi Koriolis qüvvəsi (K_I) meydana çıxır (şəkil 15.7b).

$$K_I = 2 \omega \sin \varphi \cdot v_T \quad (15.25)$$

Koriolis qüvvəsi və $g \sin \beta$ qüvvəsi hissəciyi R_1 əvəzləyicisi istiqamətində v_T sürəti ilə hərəkət etməyə məcbur edir. Axın sürətinin istiqaməti dəyişdikcə Koriolis qüvvəsinin də istiqaməti dəyişir ki, bu da öz növbəsində sürət vektorunun v_T istiqamətini dəyişdirir. Aydındır ki, sürət vektoru sağa doğru o vaxta kimi dönəcək ki, $g \sin \beta$ vektoruna perpendikulyar olsun, çünki bu vaxt Koriolis qüvvəsi $g \sin \beta$ qüvvəsinə əks istiqamətdə yönəlir və tarazlıq halı əmələ gəlir. Bu hal üçün axın sürətini hesablayaq. Dinamik tarazlıq halına baxırıq, onda təsir edən qüvvələr cəmi sıfır bərabərdir:

$$g \sin \beta = K \quad (15.26)$$

Buradan

$$g \sin \beta = 2 \omega v_T \sin \varphi \quad (15.27)$$

$$v_T = \frac{g \sin \beta}{2 \omega \sin \varphi} \quad (15.28)$$

Şəkildən göründüyü kimi

$$\sin \beta = \frac{H_M - H_N}{L} \quad (15.29)$$

(15.29)-u (15.28)-də yerinə yazsaq

$$v_T = \frac{g H_M - g H_N}{2 \omega L \sin \varphi} \quad (15.30)$$

alarıq. gH_M və gH_N ifadələri M və N nöqtələrində P_0 və P izobarları üzərində ağırlıq qüvvəsinin potensialının qiymətləri fərqi və M və N nöqtələrində P izobarına nəzərən P_0 izobarının *dinamiki hündürlükləri* adlanır. Dinamiki hündürlükləri D_m və D_n ilə işarə edək. Onda (15.30) tənliyi aşağıdakı kimi olur:

$$v_T = \frac{D_M - D_N}{2\omega L \sin \varphi} \quad (15.31)$$

Dinamiki hündürlük vahid su kütləsini şaquli istiqamətdə P izobarından P_0 izobarına qədər qaldıran zaman görülən işə bərabərdir. Əgər vahid kütləni 0,102 m hündürlüyə qaldırısaq ($g = 9,81 \text{ m/san}^2$), onda görülən işə 1 dinamiki destimetr deyilir. 10 dəfə böyük olan kəmiyyət dinamiki metr adlanır. Okeanoqrafik hesablamalarda dinamiki millimetrdən istifadə olunur. 1 din. mm = 0,01 din. desti-metr. Əgər H metrlərlə ölçülərsə, onda $D=gH=10d$ dinamiki metrlərlə ölçülən d dinamiki dərinliyi müəyyən edir. P izobarının izopotensial səthə paralel olmadığını fərz edib, həmin izobarın üzərindəki sürəti u_{T_1} , P_0 -ın üzərindəki sürəti v_{T_0} ilə işarə etsək, onda

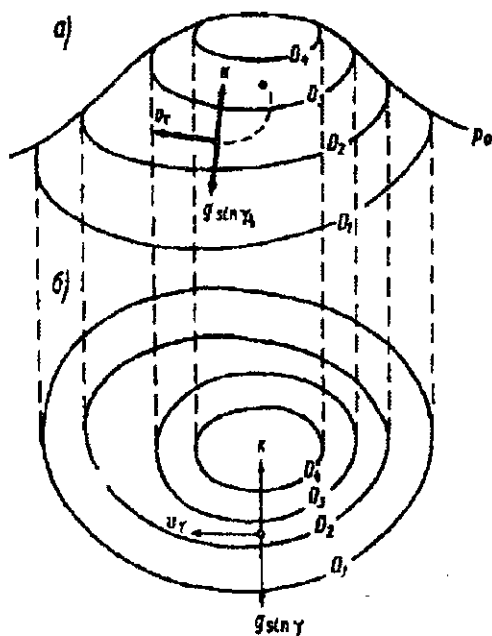
$$v_T = v_{T_1} - v_{T_0} = \frac{10(d_M - d_N)}{2\omega \sin \varphi} \quad (15.32)$$

alarıq.

Bu düstur *Sandstrem-Helland-Hansen düsturu* adlanır.

(15.32) düsturu ilə sıxlıq axınının sürətini hesablayırlar. Şəkil 15.8-də izobarik səthlərlə izopotensial səthlərin kəsişməsi verilib. Bu xətlərə dinamiki horizontallar deyilir. Bu xətlər eyni zamanda bərabər dinamiki hündürlük xətləridir. Şəkildən görünür ki, axın dinamiki horizontal boyu yönəlmişdir, başqa sözlə izobarik səthin ən böyük meyli istiqamətinə perpendikulyar yönəlib. Əgər şimal yarım kürəsində

axın istiqamətinə baxsaq, kiçik dinamik hündürlük solda qalır. İzobarik səth mürəkkəb formada olduqda, (şəkil 15.8) dinamik horizontallar da mürəkkəb şəkil alır.



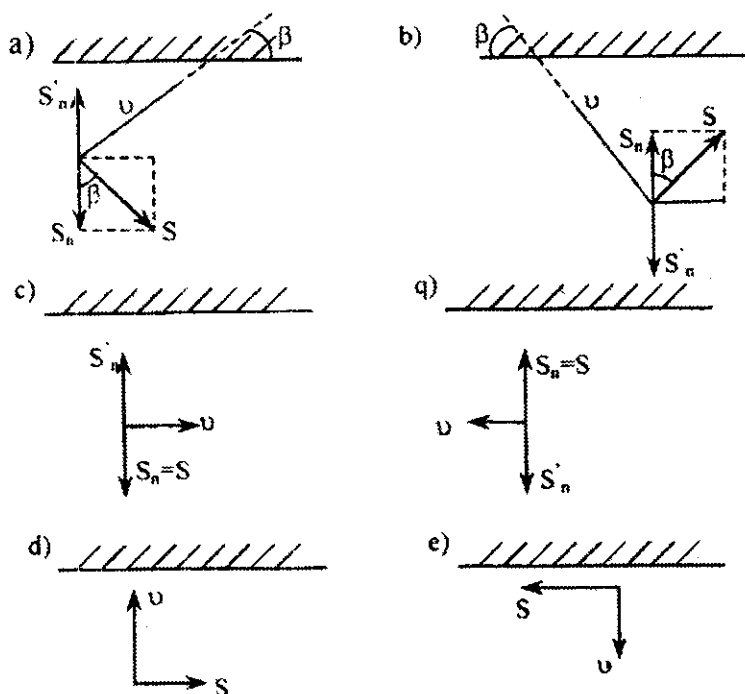
Şəkil 15.8. Mürəkkəb relyefli dəniz səthində dinamik horizontallar

Bu halda okean səthinə paralel yönəlmiş $g \sin \beta$ qüvvəsi yenə də verilmiş nöqtədə dinamik horizontala perpendikulyar olacaq və izobarik səthin maksimal meyli istiqamətində yönələcəkdir. Ona görə də axın həmin nöqtədə dinamik horizontallara toxunanlar üzrə yönələcəkdir. Dinamik horizontallar eyni zamanda cərəyan xətləridir, qərarlaşmış axında isə həm də su hissəciyinin trayektoriyasıdır.

15.7. CƏM AXINLAR. SAHİL SİRKULYASIYASI

Okean və dənizlərdə külək və qradiyent axınları birlikdə müşahidə olunur ki, belə əmələ gələn qeyri-periodik axınlara *cəm axınlar* deyilir. Külək (dreyf) axını kütlə daşınmasına və səviyyənin meylinə səbəb olur, xüsusilə sahil zolağında. Ona görə də əgər açıq dənizdə yalnız sırf külək axınının varlığını qəbul etsək, sahil zonasında qradiyent axını mütləq nəzərə alınmalıdır, yəni külək və qradiyent axınına birlikdə baxılmalıdır.

Fərz edək ki, sahil xətti düz xətdir və sonsuz olaraq hər iki tərəfə uzanmışdır (şəkil 15.9).



Şəkil 15.9. Dərin dənizlərdə qovulma və gətirilmələr.

Sahildə dərinlik kifayət qədər böyükdür, sıxlıq sabitdir. Tutaq ki, külək sahilə β bucağı altında əsir. β bucağının qiymətindən asılı olaraq külək müəyyən səviyyə meyli əmələ gətirir. Ən böyük meyl külək sahilə paralel əsən vaxtı əmələ gəlir. Əgər külək sahilə perpendikulyar əsirsə, meyl əmələ gəlmir (şəkil 15.9d,e). Meylin qiyməti tam axının qiymətindən deyil, onun normal toplananından asılıdır.

Dərinlik azaldıqca külək axınının istiqaməti küləyin istiqamətinə, qradient axın isə ən böyük meyl istiqamətinə yaxınlaşır. Dayaz yerlərdə ən böyük meyl küləyin istiqaməti sahilə perpendikulyar olan zaman əmələ gəlir. Bu halda sahil sirkulyasiyasının sxemi aşağıdakı kimi olur: səthdə külək axını hesabına əmələ gələn tam axın külək istiqamətində yönəlir, dibdə isə küləyin istiqamətinin əksinə yönəlmiş qradient axını əmələ gəlir.

İndi isə sahil zolağında sirkulyasiyanın inkişafını araşdıraraq. Əvvəlcə tam axını küləyin istiqamətinə perpendikulyar istiqamətdə olan dreyf axını yaranır. Əgər küləyin istiqaməti sahilə iti bucaq altında yönəlmişsə, onda tam axının sahilə perpendikulyar olan normal toplananı

$$S_n = S \cdot \cos \beta \quad (15.33)$$

olar. Bu toplanan səviyyənin meylini yaradır ki, bu da öz növbəsində qradient axını əmələ gətirir. Qradient axınının meydana çıxması ilə sahilə perpendikulyar və S_n -in əksinə yönəlmiş S'_n normal toplanan əmələ gəlir.

Küləyin təsir göstərdiyi ilk anlarda səviyyə meyli az olduğundan S_n -in qiyməti S_n -in qiymətindən böyük olacaq. Getdikcə səviyyənin meylinin artması qradient axınının sürətinin artmasına səbəb olur ki, bu da S'_n -in artmasına gətirir. Səviyyə meylinin müəyyən qiymətində tarazlıq yaranır, yəni

$$S_n = S_n' \quad (15.34)$$

olur.

$$S_n = \frac{U_0 d}{\pi \sqrt{2}} \cos \beta \quad (15.35)$$

$$S_n' = \frac{d' g \sin \gamma}{4\pi \omega \sin \varphi} \quad (15.36)$$

olduğunu nəzərə alsaq (15.36) bərabərliyindən

$$\frac{U_0 d}{\pi \sqrt{2}} \cos \beta = \frac{d' g \sin \gamma}{4\pi \omega \sin \varphi} \quad (15.37)$$

tənliyini alarıq.

$$v_T = \frac{g \sin \gamma}{2\omega \sin \varphi} \quad (15.38)$$

olduğunu nəzərə alıb, $d = d'$ qəbul etsək

$$\frac{U_0}{\pi \sqrt{2}} \cos \beta = \frac{g \sin \gamma}{4\pi \omega \sin \varphi} \quad (15.39)$$

alarıq. Buradan

$$U_0 \sqrt{2} \cos \beta = \frac{g \sin \gamma}{4\pi \omega \sin \varphi} = v_T \quad (15.40)$$

alınır.

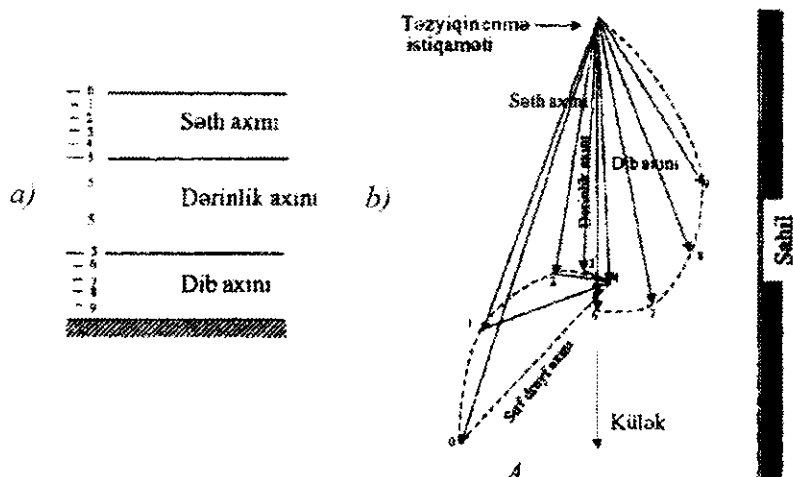
(15.39) tənliyindən β , φ və U_0 -ın məlum qiymətinə əsasən γ -ni tapmaq olar. Əksinə γ -ni ölçməklə (β -ni bilərək) U_0 -ı (15.39)-dən tapmaq olar. (15.40) tənliyindən isə səth axın sürətini bilməklə qradiyent axının sürətini tapmaq olar və ya əksinə. Deyilənlər əsasında düzxətli dərin sahil zolağında axın sürətinin şaquli paylanması təsvir etmək olar. Bu halda bütün su layı üç hissəyə bölünür:

1. Səviyyənin meyli hesabına yaranan qradiyent axınının

mövcud olduğu d' qalınlığında dib layı.

2. d və d' layları arasında olan dərinlik layında axın sürəti (v_T) sahələ paralel yönəlmişdir və dənizin səthinə kimi təsirini göstərir.

3. Sürtünmə dərinliyi (d) qalınlığında üst layda külək axını əmələ gəlir və bu axın dərinlik axını ilə dreyf axınının həndəsi cəminə bərabərdir. Aşağıdakı şəkillərdə sahil sirkulyasiyasının şaquli kəsikdə (şəkil 15.10a) və planda (şəkil 15.10b) $H > d + d'$ halı üçün sxemi verilmişdir.



Şəkil 15.10. Sahil sirkulyasiyası: a) su laylarının yerləşməsi, b) axın sürətinin qodoqrafı

Əgər $H = d + d'$ olarsa, onda dərinlik layı olmayacaq. Dənizin dərinliyi azaldıqca sahil sirkulyasiyasına dreyf və qradiyent axınlarının sürət vektorlarının superpozisiyası kimi baxmaq lazımdır. Dərinlik azaldıqca dreyf və qradiyent axınlarının istiqaməti küləyin istiqamətinə yaxınlaşır.

15.8. OKEANIN ÜST LAYININ SİRKULYASIYASI VƏ AXINLARI. (DÜNYA OKEANININ CƏRƏYANLARI)

Dünya okeanının axınları üzərində müşahidələr əsasən navigasiya üsulu ilə (yəni gəmilərin kursdan sapmasına əsasən) aparıldığından axın xəritələrində göstərilən axınlar yalnız okeanın navigasiya layında orta axının ümumiləşmiş sxemini verir. Ən əvvəl Atlantik okeanının axınlar sistemini nəzərdən keçirək. Bu axınlar ekvatora nəzərən simmetriya təşkil etdiyindən yalnız Şimali Atlantikanın axınlarına baxacağıq.

Bilirik ki, okeanın üst layını hərəkətə gətirən əsas səbəblərdən biri küləkdir, yəni küləyin toxunma gərginliyidir. Ona görə də, hakim küləklərlə axınlara birgə baxmaq lazımdır. Şimali Atlantika üzərində külək sahəsi üç daimi müşahidə olunan mərkəzə malik təzyiq sahəsi ilə müəyyən olunur: Azor maksimumu, İslandiya minimumu, Ekvatorial depressiyadır. Şimali Atlantika üzərində hava kütləsi saat əqrəbi istiqamətində Azor maksimumu ətrafında fırlanır. Bu sirkulyasiyanın cənub hissəsi passat küləkləri, şimali hissəsi isə qərb küləkləri adlanır.

Hakim küləklər sahəsi Atlantik okeanının şimal hissəsinin üst layını saat əqrəbi istiqamətində sirkulyasiya etdirir. Bu sirkulyasiyanın mərkəzi Azor antisiklonunun mərkəzinə nəzərən qərbə doğru sürüşmüşdür ki, bu da " β - effekt" təsiri ilə bağlıdır. Hər iki yarımkürədə əsas üfuqi qapalı sirkulyasiyaların mərkəzinin qərb sahillərinə tərəf sürüşməsi " β - effekt" adlanır.

β -effektin səbəbi Koriolis parametrinin coğrafi enlikdən asılı dəyişməsidir. Bunun nəticəsidir ki, okeanın qərb sahillərində axınlar daha da intensivləşir, məsələn, Qolfstrim və Kurosio kimi böyük axın sürətinə malik cərəyanlar yaranır. Bu hadisənin izahını Stommel vermişdir. β -effektin nəticəsində okeanın qərb sahillərində şimal istiqamətində su daşınması

dayanıqlı sel (şırnaq) şəklində, mərkəzi və şərq hissəsində isə suyun cənuba hərəkəti çox böyük sürəti olmayan daha böyük fəzaya səpələnmiş su seli şəklində olur.

Şimali Atlantikanın əsas üfüqi sirkulyasiyasından şimal hissədə su seli ayrılır və bu selin bir hissəsi İslandiya minimumu oblastında saat əqrəbinin əksi istiqamətində sirkulyasiya əmələ gətirir, digər hissəsi isə Şimal Buzlu okeanına istiqamətlənir. Qolfstrim və Kurosionu çox vaxt “okeanda axan çay” adlandırırırlar. İndi də ayrı-ayrı axınları (cərəyanları) nəzərdən keçirək.

Şimali passat cərəyanları. Əsas sirkulyasiyanın cənub hissəsi Şimali Passat cərəyanları adlanır. Bu cərəyanlar 8° - 23° şimal enliyində passat sahəsində şərqdən qərbə doğru yönəlmiş axınlardır. Axın sürəti 40 sm/san ətrafındadır. Okeanın qərb hissəsində Şimali Passat cərəyanına Cənubi Passat cərəyanının qolu birləşir. Bundan sonra Şimali Passat cərəyanının bir hissəsi Karib axını kimi Karib dənizinə daxil olur, bir hissəsi isə Böyük Antil adalarının şimalından keçir və Antil cərəyanı adlanır (sürəti 20-40sm/san). Bu iki axın sonradan Qolfstrim sisteminə qoşulur.

Qolfstrim sistemi Florida boğazından çıxıb şimal və şimal-şərq istiqamətində yönələn və Şimal Buzlu okeanının girişində budaqlanan bütün axınları birləşdirir. Sverdrup, Conson və Fleminqoya görə Qolfstrim sistemi üç xarakterik hissəyə bölünür: Florida, Qolfstrim, Şimali Atlantika cərəyanı.

Florida cərəyanı Florida boğazından Xatteras burnuna kimi uzanır. Florida boğazından çıxan suya Antil cərəyanı qoşulur. Florida boğazında axın sürəti 150 sm/san-ə qədər olur. Xatteras burnuna kimi sürət azalır və orta hesabla 100sm/san təşkil edir. Koriolis qüvvəsinin təsiri Florida boğazında eninə sirkulyasiya yaradır. Bunun da nəticəsində Kuba sahillərinə daha az sıxlığa malik olan səth suları gəlir ki, bu da öz növbəsində Kuba sahillərində suyun səviyyəsinin Florida sahillərinə nisbətən

45 sm yüksək olmasına səbəb olur. Boğaz boyu da suyun səthinin meyli yaranır. Suyun Şimali Passat axınları ilə Meksika körfəzinə qovulması hesabına yaranan bu meyl müəyyən mənada Florida axınına təsir edir. Montoqomerin hesablamasına görə səviyyənin uzununa meyli ilə əlaqədar olan üfüqi təzyiq qradiyenti boğazda sürəti təxminən 190 sm/san olan axın yarada bilər. Mayamida Florida boğazının eni 80 km, ən böyük dərinliyi 800 m-dir. Müşahidə məlumatlarına və hesablamalara görə bu kəsikdən saniyədə 20 mln.m³ su keçir. Müqayisə üçün deyək ki, Yer kürəsinin bütün çaylarının su sərfi 1,2 mln. m³/san-dir. Antil cərəyanının Florida cərəyanına qoşulması su sərfini 12mln. m³/san artırır. Xatteras burnuna qədər yol boyu daşınan su həcmi artır.

Qolfstrim Xatteras burnundan Böyük Nyufaundlend bankasına kimi Qolfstrim sisteminə daxil olan cərəyandır. Nyufaundlendə Qolfstrimin soyuq Labrador axını ilə sərhəddi bütün xarakteristikaların kəskin qradiyentinə malikdir. Qolfstrimin su sərfi 75-115 mln.m³/san olub təxminən 2000 m dərinlikdə su layını əhatə edir. Maraqlıdır ki, nivelirləmə Floridadan şimala doğru səviyyənin artdığını göstərir. Bu fakt bir daha onu göstərir ki, Florida cərəyanı və Qolfstrim boyunca su daşınmasının artması yerli amillərlə bağlı olmayıb qərb intensivləşməsi ilə əlaqədardır.

Qolfstrimin xarakterik xüsusiyyəti onun baş selinin kəsilməz dalğavari əyilməsi-meandr etməsidir. Meandr həm dibin relyefi, həm də axının hidrodinamiki dayanıqlığının rəqsi ilə bağlıdır. Hərdən meandrlardan bəziləri dayanıqlığını itirir, əsas axından ayrılır və bir neçə müddət (bəzən bir həftə) eni 300km-ə qədər olan sərbəst burulğan kimi hərəkətini davam etdirir.

Şimali Atlantika cərəyanı burulğan və əks axınlara bölünmüş budaqlar çoxluğudur. Budaqların bir hissəsi cənuba döndür və Şimali Atlantikanın əsas su dövrənini qapayır. Şimal sərhəddində Labrador cərəyanı ilə qarışma baş verir, İslandiya cənubda

şimal-qərbə doğru İrminqer cərəyanına budaqlanır. Şimali Atlantika cərəyanının bir hissəsi Norveç dənizinə daxil olur.

Qolfstrim sisteminin axırncı budaqları Norveç cərəyanı və onun budaqları olan Nordkap (Barens dənizində) və Şpitsberqen cərəyanıdır. Qrenlandiya və Norveç dənizlərində Qolfstrim sisteminin suları ilə Şərqi-Qrenlandiya axınlarının sularının qarışması baş verir. Əsas su dövrünün Afrika sahillərində olan şərq hissəsi Kanar cərəyanı adlanır. 5° - 10° şimal enliyində Şimali Passat cərəyanından cənubda Ekvatorial əks axınlar-Passatlar arası axınlar yerləşir. Əks axınlar Ştil sahəsində yerləşir və Ştokman nəzəri olaraq göstərmişdir ki, bu axınlar hər iki yarımkürənin Passat zonaları arasında külək sahəsinin qeyri-bərabər paylanması hesabına yaranır. Atlantik okeanının üst layının sirkulyasiyasında əlamətdar hadisə 1959-cu ildə kəşf edilmiş Lomonosov ekvatorial əks axınının mövcudluğudur. Bu axın ekvator boyunca cənubi Passat cərəyanının altında yerləşib şərqə doğru yönəlmiş və 2500-2600 mil uzunluğunda məsafəni, 50m-dən 200-300m-ə qədər dərinliyi əhatə edir. Maksimal axın sürəti 80-100 m dərinlikdə 120sm/san-ə çatır. Axın ilin bütün fəsillərində mövcud olub dayanaqlı istiqamətə malikdir. Cənubi Atlantikanın əsas axınları Şimali Atlantikanın axınlarının müəyyən dərəcədə analoqudur. Ekvator ilə 20° cənub enliyi arasında yerləşən cənubi Passat cərəyanı cənubi Amerikada iki qola (budağa) ayrılır. Bunlardan biri böyük su kütləsi daşıyaraq Şimal yarımkürəsinə keçən Qviana cərəyanıdır. Ona görə də ikinci Braziliya cərəyanı öz analoqu olan Qolfstrimə nisbətən çox zəif axındır. Soyuq Folklend cərəyanını yaqın ki, Labrador cərəyanına oxşatmaq olar. Su dövrünün cənub hissəsini dairəvi sirkumpolyar cərəyan təşkil edir. Cənubi Atlantikanın şərq hissəsində su dövrünü onun kifayət qədər güclü hissəsini təşkil edən Benqal cərəyanı qapayır.

Sakit və Hind okeanlarının üst layının axınlar sistemi (cərəyanları) ümumi cəhətdən Atlantik okeanının cərəyanlarına oxşayır və bu da təbiidir, çünki, atmosfer təzyiq sahəsini və hakim küləklər sistemini formalaşdıran fiziki şərtlər eynidir. Sakit okeanın şimal hissəsində əsas cərəyanlar Şimali Passat (Ekvatorial), Kurosio (Qolfstrimin analoqu), Şimal-Sakit okean cərəyanları, cənub hissəsində isə cənubi Passat (Ekvatorial), Peru və Antarktik dairəvi cərəyanlarıdır. Atlantik okeanının ekvator hissəsində olduğu kimi Sakit okeanın da Ekvator hissəsində 1951-ci ildə Amerika alimləri tərəfindən kəşf edilən səth əks axınları-Kromvell cərəyanı mövcuddur. Bu cərəyan ekvator boyunca yönəlib 2° şimal enliyi ilə 2° cənub enliyi arasında zolağı əhatə edir. Cərəyanın qalınlığı 200-250m, maksimal axın sürəti 150sm/san-dir.

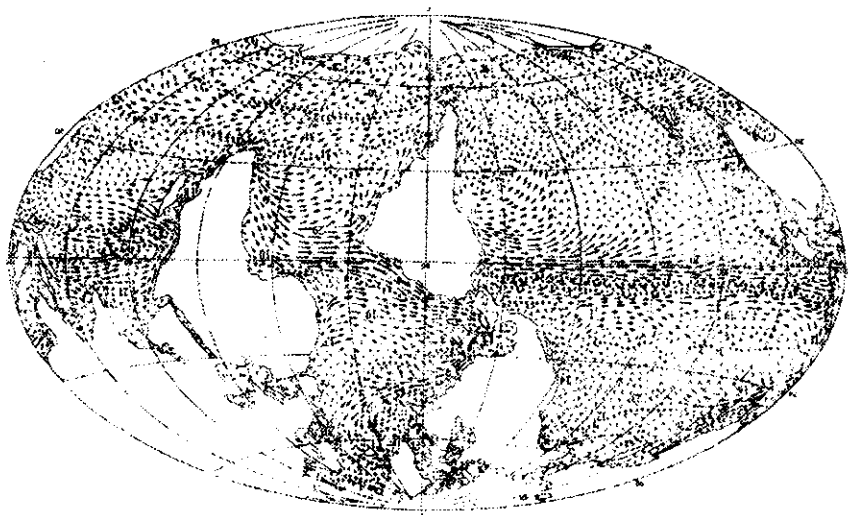
Hind okeanının cənub hissəsində digər okeanların cənub hissəsindəki axınlar sisteminə analoji olan cərəyanlar müşahidə olunur. Okeanın şimal hissəsində mussonların növbələşməsilə əlaqədar olaraq dairəvi cərəyanlar öz istiqamətini dəyişir. Yayda axın saat əqrəbi istiqamətində, qışda isə saat əqrəbinin əksi istiqamətində olur.

Antarktida üzərində mövcud olan daimi yüksək təzyiq sahəsinin yaratdığı küləklər qitənin ətrafında antarktik Sahil cərəyanını əmələ gətirir.

Ayrı-ayrı cərəyanlar arasında axın şırnaqlarının görüşdüyü və ya ayrıldığı hissələrdə uyğun olaraq konvergensiya və ya divergensiya xətləri və ya zonaları meydana gəlir. Bunlardan ən çox nəzərə çarpan Antarktidanı dövrəyə alan və 50° - 60° cənub enliyi zolağında yerləşən antarktik konvergensiya axınlar zonasıdır. Baxılan axınlar sistemi-cərəyanlar okeanın 200-300m qalınlığında olan üst layını əhatə edir.

Dünya okeanının üst layında əsas cərəyanlar bunlardır (şəkil 15.11):

15.8. Okeanın üst layının sirkulyasiyası və axınları (dünya okeanının cərəyanları)



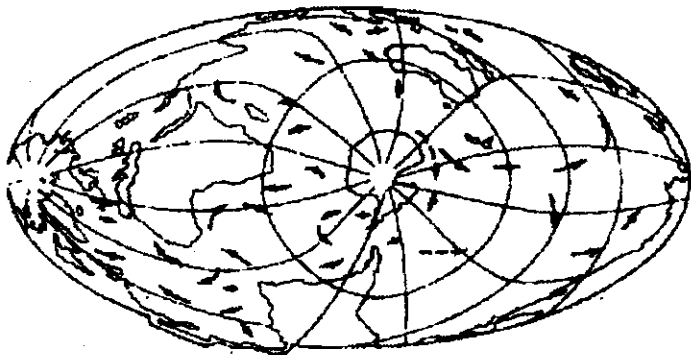
Şəkil 15.11. Dünya okeanının səth axınları

1.Ekvatorial əks axını, 2.İynəburnu cərəyanı, 3.Antil cərəyanı, 4.Alyaska cərəyanı, 5.Bengel cərəyanı, 6.Braziliya cərəyanı, 7.Folklend cərəyanı, 8.Florida cərəyanı, 9.Qolfstrim cərəyanı, 10.Qvineya cərəyanı, 11.Peru cərəyanı, 12.İrminqer cərəyanı, 13.Kanar cərəyanı, 14.Kaliforniya cərəyanı, 15.Qorn burnu cərəyanı, 16. *Kurosio cərəyanı*, 17.Labrador cərəyanı, 18.Mozambik cərəyanı, 19.Şimali ekvatorial (şimali passat) cərəyanı, 20.Norveç cərəyanı, 21.Şimal Şərqi musson cərəyanı, 22.Şimali Atlantika cərəyanı, 23.Şimali Sakit okean cərəyanı, 24.Şərqi Avstraliya cərəyanı, 25. Şərqi Qrenlandiya cərəyanı, 26.Oyasio cərəyanı, 27.Portuqaliya cərəyanı, 28.Qütb cərəyanı, 29.Cənubi ekvatorial (cənubi passat) cərəyanı, 30.Uedell cərəyanı, 31.Qərb küləkləri cərəyanı, 32.Arktik konvergensiya cərəyanı, 33.Antarktik cərəyanı, 34.Subtropik konvergensiya cərəyanı, 35.Antarktik divergensiya cərəyanı.

15.9. DƏRİNLİK SİRKULYASIYASI

Okean dərinliklərində suyun hərəkətinin cihazlarla ölçülməsinə başlanana qədər dərinlik sirkulyasiyası haqqında təsəvvürlər, əsasən sıxlıq sahəsinin paylanmasına dinamik üsulun tətbiqi ilə alınan hesablamalar nəticəsində əldə edilirdi.

Okeanın dərin qatlarında axınlar, əsasən sıxlıq sahəsinin qeyri-bircinsliyi hesabına yaranan təzyiq qradienti nəticəsində yaranır. Böyük miqyaslı dərinlik axınlarında əsas rolu qütb rayonları ilə ekvator ərazilərindəki suların sıxlıqları fərqi oynayır.



Şəkil 15.12. Antarktik dib sularının yayılması

Atlantik, Hind və Sakit okeanların dərinlik sirkulyasiyası Antarktida sahillərində daha böyük sıxlığa malik suların batması nəticəsində yaranır (şəkil 15.12).

Bu sular Uedell dənizi rayonunda üst layın sularının düzluluğu çox olan dərinlik suları ilə konvektiv qarışması nəticəsində yaranır və materik yamacı ilə dərinliyə enərək Antarktida ətrafında olan zonal sirkulyasiyaya qoşulur. Bu dərinlik axınının sürəti təxminən 40-50 sm/san olur. Dib sularının yayılması okean dibinin relyefindən çox asılıdır. Atlantik okeanında Balina dağ silsiləsi şimala yönələn dərinlik axınlarına mane

Atlantik okeanında dərinlik sirkulyasiyası daha çox nəzərə çarpandır. Qrenlandiya və İslandiya arasındakı ərazidə və Labrador dənizində sıxlığı Antarktik dib sularının sıxlığından az olan sular formalaşır. Yuxarı layların altına keçən bu Şimali Atlantika suları cənuba hərəkət edərək 1000-4000 m qalınlıqda su layını əhatə edir. Dərinlik sularının üst qatına Cəbəlütarıq boğazından çıxan və yüksək duzluluğa malik olan Aralıq dənizi suları qoşulur. Sakit okeanın şimal hissəsində böyük miqdarda dərinlik sularının əmələ gəlməsi üçün şərait olmadığından okeanın şimal hissəsinin dərin qatları Antarktik dib suları ilə dolmuş oksigen ilə isə çox kasıbdır (təxminən $0,5\text{ml/l}$).

Hind okeanının şimal hissəsində cənuba yönələn dərinlik sularının formalaşması daha nəzərə çarpandır. Bu sulara yüksək duzluluğa malik olan Qırmızı dənizin və İran körfəzinin suları qoşulur.

Fəsil 16

XƏZƏR DƏNİZİ

16.1. XƏZƏR DƏNİZİNİN FİZİKİ-COĞRAFI ŞƏRAİTİ

Xəzər dənizi dünyanın ən böyük qapalı su hövzəsidir. Okean və dənizlərlə heç bir əlaqəsi olmadığından dəniz adlanması tam şərtdir. Lakin yaxın geoloji keçmişdə Xəzər dənizi Ön Qafqazdakı Kuma Manıç çökəkliyi vasitəsilə Azov, Qara dəniz ilə əlaqədar olmaqla, Atlantik okeanı hövzəsinə aid olmuşdur.

Xəzər dənizi $36^{\circ}33'$ ilə $47^{\circ}07'$ şimal enlikləri və $46^{\circ}43'$ ilə $54^{\circ}50'$ şərq uzunluqları arasında yerləşir. Meridian istiqamətində Xəzərin şimaldan cənuba uzunluğu 1205 km, sahil xəttinin ümumi uzunluğu isə 6500 km təşkil edir. Orta eni 310 km, orta dərinliyi 190 m-dir. Maksimal dərinliyi isə Cənubi Xəzərdə (Lənkəran çökəkliyində 1025 m) yerləşir.

Geomorfoloji xüsusiyyətlərinə görə Xəzər dənizi şərti olaraq 3 hissəyə ayrılır: Şimali Xəzər, Cənubi Xəzər, Orta Xəzər.

Bu bölünmüş sahələr bir-birindən mülayyən şərti xətlə ayrılırlar. Şimali Xəzərlə Orta Xəzər arasında sərhəd kəsimi Çeçen adası -Tyub Karaqan burnu ilə, Cənubi Xəzərlə Orta Xəzər arasında sərhəd xətti isə Çilov adası -Kuli burnu boyunca uzanır. Xəzərin dib relyefində əsas 3 böyük sahə ayrılır: şelf düzənlikləri, materik yamacı, dərin çökəklər yaxud Orta və Cənubi Xəzərin yatağı.

Dünya okeanından fərqli olaraq, Xəzərdə şelfin dərinliyi 100 m-ə qədər, materik yamacının dərinliyi 600-700 m-ə qədər, dəniz yatağı düzənlikləri isə Orta Xəzər çökəkliyində 600-800 m, Cənubi Xəzər çökəkliyində isə 700-1000 m dərinlikləri əhatə edir.



Şelf düzənlikləri tamamilə Şimali Xəzəri əhatə edir. Burada 100 m-lik izobat Volqa çayı deltasının kənarından 350 km cənubda yerləşir. Başqa sözlə burada hətta dərinliyi 50 m-dən az olan dayazlığın eni 300 km-ə çatır. Dərbəndlə Xaçmaz şəhərləri arasında şelf ensizləşib 15-20 km-ə qədər daralır, Abşeron astanası boyu isə genişlənir. Cənuba doğru İran sahilləri boyu şelf zonası yenidən ensizləşir və ən ensiz yeri Pəhləvi-Bobol akvatoriyasında yerləşir (15-10 m-ə qədər). Şərq sahilində, xüsusilə Türkmənistan akvatoriyasında, şelf düzənliyi 200 km-ə qədər genişlənir və buradan Manqıstau istiqamətində onun yenidən daralması baş verir (50-100 km-ə qədər).

Şelf düzənliklərinin meyilliyi azdır. Şimali Xəzərdə və Türkmənistan akvatoriyasında isə bu göstərici daha azdır (10-30 sm/km). Bununla bərabər şelf düzənliyində, xüsusilə Şimali Xəzərdə, dib axınları və dalğalanma fəaliyyəti ilə yaranan səthi xırda kələ-kötürlü çalalar, çökəkliklər, tirələr, qrup halında və ya tək-tək adalar var. Rayonun şimal-qərb hissəsində Volqa çayının deltası, şimal-şərq hissəsində isə akumulativ mənşəli Çanbay, Qalkin, Konev, cənubda isə Çistaya və Balıqqulağı bankası yerləşir. Şimal Xəzərin şərq sahilində yerləşən Buzaçı yarımadasının yaxınlığındakı geniş dayazlıqda isə Tülen adaları qrupu (Kulalı, Noviy, Balıqçı və s) yerləşir. Şimali Xəzərdə çoxlu sayda adalar və bankalar yerləşmişdir.

Xəzərin səviyyəsi aşağı olduqda Volqa, Ural, Emba şelf düzənliyindən cənubda dənizə tökülür. Materik yamacının morfolojiyası hər yerdə eyni deyil.

Dərbənd çökəkliyinin səthi, onu şimal və şərqdən əhatə edən materik yamacının daha geniş olmasına baxmayaraq nisbətən zəif parçalanıb.

Orta Xəzərin sahil xətti nisbətən az parçalanıb. Orta Xəzərin şərq hissəsi mürəkkəbdir, girintili-çıxıntılıdır. Burada Qarabogazqol, Qazax kimi körfəzlər, Kuli Mayak kimi burunlar var.

Cənubi Xəzərdə materik yamacı relyefin xeyli mürəkkəbliyi ilə seçilir. Burada materik yamacının şimal-qərb və qərb hissəsi arasında ciddi fərq var. Cənubi Xəzərdə dənizin ən dərin hissəsi yerləşir ki, bu çökəkliyin 800-900 m arasında 200-250 m hündürlüyə malik olan dağ sırası yerləşir.

Sahil xətti, xüsusilə qərb hissədə, xeyli mürəkkəbdir. Burada Bakı Buxtası, Qızılağac körfəzi, Sənqaçal, Ələt və s. burunları var. İran sahilləri hamardır. Şərq sahillərdə (İran sahillərindən Türkmənistan körfəzinə qədər olan hissədə) sahil xətti düz xətlə yastı qumluqlardan ibarətdir. Burada ən böyük ada Oqurçinski adasıdır.

Cənubi Xəzərdə materik yamacının cənub-şərq hissəsi ilə qərb, şimal-qərb hissəsi arasında ciddi fərq var. Cənub və şərq materik yamacı çox ensiz (8-15 km, az hallarda 10-25 km) və dik olmaqla əsasən düz xətt boyunca uzanır.

Cənubi Xəzər çökəkliyinin şimal-qərb yamacında onun uzanma istiqamətinə perpendikulyar, yaxud diaqonal uzanan və dəniz dibi yatağına tərəf çevrilən antiklinal tirələr və sinklinal çökəklər relyefin əsas formasıdır.

Dərbənd çökəkliyi yatağı relyefin sadəliyi ilə, Cənubi Xəzər çökəkliyi isə daha çox kəlkətliliyi ilə seçilir.

Ada və yarımadaıarı. Xəzər dənizində irili-xırdalı ümumi sahəsi 2049 km² olan 50-yə qədər ada var. Şimali Xəzərdə adaların sahəsi 1813 km², Orta Xəzərdə 71 km², Cənubi Xəzərdə 165 km²-dir. Adalar adətən böyük olmayıb sahilə yaxın yerləşirlər. Şimali Xəzərin qərb sahilində dənizin ən böyük adaları -Çeçen (122 km²) və Tülen (68 km²) və çoxlu sayda kiçik adalar, Volqanın dənizsahili mənşəbində isə kiçik adalar mövcuddur. Dənizin şimal hissəsində Tülen arxipelaqı yerləşmişdir ki, bunlardan da ən böyükləri Kulalı (73 km²) və Marskoy (65 km²)-dur. Orta Xəzərdə Abşeron yarımadasından şərqdə Abşeron arxipelaqı adaları zəncirvari formada uzanıb.

Bunların içərisində ən böyükləri Pirallahı (4.4 km^2) və Çilov (11.5 km^2) adalarıdır. Bakı buxtasından cənubda, qərb sahilə Bakı arxipelaqı adaları yerləşib (Böyük Zirə (Nargin), Kiçik Zirə (Vulf), Qum, Xanlar, Xərə-Zirə (Bulla), Səngi-Muğan (Svinoy), Zənbil (Duvannı), Gilgil (Oblivnoy), Gil, Daş-Zirə, Çinqıl, Qarasu, Kürdaşı adaları). Qeyd etmək lazımdır ki, adalar səviyyənin tərəddüdü ilə əlaqədar öz sahə və görünüşünü dəyişir. Cənubi Xəzərin şərq sahilində dar, meridional istiqamətdə uzanan Oqurçinski adası yerləşir. Dənizin cənubunda adalar azdır. Hirkan körfəzinin girişində Aşur-ada və bir sıra xırda adalar vardır. Səviyyənin dəyişməsindən asılı olaraq Aşur-adası dövrü olaraq nazik dillə materiklə gah birləşir, gah da aralanır. Ən böyük yarımada Aqraxan, Buzaçı (Tyub-Karaqan), Manqıştau, Abşeron, Çələkən, Sarı (Miyan qala), Türkmənbaşı və s.

Körfəzlər. Xəzərdə 20-yə qədər körfəz vardır. Ümumiyyətlə götürdükdə, dəniz on iri körfəzə malikdir: Komsomolets, Manqıştau, Qazax, Qaraboğazqol, Türkmənbaşı, Türkmən, Qızılağac, Həştərxan və Qızlar. Xəzərin İran sahilində iki iri körfəz vardır: Hirkan (keçmiş Astrabad) və Ənzəli (keçmiş Pəhləvi). Xəzər dənizinin nəhəng körfəzi Qaraboğazqol xüsusi maraq kəsb edir. Dənizin səviyyəsindən asılı olaraq körfəzin sahəsi dövrü dəyişir. Onun sahəsi 25000 km^2 -ə yaxındır. Körfəz dənizlə eni 110-300 m arasında dəyişən və uzunluğu 8-10.5 km olan dar boğaz vasitəsilə birləşir. Qaraboğazqol körfəzinin səviyyəsi Xəzər dənizinin səviyyəsindən daima aşağıdır. Səviyyələr arasındakı fərq dəyişkəndir, dənizin səviyyəsindən asılıdır və 2-6 m intervalındadır. Boğaz vasitəsilə körfəzə daimi su axını vardır və bu suyun hamısı körfəz səthindən buxarlanır. Hər il Xəzərdən körfəzə təqribən $8-10 \text{ km}^3$, yəni $20-300 \text{ m}^3/\text{san su axır}$. Bu su vasitəsilə dənizdən körfəzə 150 mln ton duz daşınır. 1980-1984-cü illərdə körfəz süni

damba vasitəsilə dənizdən ayrılmış, nəticədə Qaraboğazqol qurumuş və 18 min km² ərazidə nəhəng duz vadisi yaranmışdır. İldə Qaraboğazqol körfəzinin səthindən 1500 mm su buxarlanır, yağıntının miqdarı isə 70 mm/il -i keçmir. Ona görə də körfəzin suları əslində duzlardan doymuş məhlula bənzəyir. Onun duzluluğu 300‰ -dir və dəniz tipli duzların çöküntüsünü verən yeganə hövzədir. Qızılağac körfəzi dənizin cənub-qərb hissəsi-Salyan rayonunun cənubunda yerləşir. O, dənizdən Kürdili vasitəsilə ayrılır. Səviyyənin tərəddüdü ilə əlaqədar sahəsi daim dəyişir (710 km²). Vaxtı ilə körfəzə Kürün qolları və s. çaylar tökülürdü. Körfəzin sahil xətti çox girintili-çıxıntılıdır. Onun sahili alçaq bataqlıqlardan və dillərdən ibarətdir. Körfəzin şimalı dayaz olub, cənuba getdikcə dərinləşir. Keçmişdə körfəzdə Sara, Qarabatdağ, Yovşan, Kulakin İtdişi və s. adalar mövcud idi. Dənizin səviyyəsinin dəyişməsilə əlaqədar adalar sahillə birləşmiş, körfəz öz formasını dəyişmişdir. Bunun nəticəsində Sara adası yarımadağa çevrilmişdi. Səviyyənin dəyişməsi nəticəsində dənizin bəzi körfəzləri tamamilə qurumuşdu.

Suyunun temperaturu. Xəzər dənizi suyunun temperatur rejimi olduqca mürəkkəbdir. Şimali Xəzərin suyunun orta illik temperaturu 11-13 °C təşkil edir. Qış fəslində suyun səthini buz örtür. Bu zaman buzun altında suyun temperaturu 0-0.6°C, buz olmayan sahələrdə isə 3-4°C olur. Yazda sahilə doğru suyun temperaturu azalır, buz intensiv olaraq əriyir və dağılır. Yayda suyun temperaturu 30-34 °C-ə qədər artır. Volqa çayının dənizə tökülən hissəsində suyun temperaturu 35-37 °C-ə çatır. Payızda suyun temperaturu 10-16 °C-ə qədər aşağı enir.

Buz rejimi. Yuxarıda deyildiyi kimi, Şimali Xəzər qışda buzla örtülür. Orta və Cənubi Xəzərin sahil zonasını buz nadir halda örtmüş olur. Şimali Xəzərin dayaz sahələrinin buzla örtülməsi noyabr ayının axırlarında başlanır və dekabrın so-

nunda Şimali Xəzəri tamamilə buz örtür. Qışın şiddətli keçdiyi illərdə Quryev yaxınlığında buz örtüyü 5-7 ay qala bilər. Buz təbəqəsinin qalınlığı 40-70 sm-ə çatır. Fırtınalı küləklərin təsiri altında buzlar sınır və bir-birinin üstünə yığılaraq bəzən 12 m hündürlüyündə buz təbəqəsi əmələ gətirir və onlar küləyin əsdiyi istiqamətdə hərəkət edirlər. Bu cür buzlar Mahaçqalaya və hətta Abşeron qədər gələ bilirlər.

İsti qış aylarında buzun əmələ gəlməsi 1-2 ay çəkir və əsasən Şimali Xəzərin sahil hissəsini buz örtür. Şimali Xəzərin səthi aprel ayının ortalarında tamamilə buzdan təmizlənir.

Suyun duzluluğu. Xəzər dənizi suyunun duz tərkibi əsasən buraya tökülən çayların duz tərkibindən asılıdır. Xəzərə çoxlu miqdarda duzlar külək vasitəsilə də gəlir. Külək duzu əsasən şoran torpaqlardan gətirir.

Xəzər dənizi suyunun duz tərkibi Okeanın və Qara dənizin duz tərkibindən çox fərqlidir. Xəzərdə okeana nisbətən natrium və xlor duzları az, kalsium və sulfat duzları isə çox olur. Xəzərin orta duzluluğu 12.8-12.85 ‰-dir. Volqa çayının dənizə tökülən hissəsində suyun duzluluğu 3‰, Balxan körfəzində 20.3‰, Qaraböğazqolda isə 350 ‰-dir. Şimali Xəzərin duzluluğu 6.4-11.7 ‰-ə çatır. Onun qərb hissəsinin duzluluğu yazda 9.28 ‰, yayda 8.58-9.21 ‰ və payızda 9.86 ‰ olur. Dənizdə suyun duzluluğu qışda çox olur ki, bu da onun səthinin buzla örtülməsi və Volqa çayının suyunun az gəlməsi ilə əlaqədardır.

Orta Xəzərin Dəvəçi- Kenderli kəsiyində suyun duzluluğu qışda 13 ‰, onun şərq hissəsində 400 m dərinlikdə suyun duzluluğu 13,2 ‰ olur. Abşeron yarımadası yaxınlığında isə suyun duzluluğu 12,9 ‰ -ə çatır.

Cənubi Xəzərdə suyun duzluluğu qışda 13,1 ‰, yazda 12,9 ‰, yayda 12,9- 13,1 ‰, payızda isə 12,9-13,2 ‰ -ə çatır. Son illər Volqa çayı ilə dənizə çoxlu miqdarda duz gəldiyi üçün

dənizin duzluluğu xeyli artmışdır.

Havanın temperaturu. Xəzər dənizi rayonunda havanın temperaturu böyük hədlərdə dəyişilir. Qışda şimalda və cənubda temperatur fərqi $15-17^{\circ}\text{C}$ -yə çatır. İlin bu fəslində Orta Xəzərin şərq sahili qərb sahilə nisbətən soyuq keçir. Payız bütün dəniz üçün yazı nisbətən isti olur. Şaxtalar oktyabrda aprelin əvvəllərinə qədər əsasən Şimali Xəzərdə müşahidə edilir.

Şimali Xəzərdə qışda havanın temperaturu hər yerdə mənfidir. Ən soyuq aylarda (yanvar-fevral) isə havanın orta aylıq temperaturu -1°C (Çeçen adasının yaxınlığında) $-8-10^{\circ}\text{C}$ -yə (dənizin şimal-şərq hissəsi) qədər dəyişilir. Daha sərt qış fəsillərində şaxtalar dənizin şimal-şərqində -38°C -yə çatır. Yazda temperatur sürətlə yüksəlir və fəslin sonunda orta aylıq temperatur $16-18^{\circ}\text{C}$ olur. Yayda havanın orta aylıq temperaturu $35-40^{\circ}\text{C}$ olur. Payızda havanın temperaturu aydan-aya kəskin aşağı düşür və fəslin axırında 7°C ilə (Çeçen adasının yaxınlığı) 0°C (şimal-şərq hissəsi) arasında dəyişilir.

Şimali Xəzərə nisbətən Orta Xəzərdə qış yumşaq keçir. Havanın orta temperaturu qışın ən soyuq aylarında şimal-şərqdə 3°C -dən cənub-qərbdə $3-4^{\circ}\text{C}$ -yə qədər dəyişilir. Möhkəm şaxtalar adətən dekabrın axırı, yanvarın əvvəllərindən başlayır və fevralın ortalarına qədər, şərq sahildə isə martın ilk günlərinə qədər davam edir. Ayrı-ayrı yerlərdə şaxtalar $25-27^{\circ}\text{C}$ -yə çatır. Yazda havanın temperaturu hər yerdə müsbət olub, martda $2-6^{\circ}\text{C}$ -dən mayda $16-18^{\circ}\text{C}$ -yə qədər dəyişilir. Yayda havanın orta aylıq temperaturu ən isti aylarda (iyul-avqust) $24-28^{\circ}\text{C}$ olur.

Temperaturun maksimal göstəriciləri rayonun cənub-qərb hissəsi üçün 40°C , şimal-şərq hissəsi üçün isə 45°C -dir.

Cənubi Xəzərdə qışda havanın orta temperaturu rayonun şimal-şərq hissəsində 3°C -dən cənub hissəsində $8-12^{\circ}\text{C}$ -yə

qədər dəyişilir.

Külək. Xəzər dənizinin ayrı-ayrı hissələrində küləyin sürəti müxtəlifdir. Yay fəslində Şimali Xəzərdə əsasən şimal, şimal-şərq və şərq küləkləri üstünlük təşkil edir. Qış fəslində şimal, şimal-qərb və qərb küləkləri əsir. Küləyin orta illik sürəti 3-7 m/san-dir. Güclü küləklərə əsasən oktyabrdan aprel ayına qədər olan müddətdə rast gəlinir. Dənizə fırtınalı küləklər çox zaman şərq və şimal-şərqdən gəlir. Orta illik fırtınanın müddəti 24-32 gündür. Orta Xəzərin şərq sahillərində sentyabr-aprel aylarında əsasən şərq küləkləri, may-avqust aylarında isə şimal-qərb və qərb küləkləri müşahidə olunur. Küləyin orta illik sürəti 5-8 m/san-dir. Xəzərin qərb hissəsində orta illik fırtınanın müddəti 67-70 günə çatır. Bakı şəhəri yaxınlığında fırtınalı küləklərə əsasən iyun-iyul aylarında rast gəlinir.

Cənubi Xəzərin orta hissəsində il boyu şimal küləyi üstünlük təşkil edir. Cənubi Xəzərin qərb sahilində bütün il boyu şimal küləkləri əsir.

Ümumiyyətlə, Xəzər dənizində küləyin sürəti qışda qüvvətli, yayda isə zəif olur. Lakin Abşeron yaxınlığında və Krasnovodsk şəhərinin cənubunda küləyin sürəti iyul-avqust aylarında 40m/san-yə çatır. Xəzərin ən az külək olan yeri İran və Dağıstan sahilləridir ki, bu da orada hündür dağların olması ilə əlaqədardır.

Buludluluq və yağıntı. Xəzər dənizi sahillərində buludluluq 2-8 bal arasında dəyişir. Orta illik buludluq 6-7 bal olur. Sutka ərzində maksimum buludluğa səhər, minimum buludluğa isə gündüz və gecələr rast gəlinir. Bəzən orta illik yağıntı 200 mm-dən çox olur, lakin dənizin cənub-qərb sahilində 1700 mm-ə çatır. Şimali Xəzərin sahillərində açıq günlərin illik orta sayı 63-94 gün, buludlu günlərin sayı isə 94-121 gün təşkil edir. Açıq günlərə əsasən iyun ilə sentyabr, buludlu günlərə isə noyabr ilə mart ayları arasında rast gəlinir. Yağıntının miqdarı ildə 160-

200 mm-ə çatır, yağışlı illərdə isə 365 mm olur. Yağıntı əsasən yağışdan ibarətdir. Noyabr - mart ayları arasında qar yağır.

Xəzər dənizinin cənub və cənub-qərb hissələrində yağıntı çox, Şimal və Orta Xəzərdə isə az olur.

Xəzər dənizinin su balansını çayların gətirdiyi su, yağıntı və dəniz səthindən suyun buxarlanması təşkil edir. Suyun 80%-ni dənizə çaylar gətirir.

16.2. XƏZƏR DƏNİZİNİN SƏVİYYƏ TƏRƏDDÜDLƏRİ

Xəzər dənizinin ən mühüm xüsusiyyəti səviyyəsinin müəmmadi olaraq qalxıb-enməsidir.

Dənizin səviyyəsinin dəyişməsinə əsas səbəb onun su balans elementlərinin dəyişməsidir. Su balansının mədaxilini (80%) çay axınları təşkil edir ki, onun da 85% -ə qədəri Volqa çayının gətirdikləri suların hesabınadır. Müşahidələr göstərir ki, çay axınları orta qiymətə nisbətən böyük intervalda dəyişikliklərə uğrayırlar. Buna səbəb isə dənizin çox geniş su-toplama hövzəsində (şimal yarım kürəsinin təxminən 20% ərazisi) baş verən hidrometeoroloji proseslərdir.

Tarixi dövr ərzində (son 3,5 min il) dənizin səviyyəsinin dəyişməsi 15m, son 200 ildə 3.5 m təşkil etmişdir. Dənizin səviyyəsi həm də aylar üzrə dəyişmələrə məruz qalır, onun qiyməti 30-40 sm intervalında dəyişir. Səviyyə özünün ən yüksək qiymətini iyun -avqust aylarında, ən aşağı qiymətini isə dekabr-fevral aylarında alır. Həmçinin uzunmüddətli əsən küləklərin təsiri nəticəsində səviyyənin qovulma və çəkilmə dəyişmələri də baş verir. Bu proses xüsusilə, Şimali Xəzərdə özünü göstərir. Burada güclü cənub-şərq küləklərində suqovma 4,5 m, çəkilmə isə 2,5 m-ə çata bilər.

Səviyyə üzərində instrumental müşahidələrə 1837-ci ildən Bakı məntəqəsində (Bayıl sahəsi) başlanmış və bu günə qədər

bütün Xəzər dənizi üzrə 15 məntəqədə və dənizin Azərbaycan sektorunda isə 7 məntəqədə davam etdirilir.

Müşahidə məlumatları göstərir ki, Xəzər dənizinin səviyyəsi 1830 - 1929-cu illərdə (100 il müddətində) okean səviyyəsinin -26,00 m BS mütləq yüksəkliyində (Baltik Sistemi) yerləşmiş və səviyyə dəyişmələrinin amplitudu 0,5 m olmuşdu. 1930 - cu ildən başlayaraq səviyyə enməyə başlamış və 1977-ci ilə qədər 3 m aşağı düşmüşdür.

Xəzər dənizinin səviyyəsi 1977-ci ildə -29,00 mBS mütləq yüksəklikdə olmuşdur ki, bu da son 500 ildə onun ən aşağı səviyyəsidir.

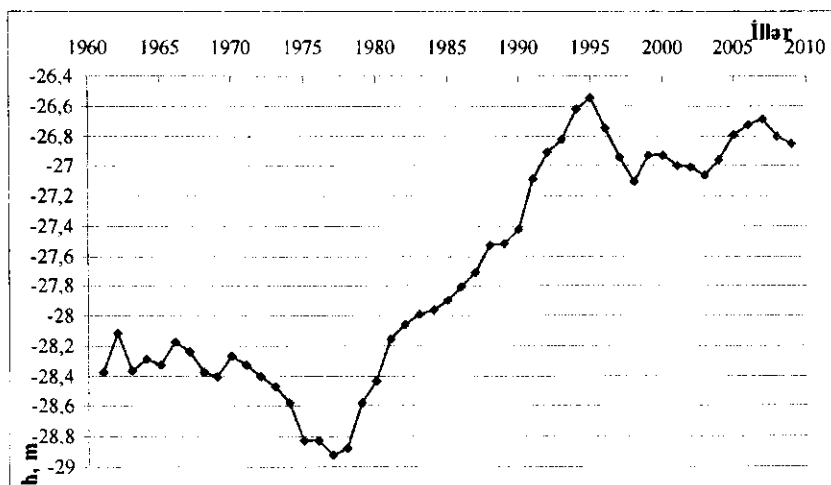
Xəzərin səviyyəsi 1978-ci ildən başlayaraq ildə orta hesabla 15 sm sürətlə artmış və 1995-ci ildə ən yüksək səviyyəyə (-26,50 m BS) çatmışdır. Bu zaman səviyyənin artımı 1977-ci ilə müqayisədə 2,50 m olmuşdur.

Xəzər dənizinin səviyyəsi 1996-2000-ci illərdə 35sm enmiş və 2001-ci ildən yenidən qalxmağa başlamışdır. Belə ki, dənizin səviyyəsinin 2001-2005-ci illərdə 30sm-ə qədər yüksəlməsi, 2006-cı ildə isə səviyyənin əvvəlki illə müqayisədə 3-5 sm enməsi müşahidə edilmişdir. Hazırda Xəzərin səviyyəsi - 27 m-dir. (şəkil 16.3)

Xəzər dənizi səviyyəsinin bir illik proqnozu metodikası onun su balans elementlərinin hesablanmasına əsaslanıb və hazırda onun özünü doğrultması 90-95% təşkil edir.

Xəzər dənizi səviyyəsinin uzun müddətli proqnozu (5-10 il) çox mürəkkəb məsələdir, çünki dəniz səviyyəsinin tərəddüdü iqlim elementləri ilə əlaqədardır və elmin müasir inkişaf mərhələsində bu elementlərin etibarlı proqnozlarının ömrü isə 6 aydan artıq deyildir.

Regional iqlimin dəyişməsinə əsaslanan proqnozlara görə 2020-ci ildə Xəzər dənizi səviyyəsinin 70 - 80 sm - ə qədər artması ehtimal edilir.



Şəkil 16.2. Xəzər dənizinin səviyyəsinin dəyişmə qrafiki
(1961-2010-cu illər)

16.3. XƏZƏR DƏNİZİNİN EKOLOJİ PROBLEMLƏRİ

Xəzər dənizinin ekoloji problemləri aşağıdakılardır:

1. Səviyyə tərəddüdü. Dənizin dibində baş verən tektonik proseslər, son illərdə iqlimin dəyişməsi və insanların təsərrüfat fəaliyyəti - Xəzərin səviyyəsinin qalxmasına təsir edən əsas amillərdir. Səviyyəsinin qalxması - sahilə yaxın ərazilərin su altında qalmasına, istehsal və sosial obyektlərin dağılmasına, qum sularının səviyyəsinin qalxmasına səbəb olmuşdur;

2. Bioloji. Bu problemi yaradan amillərdən biri Xəzərə tökülən çaylar üzərində su anbarlarının tikilməsidir ki, nəsil artırmaq üçün çayların yuxarı axınına üzən balıqlara bu bəndlər mane olur.

3. Ekoloji. Neftin çıxarılması və müxtəlif tullantıların tökülməsi ilə əlaqədar Xəzərin suları çox çirklənmişdir.

Xəzərin ekoloji problemlərindən biri Xəzərə çaylar vasi-

təsilə tökülən çirkab sularıdır. Çaylar vasitəsilə hər il Xəzərə 40-45 kq çirkab daxil olur ki, onun da 60 %-i Volqa çayının payına düşür. Əgər bu çirkli sular dənizin üst qatında bərabər paylansaydı, onda il ərzində həmin qatın qalınlığı 10-11 sm-ə çatardı. Xəzər sularının çirklənməsində Kür və Ural çayları da az rol oynamır. Xəzər dənizi problemləri içərisində səviyyə tərəddüdü ilə yanaşı, dəniz sularının çirklənməsi və bununla əlaqədar ekoloji şəraitin korlanması son dövrün ən mühüm problemidir. Zəngin təbii sərvətləri və müalicə əhəmiyyəti tarixən onun ətrafında çoxlu sayda insanların məskunlaşmasına səbəb olub. Xəzər dənizinin əsas çirklənmə mənbələri onun hövzəsində, sahillərində və akvatoriyalarında yerləşən şəhərlərin və sənaye obyektlərinin çirkab suları, dəniz nəqliyyatından və neft mədənlərindən daxil olan müxtəlif çirkləndiricilərdir. Hazırda Xəzər sahili zonalarda 15 milyona qədər əhali yaşayır ki, onların da həyat fəaliyyəti bilavasitə bu dənizlə (əsasən də balıqçılıqla) bağlıdır. Dünyanın ən məhsuldar su sahəsi olan Xəzər yeganə dənizdir ki, nəre balıqlarının böyük ehtiyatı (təxminən 95%) burada cəmlənib. Məlumdur ki, nəre balığı dünya bazarında çox qiymətli sayılan qara kürünün "istehsalçısıdır". Ona görə də həmin balıqların Xəzərdəki genofondu ciddi şəkildə qorunur. Neft-qaz ehtiyatı potensialına görə də o, dünyanın ən iri karbohidrogen xammalı mərkəzlərindən biridir. Ekoloji xarakteristikasına görə Xəzər dənizi çox vaxt digər qapalı hövzələr kimi öyrənilir. Qapalı hövzələrin isə müvafiq problemləri var. Xəzər dənizini çirkləndirən əsas mənbələrə gəldikdə isə qeyd edək ki, bura təmizlənməmiş sənaye məhsulları və kənd təsərrüfatı tullantıları, çay və dəniz gəmiçiliyi, quru və su sahillərində qaz və neft buruqlarının istismarı, dəniz dibinin dərinləşdirilməsi işləri zamanı ikinci çirklənmə, atmosfer və su vasitəsilə uzaq zonalardan çirkli maddələrin gəlməsi daxildir. Xəzər dənizi sahillərində yerləşən

şəhərlərdən Bakı, Sumqayıt, Mahaçqala, Həştərxan, Türkmənbaşı, Rəşt, Ənzəli şəhərlərindən dənizə axıdılan çirkab suları onun əsas çirkəndiricilərindən hesab edilir. Bununla yanaşı dəniz neft yataqlarının istismarı və neft məhsullarının daşınması, dəniz nəqliyyatı da Xəzər sularını xeyli çirkəndirir. Dəniz sularının çirkənməsi Xəzərin ekoloji şəraitində böyük gərginliyə səbəb olub, onun bir sıra sahil bölgələrində isə ekoloji böhran yaradıb. Dənizin ekoloji şəraitinə Volqa, Kür hövzələrində bir sıra sututarların yaradılması da mənfi təsir göstərib. Bu, sututarların miqdarının kəskin azalmasına səbəb olub, digər tərəfdən bir sıra olduqca qiymətli balıq növlərini ənənəvi kürü tökmək yerlərindən məhrum edib. Dənizin ən çox çirkənməmiş sahələri eyni zamanda ekoloji böhran sahələridir. Belə sahələrə Bakı, Sumqayıt, Mahaçqala, Türkmənbaşı şəhərlərinin akvatoriyaları, istismarda olan dəniz neft yataqları rayonları aid edilir. Xəzər gölünün çirkənməsindən danışarkən aşağıdakı xüsusiyyətlər nəzərə alınmalıdır: birincisi, çirkabın qeyri-bərabər paylanması dənizin ayrı-ayrı sahələrinin ciddi şəkildə çirkənməsinə gətirib çıxarır. İkincisi, sahilboyu yaranan çirkənməni bir zonadan başqasına aparır və oranı da çirkəndirir. Nəzərə alsaq ki, tullantılar əsasən suyun üzündə - üst qatında toplanaraq "su-atmosfer" zonası yaradır, onda məhz burada yığılmış çirkablar hesabına daha çox dənizin bioloji əhəmiyyətli sahələrinin çirkəndiyini qeyd etmək lazım gəlir. Xəzər dənizi üçün ən təhlükəli çirkənmə tərkibində zərərli kimyəvi maddələr olan tullantılarla çirkənmədir. Dənizin çirkənməsində neft karbohidrogenləri böyük rol oynayır. Söhbət Abşeron yarımadası və Manqışlağın yarısını əhatə edən dəniz neft sənayesi və sualtı neft borularından gedir. Xəzərin ekoloji vəziyyəti indi bütün dünyanı narahat edir. Bakı isə Xəzərin ən çirkli hissəsidir. Təsədüfi deyil ki, o, bioloji cəhətdən "ölü buxta" statusunu qazanıb. Dənizin şərq, qərb

hissələri ilə müqayisədə şimal tərəfində çirklənmənin səviyyəsi nisbətən azdır. Xəzər gölünün mühitinin qorunmasında, xüsusilə çirkablardan mühafizədə Volqa və digər çay-su anbarlarının rolu böyükdür. Cənub və orta sahilərdə Xəzər daha çox hidrodinamiki təhlükəyə məruz qalır. Bunlardan başqa, Xəzərin dibi palçıq vulkanlarına meyllidir. Kükürd tərkibli neft çıxarılan sahilər daha təhlükəlidir. Güclü zəlzələ baş verərsə, havaya 1000 atmosfer təzyiqlə milyon ton kükürd tərkibli karbohidrogen daxil ola bilər ki, bu da global fəlakətdir. İri tankerlərlə neftin daşınması da Xəzərin çirklənməsinə səbəb olur. Xəzər qapalı ekosistem olduğu üçün onun neft axınları vasitəsilə çirklənməsi kifayətdir ki, "canını tapşırsın" - "ölsün". Burada neft-qaz istismarına geniş yer verilməsi balıqçılıq təsərrüfatına da öz mənfi təsirini göstərir. Su mühitinin ifrat çirklənməsi balıq sənayesinə ciddi ziyan vurur. Hesablamalara əsasən, bu səbəbdən nəre balığı təsərrüfatına dəyən zərər 6 milyard, kürü biznesinə dəyən ziyan isə 10 milyard dollar təşkil edir. Həmçinin digər vətəgə balıqlarının iqtisadi cəhətdən itirilməsi də realdır. Xəzər olduqca unikal ekosistemdir. Xəzərə yalnız bir ölkənin yox, 5 sahilyanı ölkənin qayğı göstərməsi vacibdir. Hər bir Xəzərsahili ölkə dənizə öz şəxsi prizmasından yanaşsa, onun sonrakı taleyi daha tutqun ola bilər. Xəzərin statusu tam müəyyənləşmədikcə dənizin nəre balığı ehtiyatı, canlıların rəngarəngliyi, ekosistemi tənəzzülə uğrayacaq.

Ədəbiyyat

Əsas ədəbiyyat

Abdullayev İ.M. Dəniz cərəyanları və okean sirkulyasiyası. – Bakı, 2001. – 142 s.

Məmmədov M.Ə., İmanov F.Ə. Ümumi hidrologiya. Bakı, Bakı Universiteti nəşriyyatı. 2003-230 s.

Алекин О.А. Основы гидрохимии.- Л.: Гидрометеоиздат,- 1970.-442 с.

Богословский Б.Б. и др. Общая гидрология. Л.: Гидрометеоиздат, 1984.-356 с.

Давыдов Л.К., Дмитриева А.А., Конкина Н.Г. Общая гидрология.-Л.:Гидрометеоиздат, 1973.-462 с.

Калинин Г.П. Проблемы глобальной гидрологии.-Л.: Гидрометеоиздат, 1968.-377 с.

Клиге Р.К., Данилов И. Д., Конищев В.Н. История гидросферы.-М.: Научный мир, 1998.-368 с.

Лосев К.С. Вода.-Л.: Гидрометеоиздат, 1989.-272 с.

Львович М.И. Вода и жизнь.-М.: Мысль, 1989.-254 с.

Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли.- Л.:Гидрометеоиздат, 1974.-636 с.

Михайлов В.Н., Добровольский А.Д., Добролюбов С.А. Гидрология. М.:Высшая школа, 2008.-463 с.

Михайлов В.Н., Добровольский А.Д. Общая гидрология. М.:Высшая школа, 1991.-368 с.

Муравейский С.Д. Реки и озера. Гидробиология. Сток.-М.:Географгиз, 1960.-388 с.

Никаноров А.М. Гидрохимия. –Л.:Гидрометеоиздат, 1989.-351 с.

Степанов В.Н. Океаносфера.- Л.: Гидрометеоиздат, 1983.-270 с.

Чеботарев А.И. Гидрологический словарь.-Л.:Гидрометеоиздат, 1978.-308 с.

Чеботарев А.И. Общая гидрология.- Л.: Гидрометеиздат, 1975.-544 с.

Шикломанов И.А. Исследование водных ресурсов суши: итоги, проблемы, перспективы.- Л.: Гидрометеиздат, 1988.- 152 с.

Экологический энциклопедический словарь.-М.:Издательский дом «Ноосфера», 1999.- 930 с.

VI Всероссийский гидрологический съезд. 28 сентября – 1 октября 2004 г. Санкт – Петербург. Тезисы докладов. СПб.: Гидрометеиздат, 2004.

Fəsilər üzrə əlvə ədəbiyyat

Giriş üzrə

Бисвас А.К. Человек и вода. Из истории гидрологии.- Л.: Гидрометеиздат, 1975.- 288 с.

Залогин Б.С. Океан человеку.- М.: Мысль, 1983.- 206 с.

Коровнин В.П. История океанографических исследований. СПб.: Гидрометеиздат, 1999.- 164 с.

Соколов А.А., Чеботарев А.И. Очерки развития гидрологии в СССР.-Л.: Гидрометеиздат, 1970.-310 с.

Fəsil 1 üzrə

Винников С.Д., Проскуряков Б.В. Гидрофизика.-Л.: Гидрометеиздат, 1988.- 248 с.

Зенин А.А., Белоусова Н.В. Гидрохимический словарь.-Л.: Гидрометеиздат, 1988.- 239 с.

Самарина В.С. Гидрохимия.-Л.: Гидрометеиздат, 1977.- 359 с.

Fəsil 2 üzrə

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

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

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

Fəsil 3 üzrə

Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. Т.3. – М.: «Янус – К» 2002.- 651 с.

Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем.-Л.: Гидрометеиздат, 1980.- 351 с.

Вода России. Водноресурсный потенциал/Под ред. А.М.Черняева Екатеринбург: «АКВА-ПРЕСС», 2000.- 419 с.

Водные ресурсы СССР и их использование.-Л.: Гидрометеиздат, 1987.-302 с.

Глобальные изменения природной среды (климат и водный режим).-М.: Научный мир, 2000.-304 с.

Клиге Р.К. Изменения глобального водообмена.- М.: Наука, 1985.- 247 с.

Одум Ю. Экология.- М.: Мир, 1986.-Т. 1.-328 с., Т. 2.- 376 с.

Fəsil 4 üzrə

Əliyev F.Ş. Azərbaycan Respublikasının yeraltı suları, ehtiyatlarından istifadə və geokoloji problemləri. Bakı, Çarşıoğlu, 2000.- 326s.

Əsgərov Ə.H. Hidrogeologiya. Bakı, Maarif, 1989.- 212 s.

Rəsulov S.Ö. Mühəndis geologiyası və hidrogeologiya. Bakı, Maarif, 1991.- 384s.

Белоусова А.П., Гавич И.К., Лисенков А.Б., Попов Е.В. Экологическая гидрогеология. Москва, Академкнига.2007.- 397с.

Белоусова А.П. Качество подземных вод: современные подходы к оценке. Москва, Наука, 2001.- 339с.

Всеволожский В.А. Основы гидрологии.-М.: Изд-во МГУ, 1991.-351 с.

Гальперин А.М., Зайцев В.С., Норватов Ю.А. Гидрогеология и инженерная геология. Москва, Недра, 1989.-383с.

Геология Азербайджана. Том VIII. Гидрогеология и инже-

нерная геология. Баку, Nafta-Press, 2008.- 380с.

Гидрогеология/Под ред. В.М.Шестакова и М.С.Орлова.- М.: Изд-во МГУ, 1984.-317 с.

Догановский А.М., Малинин В.Н. Гидросфера Земли. Санкт-Петербург, Гидрометеиздат, 2004.- 630с.

Зекцер И.С. Подземные воды как компонент окружающей среды. Москва, Науч. мир, 2001.- 328с.

Климентов П.П., Богданов Г.Я. Общая гидрология.-М.: Недра,1977.-357 с.

Михайлов Л.Е. Гидрогеология.-Л.: Гидрометеиздат, 1985.- 263 с.

Общая гидрогеология/ Под ред. Е.В.Пиннекера.-Новосибирск: Наука, 1980.-231 с.

Подземные воды Мира: ресурсы, использование, прогнозы. Москва, Наука, 2007.- 438с.

Тагиев И.И., Ибрагимова И.Ш., Бабаев А.М. Ресурсы минеральных и термальных вод Азербайджана. Баку, Чашыюглу, 2001, 168с.

Todd D.K. Groundwater hydrology. 2nd ed. N.Y.:Wiley, 1980-p p.535.

Van der Leeden F., Troise F.L., Todd D.K. The water encyclopedia.Chelsea (Mich): Lewis.- 1990

Walton W.C. Groundwater resource evaluation. N.Y.: McGraw-Hill, 1970.- pp.664.

World water balance and water resources of the Earth. P.:UNESCO, 1978.- pp.664.

Fəsil 5 üzrə

İmanov F.Ə. Hidrologiyanın nəzəri əsasları. Bakı, Nafta-Pres. 2014.-212s.

İmanov F.Ə. Çay axımı. Bakı, BDU Nəşriyyatı, 2002.- s.2008.

Məmmədov M.Ə., İmanov F.Ə., Mahmudov R.N. Hidrometriya. Bakı, NPM "Nurlan", 2000.-210s.

Алексеевский Н.И. Формирование и движение речных на-

носов.-М.: Изд-во МГУ, 1998.-202 с.

Антропогенные воздействия на водные ресурсы России и сопредельных государств в конце XX столетия/ Под ред. Н.И.Коронкевича, И.С.Зайцевой.-М.: Наука, 2003.-367 с.

Бабкин В.И., Вуглинский В.С. Водный баланс речных бассейнов.-Л.: Гидрометеоздат, 1982.-191 с.

Беркович К.М., Чалов Р.С., Чернов А.В. Экологическое русловедение.-М.: ГЕОС, 2000.-332 с.

Быков В.Д., Васильев А.В. Гидрометрия.-Л.: Гидрометеоздат, 1977.-448 с.

Важнов А.Н. Гидрология рек.-М.: Изд-во МГУ, 1976.-339 с.

Вендров С.Л. Жизнь наших рек.-Л.: Гидрометеоздат, 1986.-112 с.

Евстигнеев В.М. Речной сток и гидрологические расчеты.-М.: Изд-во МГУ, 1990.-304 с.

Издан П.Ф. Лес и водные ресурсы.-М.: Наука, 1980.-153 с.

Караушев А.В. Теория и методы расчетов речных наносов.-Л.: Гидрометеоздат, 1977.-392 с.

Крестовский О.И. Влияние вырубок и восстановления лесов на водность рек.- Л.: Гидрометеоздат, 1986.-118 с.

Маккавеев Н.И., Чалов Р.С. Русловые процессы.-М.: Изд-во МГУ, 1986.-264 с.

Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. -М.: ГЕОС, 1997.-413 с.

Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. -М.: Изд-во МГУ, 1998.-176 с.

Шикломанов И.А. Антропогенные изменения водности рек.-Л.: Гидрометеоздат, 1979.-302 с.

Шикломанов И.А. Влияние хозяйственной деятельности на речной сток.-Л.: Гидрометеоздат, 1989.-334 с.

Fəsil 6 üzrə

Budaqov B.Ə. Azərbaycanın Böyük Qafqaz hissəsinin müasir və qədim buzlaşmaları. Bakı, Azərbaycan SSR Elmlər Akad.

pəşriyyatı, 1965, 160s.

Атлас снежно –ледовых ресурсов мира.-М.: Изд. РАН, 1997-Т.2. кн.1. -263 с., кн.2. -270 с.

Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А. Современные проблемы гидрологии. М., Академкнига, 2008, 320с.

Гляциологический словарь.-Л.: Гидрометеиздат, 1984.- 527 с.

Голубев Г.Н. Гидрология ледников.-Л.: Гидрометеиздат, 1976.- 247 с.

Догановский А.М., Малинин В.Н. Гидросфера Земли. Санкт-Петербург, Гидрометеиздат, 2004.- 630с.

Долгушин Л.Д.,Осипова Г.Б. Ледники.-М.: Мир, 1989.- 447 с.

Инженерная гляциология. М., Издательство МГУ, 1971.- 208с.

Калесник С.В. Очерки гляциологии. М., Географгиз, 1963.-551с.

Котляков В.М. Мир снега и льда.-М.: Наука, 1994.- 287 с.

Котляков В.М. Снежный покров Земли и ледники. Л., 1968.- 479с.

Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР.-Л.: Гидрометеиздат, 1982.- 288 с.

Лосев К.С. По следам лавин.-Л.: Гидрометеиздат, 1983.- 135 с.

Мерзлотоведение. М., Издательство МГУ, 1981.- 240с.

Опасные гидрометеорологические явления на Кавказе. Л., Гидрометеиздат, 1983.- 264с.

Савельев Б.А. Гляциология. М., Издательство МГУ, 1991.- 288с.

Тушинский Г.К. Ледники, снежники, лавины Советского Союза. М., Географгиз, 1963.- 312с.

Ходаков В. Г. Снега и льды Земли. М., Издательство Наука, 1969.- 164с.

Fəsil 7 üzrə

Əliyeva İ.S. Göl və su anbarlarının hidrologiyası. Bakı, MBM, 2011.- 216s.

Məmmədov V.A. Göllərin morfometriyası və su balansı. Bakı, Elm, 1998.- 180 s.

Абросов В.Н. Зональные типы лимногенеза. Л., Изд. Наука, 1982.-144с.

Адаменко В.Н. Климат и озера. Л., Гидрометеиздат, 1985.-277с.

Богословский Б.Б., Самохин А.А., Иванов К.Е., Соколов Д.П. Общая гидрология. Л., Гидрометеиздат, 1984.-423с.

Богословский Б.Б. Озероведение.-М.: Изд-во МГУ, 1960.- 335 с.

Викулина З.А. Водный баланс озер и водохранилищ Советского Союза.-Л.: Гидрометеиздат, 1979.-176 с.

Показеев К.В, Филатов Н.Н. Гидрофизика и экология озер. Т.1 Гидрофизика.-М.: Физич. ф-т МГУ, 2002.-276 с.

Тихомиров А.И. Термика крупных озер.-Л.: Гидрометеиздат, 1977.-232 с.

Хатчинсон Д.Э. Лимнология.-М.: Прогресс, 1969.-591 с.

Хандерсон-Селлерс Б. Инженерная лимнология.-Л.: Гидрометеиздат, 1987.-335 с.

Вендров С.Л. Проблемы преобразования речных систем. - Л.: Гидрометеиздат, 1979.-207 с.

Водохранилища мира. М., Наука, 1979.- 288 с.

Водохранилища и их воздействие на окружающую среду.-М.: Наука, 1986.-367 с.

Давыдов Л.К., Дмитриева А.А., Конкина Н.Г. Общая гидрология. Л., Гидрометеиздат, 1973.-462с.

Догановский А.М., Малинин В.Н. Гидросфера Земли. Л., Санкт-Петербург, 2004.-431с.

Китаев С.П. Экологические основы биопродуктивности озер разных природных зон. М., Наука, 1984.-208с.

Матарзин Ю.М. Гидрология водохранилищ. -Пермь.: Изд-во Перм. университета, 2003,-295 с.

Одрова Т.В. Гидрофизика водоемов суши. Л., Гидрометеиздат, 1979.-311с.

Эдельштейн К.К. Водохранилища России: экологические проблемы, пути их решения.-М.: ГЕОС, 1998.-277 с.

Эдельштейн К.К. Водные массы долинных водохранилищ. -М.: Изд-во МГУ, 1991,-175 с.

Тихомиров А.И. Термика крупных озер. Л., Наука, 1982.-232с.

Филатов Н.Н. Динамика озер. Л., Гидрометеиздат, 1983.-168с.

Хендерсон-Селлерс Б., Маркленд Х.Р. Умирающие озера. Л., Гидрометеиздат, 1990.-280с.

Fəsil 8 üzrə

Богословский Б.Б., Самохин А.А., Иванов К.Е., Соколов Д.П. Общая гидрология. Л.: Гидрометеиздат, 1984.-423с.

Догановский А.М., Малинин В.Н. Гидросфера Земли. Санкт-Петербург, Гидрометеиздат, 2004.- 630с.

Иванов К.Е. Водообмен в болотных ландшафтах. -Л.: Гидрометеиздат, 1975.-280 с.

Кац Я. Болота земного шара. М., Наука, 1971.- 296с.

Нищенко А.А. Краткий курс болотоведения. М., Высшая школа, 1967.- 148с.

Fəsil 9-16 üzrə

Abdullayev İ.M., Məmmədov M.Ə. Okeanoloji terminlərin izahlı lüğəti. – Bakı, – 1999. – 78 s.

Əsədov S.B. Dalgə dinamikası. Bakı, “MBM”, 2014.-152s.

Məmmədov R.M. Xəzər dənizinin hidrometeorologiyası. Bakı, “AVROPA”, 2013.-176s.

Алекин О.А., Ляхин Ю.И. Химия океана. -Л.: Гидрометеиздат, 1984.-343 с.

Атласы океанов. Атлантический и Индийский океаны.Л.:

Изд-во Главн. управл. навигации и океанографии МО СССР. 1977,-153 с. Тихий океан. 1974.-302 с. Северный Ледовитый океан. 1980.-184 с.

Воробьев В.Н., Смирнов И.П. Общая океанология. Динамические процессы. -СПб.: Изд-во РГМУ, 1999.-230 с.

Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР.-М.: Изд-во МГУ, 1982.-191 с.

Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Региональная океанология. -М.: Изд-во МГУ, 1992,-224 с.

Егоров Н.И. Физическая океанография. -Л.: Гидрометеиздат, 1974.-455 с.

Жуков Л.А. Общая океанология.-Л.: Гидрометеиздат, 1976.-376 с.

Залогин Б.С., Косарев А.Н. Моря.-М.: Мысль, 1999.-400 с.

Леонтев О.К. Морская геология.-М.: Высшая школа,1982.-344 с.

Малинин В.Н. Общая океанология. Физические процессы.- СПб.: Изд-во РГМУ, 1998.-341 с.

Океанографическая энциклопедия.-Л.: Гидрометеиздат, 1974.-631 с.

Океанографические таблицы.-Л.: Гидрометеиздат, 1975.-477 с.

Панин Г.Н., Мамедов Р.М., Митрофанов И.В. Современное состояние Каспийского моря. Наука.-Москва.-2005.-354с.

Перри А., Уокер Д. Система океан-атмосфера. -Л.: Гидрометеиздат, 1979.-195 с.

Суховей В.Ф. Моря Мирового океана .-Л.: Гидрометеиздат, 1986.-288 с.

TERMINLƏR GÖSTƏRİCİSİ

- Ablyasiya 242
 Acrasiya zonası 92
 Axarsız sahə 125
 Axarlı göl 289,293
 Axarsız göl 288
 Axım əmsalı 143
 Axım layı 142
 Axım həcmi 106,142
 Axım modulu 142
 Axınlar 318
 Aktiv qat 391
 Aktiv isinmə zonası 301
 Albedo 458
 Alloxtion 273
 Antropogen amillər 160
 Analitik üsul 279
 Aralıq faza 140
 Aralıq su kütləsi 439
 Arteziyan suları 95
 Asılı gətirmələr 209
 Aşağı azsululuğun hündürlüyü 497
 Aşağı dolusululuğun hündürlüyü 497
 Atmosfer yağıntıları 67,70,145
 Avtoxtion 273
 Ay müddəti 497
 Azonal amillər 91, 213
 Azsululuğun hündürlüyünün sutkalıq qeyri-bərabərliyi 497
 Azsululuq 498
 Bakterioplankton 336
 Baroqradiyent axınlar 503
 Bataqlıq 157,342,381
 Bataqlıq bitkiləri 387
 Bataqlıq massivi 384
 Bataqlıq mikrolandsaftı 386
 Bataqlıqların hidrologiyası 381
 Bataqlıqların təsnifatı 389
 Batiqrafik ayrı 279
 Bering buzlağı 250
 Bental 336
 Bərpa olunan su ehtiyatları 62
 Biogen maddələr 41
 Biogen mənbəli çöküntülər 345
 Biolit 346
 Bioloji kütlə 338
 Biokimyəvi proseslər 274
 Batiqrafik və həcm ayrılırları 279
 Bioseno 336
 Bloklar vəziyyətində sürüşmə 244
 Böyük çay 123
 Buxarlanma 66,68,148
 Buxarlanmanın (və ya buxar-əmələgəlmənin) gizli xüsusi istiliyi 39
 Buxarlar 89
 Buxarlandırıcı göllər 293
 Bulaq 108
 Buz 232
 Buz örtüyü 312
 Buz tıxacı 226
 Buz yığını 227
 Buz əmələgəlmənin gizli xüsusi istiliyi 39
 Buzlağın intensivliyi 241
 Buzlaq 158,233,237
 Buzun əriməsi 312
 Buzlaq əmsalı 242
 Buzlaqların ərinti suları 160
 Buzlaq kütləsinin balansı 243
 Buzlaq suları 133
 Buzlaqların hərəkəti 244
 Buzlaqların qidalanması 241
 Buzlaqşünaslıq 233
 Buzun duzluluğu 475
 Calgam 132,196
 Calgamlı macra prosesi tipi 202

- Cəm axınlar 520
 Coğrafi zonallıq 213
 Coşğun axınlar 172
 Çalanın mənşəyi 273
 Çatlı-damarlı sular 94
 Çay 123
 Çay axımı 72,143
 Çay bentosu 231
 Çaybuzu473
 Çay dərələri 130
 Çay hövzəsi 125
 Çay nektonu 231
 Çay sularının minerallaşması 228
 Çay sutoplayıcısı 124
 Çay şəbəkəsi 128
 Çay şəbəkəsinin sıxlığı 129
 Çayın hidroqrafı 133
 Çayın mənbəyi 129
 Çayın mənsəbi 129
 Çayın uzunluğu 128
 Çayın uzununa profili 187
 Çayların hidrokimyəvi rejimi 228
 Çayların qida mənbəyi 133
 Çəsmə 108
 Çoxillik qar örtüyü 251
 Çoxillik donuşluq 255
 Çoxillik məcra deformasiyaları 191
 Çökmə (oturma) 112
 Çöl tədqiqat metodu 25,272
 Dağ çayları 124
 Dağ-dərə buzlaqları 239
 Daxili buz 226
 Daxili dalgalar 495
 Daimi (stasionar) təmasalar 176
 Dalğa hündürlüyü 315
 Dalğanın yayılma sürəti 487
 Daşınantamasa 176
 Daşqın həcm səviyyəsi (DHS) 287
 Davamlı qar örtüyü 251
 Debitin qərarlaşması 108
 Delta 203
 Denevilyasiya (dinamik) 284, 322
 Dəniz buzu 473
 Dənizin orta səviyyəsi 497
 Dərinliyin sıfırı 497
 Dəyişib-uyğunlaşmış su kütləsi 321
 Dib buzu 226, 474
 Dib gətirmələri 209
 Dib qırçınları 132
 Dimiktik 309
 Dixotermiya 300
 Dinamiki hündürlüklər 518
 Distrof 341
 Dolusululuq 498
 Donuşluqşünaslıq 255
 Doyma zonası 92
 Dövri (tsiklik) 285
 Dreyf 318, 504
 Durgun dalgalar 486
 Duzluluq 478
 Dünya okeanı 397
 Dünya Okeanının su balansı 79
 Dünyanın su balansı 83
 Düz sıxlıq stratifikasiyası 52
 Düz termik stratifikasiya 302
 Düzənlik çayları 124
 Efemer 285
 Ekman nəzəriyyəsi 509
 Ekologiya 335
 Ekoloji hidrogeologiya 117
 Ekspedisiya metod 25
 Eksperimental tədqiqat metodu 26
 Ekzogen mənşəli yeraltı sular 88
 Endogen mənşəli yeraltı sular 88
 Enən bulaqlar 108
 Epilimneon zona 302
 Eroziya prosesi 206,222
 Estuari 203

Evtrof 341,342,389	Hidrodinamik zona 87
Əks temperatur stratifikasiyası 304	Hidrogeologiya 86
Ərimənin gizli istiliyi 39	Hidroizohips 94
Əsas çay 128	Hidroqraf 141
Əsas ionlar 41,324	Hidroqrafik ayrılık 192
Əsas su kütləsi 321	Hidroloji dövrən 55
Əsrlik su ehtiyatları 62	Hidroloji il 285
Əyrilikəmsali 129	Hidrosfer 55,56
Əvəzedici axınlar (kompensasiya) 320	Hiqroskopik su 89
Farvater 132	Hipolimneozona 302
Faydalı həcm səviyyəsi (FHS) 286	Hipsoqrafik əyri 127,280,407
Fəal təbəqə 257	Homotermiya 301
Fedçenko buzlağı 250	Hövvənin hidroqrafik şəbəkəsi 128
Fırlanğıc 180	Hydr 55
Firm 236	Xabbar buzlağı 250
Fitobentos 336	Xarlanmış qar 236
Fitoplankton 336	Xemogen mənşəli çöküntülər 345
Florida cərəyanı 524	Xemoklin 310
Fotosintez 43	Xəşəli buz 226
Frud ədədi 124,172	İqlim qar sərhədi 235
Geokriologiya 255	İlkin su kütləsi 321
Geostrafik axınlar 505	İncə buz 226
Gətirmələr axını 206	İnterferensiya 316
Gətirməli-sulu sellər 218	İnfiltrasiya suları 88
Gətirmə-qovulma prosesi 320, 502	İnteqrasiya üsulu 181
Göl 157, 263	İntrozonat 92
Gölün adalıq əmsali 278	İrəliləmə dalgaları 486
Göl çalası 273	İstilik balansı tənliyi 50
Göllərin hidrologiyası 263	İstilik enerjisinin saxlanma qanunu 46
Göl-çay sistemləri 269	İsti buzlaqlar 240
Gursululuq 139	İsti monomiktik 309
Heteretrof 337	İzobat 132
Həqiqi qar sərhədi 235	İzotax 174
Hərəkət miqdarının (impulsun) saxlanma qanunu 47	Kapilyar su 90
Hidravlik radius 132	Karst 154
Hidravliki əlaqə 134	Karst prosesi 112
Hidravliki sıçrayış 175	Kələ-kötürlük əmsali 175
Hidrobiont 335	Kiçik çay 124
	Kiçik hidroloji dövrən 65

Kinematik özlülük əmsalı 40	Qravitasiya suları 91
Kompensasiya axınları 320	Qrunt (yeraltı) suları 94,133
Kondensasiya suları 88	Qrunt sularının səviyyəsi 105
Konsument 337	Qurunun su balansı 77
Konvektiv 322	Quru qar uçqunu 253
Kriolit zonası 255	Quytullar 132,189,197
Kriologiya 233	Lahar 221
Kriosfərbəqəsi 233, 255	Laqun 204
Kurosio cərəyanı 529	Laminar rejim 170
Külək axınları (dreyf) 318	Lentliqırçınlar 196
Kütlənin şaquli dayanıqlığı 52	Lentli-qırçınlı məcrə prosesi tipi 200
Qabarın amplitudu 497	Leptothrix ochracea 330
Qabarın qiyməti 498	Liman 204
Qabarmalar 496	Limnologiya 263
Qabarmanın böyük qiyməti 497	Litoral 273
Qalxan bulaqlar 108	Maddənin (kütlənin) saxlanma qanunu 45
Qar xətti 235	Makro bentos 336
Qar örtüyü 251	Maksimal su sərfələri 182
Qar suları 133	Marqulis düsturu 508
Qar şırımı 199	Materik buzlağı 238
Qar uçqunu 252	Meandr 132
Qarışıq qidalı çay 136	Meandrlaşma prosesi 192
Qarşınaslıq 251	Mexaniki enerjinin saxlanma qanunu 47
Qeyzer 95	Meromiktik 310
Qərarlaşan hərəkət 170	Metalimneon 302
Qırçınlar 195	Mezoterimiya 300
Qısa dalğalar 486	Mezotrof 341,389
Qış azsulu dövr 133	Məcrə 130
Qıtsulu faza 140	Məcrə deformasiyaları 186
Qletçer 237	Məcrə prosesi 185
Qlobal hidroloji dövrən 63	Məcrənin dayanıqlıq dərəcəsi 187
Qiyasiologiya 233	Məhdudlanan meandrlaşma 193
Qolfstrim cərəyanı 399	Məhdudlaşdırılan sahə 111
Qoruyucu bəndlər 204	Mineral su 107
Qovma 222	Minerallaşma dərəcəsi 109
Qovulma sahəsi 320	Monimolimneon 310
Qradiyent axınları 503	Miksolimneon 310
Qrafiki üsul 279	Molekulyar özlülük 40
Qrafikin sıfırı 176	Monomiktik 309

Mövstümi su 93	Potensial temperatur 432
Müalicəvi sular 107	Produsent 337
Mühəndisi tədbirlər 254	Profundal 273
Mümkün buxarlanma əmsali 166	Pulsasiya 246
Mütəmadi (monitorinq) metod 272	Pyezometrik səviyyə 95
Müvəqqəti qar örtüyü 251	Rapalı göl 350
Nekton 337	Redusent 337
Neytral dayanıqlıq 53	Rejelyasiya firmi 236
Nisbi rütubət dövrəni əmsali 70	Rekristallaşmış firn 237
Nisbi dərinlik 281	Regressiya 285
Nisbi şəffaflıq 333	Relaksasiya tərəddüdü 246
Nohur 267	Reynolds ədədi Re 170
Nöqtə üsulu 180	Sahil bəndləri 199
Növbəli dayazlıq 132,189,197	Sahil buzları 226
Okean axınları 501	Sahil qumluğu (plyaj) 199
Okeanoqrafiya 398	Sahil xəttinin inkişaf əmsali 278
Okeanologiya 398	Sakit axınlar 172
Oliqotrof 341,342,389	Sandstrem-Helland-Hansen düsturu 518
Oroqrafik ayrılık 192	Sapropel 346,357
Orta çay 123	Sedimentasiya suları 88
Orta çoxillik su sərfi 142	Sel 216
Orta səviyyənin hündürlüyü 497	Seyş 317
Orta sürət 180	Səciyyəvi səviyyələr 177
Ölü həcm səviyyəsi (ÖHS) 286	Səciyyəvi su sərfələri 184
Örtük (pərdəvari) su 89	Səhra zonası 164
Örtük buzlağı 238	Sənaye suları 108
Özlü plastik axınlar 244	Sərbəst meandrlaşma 194
Özlü duzları 351	Sərbəst su 91
Pak buz örtüyü 238	Sərfələr ayrısı 184
Palçıqlı sellər 218	Səs kanalı 451
Palçıqlı-daşlı sellər 218	Səth axımı 133,143
Passivləşmə zonası 301	Səthi gərilmə qüvvəsi 39
Passiv qat 391	Səviyyənin statik yolla dayışması 284
Pelagial 273,336	Sıxlıq axınları 503
Pelogen 346	Soyuq buzlaqlar 240
Peloidlər 31	Sphaira 55
Perifiton 337	Spirophyllum ferrudineum 330
Pestisid 115	Statik 284
Plankton 336	Statik və ya əsrlik su ehtiyatları 62

Statistik metod 27	Şəffaflıq əmsali 333
Stenobiont 336	Şərti xüsusi çəki 417
Stratosfer su kütləsi 439	Şərti xüsusi həcm 420
Su anbarı 267	Şərti sıxlıq 419
Su balansı tənliyi 48,136	Şimali passat cərəyanları 525
Su kütləsi 321	Şişmələr (hidrolakkolit) 257
Su kütləsinin şaquli dayanıqlığı 52	Tamamlanmayan meandrlaşma 194
Su kütləsinin həcmi 279	Temperatur stratifikasiyası 302
Su rejiminin fazaları 139	Termal sular 108
Su sərfi 139,141,182	Termobar 301
Su səthinin açıqlıq əmsali 280	Termoxalin axınlar 504
Su səviyyəsi 284	Termoizoplet 303
Suayırıcı xəttin uzunluğu 127	Termokarst 257
Subasar 130,197,199	Terrigen mənşəli çöküntülər 345,408
Subasma 221	Təbiətdə su dövranı 63
Sublitoral 273	Təbii buz 232
Sudaxili buz 226	Tərpənməz buz örtüyü 227
Suffoziya 111	Tərsənə 199
Sulu layın qalınlığı 94	Tərsinə sıxlıq stratifikasiyası 52
Sunami dalğaları 493	Təzyiqli sular 95,105
Suölmə məntəqələri 176	Till 247
Sutoplayıcı sahə 124	Torpaq suları 93
Suyun elektrik keçiriciliyi 40, 424	Transqressiya 285
Suyun xüsusi istilik tutumu 38	Transpirasiya 148
Suyun orta bulanıqlığı 210	Trofluq 341
Suyun rəngi 334	Troposfer su kütləsi 439
Suyun səviyyəsi 139,284	Turbulent rejim 170
Suyun sıxlığı 37	Uyğun səviyyələr 179
Suyun şəffaflığı 333	Uzun dalğalar 486
Sülb axımı 206	Ümumi donuşluqşünaslıq 255
Sülb halında olan sular 91	Üzvi maddələr 41,331
Sürət epyurası 173	Vaxtaşırı axarı olan göl 289
Sürət qodoqrafı 513	Yağış daşqını 140
Sürtünmə dərinliyi 513	Yağış suları 133
Sürtünmə 112,222	Yamacların ekspozisiyası 152
Süzülmə əmsali 106	Yan yığılı 196
Syard-Malaspina buzlağı 250	Yan yığılı macra prosesi tipi 202
Şaquli sıxlıq konveksiyası 53	Yaş (islanmış) perimetr 132
Şəzi düsturu 174	Yaş (sulu) qar uçqunu 253

Terminlər göstəricisi

Yay azsulu dövr 133	Yeraltı suların radioaktiv çirklənməsi 116
Yaz buz axını 228	Yeraltı suların radioaktivliyi 102
Yeraltı suların dayanıqsızlığı 116	Yeraltı suların rəngi 101
Yeraltı suların sıxlığı 100	Yeraltı suyun sərfi (debiti) 106
Yeraltı axım 76	Yerüstü axım 143
Yeraltı su yataqlarının istismar ehtiyatı 109	Yuxarı dolusululuğun hündürlüyü 497
Yeraltı suların bakterial çirklənməsi 115	Yuvenil sular 88
Yeraltı suların elektrik keçiriciliyi 102	Zonal 91
Yeraltı suların istiliklə çirklənməsi 116	Zonal amillər 212
Yeraltı suların kimyəvi çirklənməsi 114	Zonallıq 213
Yeraltı suların özlülüyü 101	Zoobentos 336

**Fərda Əli oğlu İmanov
Vaqif Ağa Əli oğlu Məmmədov
İmran Məmmədli oğlu Abdullayev**

Hidrologiya.

Bakı, “MBM”, 2014.- 564 s.

Naşir: Afər Fəttahova
Texniki redaktorlar: Ülvi Arif, Asim Səfərov
Dizayner: İradə Əhmədova
Operatorlar: Zərifə Bağirova,
Tərlan Quliyeva, Kifayət Əliyeva

Yığılmağa verilmişdir: 02.07.2014
Çapa imzalanmışdır: 19.12.2014
Tiraj 300. şərti çap vərəqi 35,5
“MBM” nəşriyyatının mətbəəsində
çap olunmuşdur
Bakı, Mətbuat pr., 529
Tel.: (99412) 539-75-06